



HAL
open science

Contribution à l'étude du complexe alcalin d'Ambatofinandrahana et de ses minéralisations à lanthanides (région centrale de Madagascar)

Manantsoa Jacques Andriamampihantona

► **To cite this version:**

Manantsoa Jacques Andriamampihantona. Contribution à l'étude du complexe alcalin d'Ambatofinandrahana et de ses minéralisations à lanthanides (région centrale de Madagascar). Pétrographie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT: . tel-00710277

HAL Id: tel-00710277

<https://theses.hal.science/tel-00710277>

Submitted on 20 Jun 2012

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

ANDRIAMAMPIHANTONA
MANANTSOA (J)
EX n° I

PRÉSENTÉE PAR

ANDRIAMAMPIHANTONA
MANANTSOA JACQUESUNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87 46 43

TITRE

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

04 SEP. 1992

(ARRÊTÉ MINISTÉRIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE)

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU COMPLEXE
ALCALIN D'AMBATOFINANDRAHANA ET
DE SES MINÉRALISATIONS À LANTHANIDES
(RÉGION CENTRALE DE MADAGASCAR)

DATE DE SOUTENANCE : 16 mars 1992

COMPOSITION DU JURY :

Président	M. PIBOULE	U.J.F. Grenoble
Membres	B. MOINE	Toulouse
	J. AMOSSE	U.J.F. Grenoble
	J.L. DUTHOU	Clermont Ferrand
	P. GIRAUD, Invité	U.J.F. Grenoble

THÈSE

PRÉSENTÉE PAR

ANDRIAMAMPIHANTONA
MANANTSOA JACQUES

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

TITRE

04 SEP. 1992

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(ARRÊTÉ MINISTÉRIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE)

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU COMPLEXE
ALCALIN D'AMBATOFINANDRAHANA ET
DE SES MINÉRALISATIONS À LANTHANIDES
(RÉGION CENTRALE DE MADAGASCAR)

DATE DE SOUTENANCE : 16 mars 1992

COMPOSITION DU JURY :

Président	M. PIBOULE	U.J.F. Grenoble
Membres	B. MOINE	Toulouse
	J. AMOSSE	U.J.F. Grenoble
	J.L. DUTHOU	Clermont Ferrand
	P. GIRAUD, Invité	U.J.F. Grenoble

NNB 10115628

THÈSE PRÉPARÉE AU SEIN DU LABORATOIRE DE PÉTROGRAPHIE DE L'INSTITUT DOLOMIEU.

à Eliane, Cédric et Laetitia.

AVANT - PROPOS

Au terme de cette étude, fruit d'une collaboration et d'un travail d'équipe, je voudrai remercier toutes les personnes, de différents organismes qui ont participé et contribué à sa réalisation.

A Madagascar, je tiens tout d'abord à rendre hommage au regretté le **Général Hubert ANDRIANASOLO**, Directeur Général de l'OMNIS* qui a permis la réalisation de cette thèse. Je remercie le **Contre-Amiral Roland RATSI-MANDRESY**, Directeur Général de l'OMNIS qui a autorisé la publication de cette thèse.

Ensuite, je voudrai exprimer ma profonde reconnaissance à :

- **M. ANDRIANAJVOMANANA Razaïndramisa et DASO Alain**, successivement Directeurs de l'Energie Atomique pour leur soutien sans faille.

- **M. ANDRIAMJHOATRA Max**, Chef de Division qui m'a encouragé dans toutes mes démarches.

- **M. RAHAJARIZAKA Aristide**, Chef de Département, que j'ai souvent sollicité pour les problèmes logistiques et administratifs.

Mes remerciements, vont également à **M. BOTOLANDY**, Ingénieur Géologue, et particulièrement à **Maurice RANTOANJINA**, Technicien Supérieur qui m'ont beaucoup aidé lors des campagnes de terrain. Leurs connaissances du terrain m'ont été très utiles.

- **Mme le Professeur Lala RAKOTOVAO**, Directeur d'Appui aux Recherches sur les sciences de l'Environnement de la Recherche Scientifique au Ministère de la Recherche Scientifique et Technologique pour le Développement, pour l'appui financier lors de l'envoi des échantillons.

- **M. A. RAZAFINJIMPARANY**, Professeur de Géologie à l'Université d'Antananarivo pour sa collaboration en ce qui concerne l'envoi d'une partie des échantillons.

- **M. Andriambololona RAOELINA**, Professeur de Physique au L.P.N.P.A. de l'Université d'Antananarivo, pour sa compréhension et sa franche collaboration en m'autorisant à consulter des documents sur le dosage des terres rares par fluorescence-X.

- **J.R. RATSI-MBAZAFY**, Chef du Service Géologique pour son aide fraternelle et chaleureuse.

* Office Militaire National pour les Industries Stratégiques

En France, je tiens à remercier

- **P. GRAUD**, Professeur de Géologie qui a été l'instigateur de cette thèse. Son soutien et son appui ont été sans faille lors des différents problèmes posés par les campagnes de terrain.

- **M. PIBOULE**, Professeur de Géologie, cet infatigable chercheur dont les suggestions scientifiques et remarques rigoureuses m'ont été fort utiles pour la rédaction.

Toute ma gratitude va à **B. MOJNE**, Directeur de Recherches au C.N.R.S. qui au début m'a judicieusement conseillé par sa connaissance du terrain. Par la suite, il a été pour moi un véritable "ray aman-dreny", non seulement sur le plan scientifique, mais aussi sur le plan humain par sa disponibilité et son amabilité. En effet, ses vacances ont souvent été ponctuées de mes visites avec mon manuscrit !

- **A. G. VIVIER**, Ingénieur de Recherche, Chargé de Mission au C.N.R.S. qui m'a guidé lors de la partie analytique avec mes minéraux particuliers.

- **A. J. L. DUTHOU**, Chercheur C.N.R.S. de l'URA 10 qui a bien voulu accepter de participer à ce Jury.

- **A. M. CUNNEY**, Chercheur du CREGU (Nancy), grâce à qui on a pu réaliser et avoir le dosage des terres rares (R.T. et minéraux).

- **A. P. HOLLIGER**, Chercheur au C.E.N.G. de Grenoble pour voir daté les syénites et dosé les éléments traces dans les minéraux.

Je leur dois beaucoup.

Il m'est impossible d'oublier:

- **J. PERRIAUX**, Professeur émérite de Géologie pour son action en ma faveur lors de mon problème de logement.

- **P. GIBERGY**, pour la confiance qu'il m'a toujours accordée aussi bien quand j'étais en Licence de Géologie que lorsque je rédigeais la pétrographie. Son aide me fut précieuse.

Merci à tous ceux qui de près comme de loin ont contribué à ce mémoire, Techniciens de l'OMNIS, du Service de Géologie, de l'Institut Dolomieu et à mes camarades thésards.

Je dédie ce mémoire à tous les membres de ma famille qui m'ont aidé de diverses manières, m'ont soutenu moralement lors des moments d'abattement, d'égarement.

*A mes parents, en particulier,
qui m'ont donné cette chance de poursuivre mes études en France*

SOMMAIRE

ABSTRACT	3
PARTIE 1 : CADRE DE L'ETUDE	4
PREAMBULE.....	5
CHAPITRE I : GEOLOGIE DE MADAGASCAR	7
CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'AMBATOFINANDRAHANA.....	13
CHAPITRE III : METALLOGENIE DE MADAGASCAR.....	26
PARTIE 2 : LE COMPLEXE INTRUSIF D'AMBATOFINANDRAHANA	32
CHAPITRE I : PETROGRAPHIE	33
CHAPITRE II : GEOCHIMIE.....	45
CHAPITRE III : RADIOMETRIE ISOTOPIQUE DES SYÉNITES DE LA RÉGION D'AMBATOFINANDRAHANA	80
PARTIE 3 : LES MINERAUX A LANTHANIDES ET LEURS GISEMENTS.....	87
CHAPITRE I : LA BASTNAESITE DE MADAGASCAR	88
CHAPITRE II : LA PARISITE D'ITORENDRIKA	101
CHAPITRE III : LA MONAZITE D'ANDOHARANO	102
CHAPITRE IV : LA CHEVKINITE DE MAROVOALAVO	110
CHAPITRE V : L'AMBATOARINITE OU CARBOCERNAITE D'AMBATOARINA	115
CHAPITRE VI : RAPIDE REVUE D'AUTRES OCCURENCES MONDIALES	116
CHAPITRE VII : COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS ET SIGNIFICATION PARAGENETIQUE.....	123
CHAPITRE VIII : CONCLUSION GITOLOGIQUE	127

PARTIE 4 :GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX À T.R.	129
CHAPITRE I : INTRODUCTION	130
CHAPITRE II : ANALYSE DE LA BASTNAESITE - Ce	132
CHAPITRE III : ANALYSE DE LA MONAZITE - Ce	146
CHAPITRE IV : ANALYSE DE LA CHEVKINITE - Ce	153
CHAPITRE V : CONCLUSION	158
BILAN ET CONCLUSION GENERALE	159
BIBLIOGRAPHIE.....	162
TABLE DES MATIERES.....	168
ANNEXES	174

ABSTRACT

The Ambatofinandrahana intrusive complex consists of an intricate association of gabbroic, syenitic and granitic rocks characterized by their potassic to sodi-potassic affinities. It belongs to the alkaline calcemic varieties, following Debon and al. classification (1988).

Syenites are bearing sodic ferromagnesian mineral phases along with REE-rich minerals such as monazite and titanite. Field relationships indicate that syenites are subsequent to the gabbro.

The REE distribution suggests that the syenites are cogenetic, considering in particular the high amount of LREE, and a REE spectrum devoid of the Eu anomaly. Besides, the granite seems to belong to a different magmatic lineage.

Absolute dating of the syenites by the Rb / Sr isochron method gives an age of 455 m.y. Therefore these syenitic intrusions represent the last magmatic activity in Madagascar before those of the cretaceous period, in the NW of the country.

According to the Sr, these syenites provide evidence of a crustal contribution in their genesis.

Within alkaline bodies, siliceous veins as well as eluvial deposits are bearing some REE-mineralizations (bastnaesite, monazite and chevkinite) which are not of the pegmatitic type, but are instead resulting from a kind of hydrothermal process. The chemistry of the REE bearing minerals demonstrates an alkaline source for the mineralization.

Indeed, in these minerals, REE are differentially fractionated according to the geochemical environments in which they were formed.

PARTIE 1 :
CADRE DE L'ÉTUDE

PREAMBULE

La région d'Ambatofinandrahana est connue pour ses minéralisations à terres rares. Exploitées vers les années 60 puis abandonnées depuis 1970, elles n'ont pas été réétudiées.

Ces minéralisations ont été décrites comme associées aux pegmatites syénitiques (Lacroix, 1915, 1916, 1922 ; Guigues, 1954 ; Besairie, 1965) et reprises telles quelles par Cerny (1989).

Il paraît nécessaire, en raison de la variété des occurrences à terres rares de revoir ces anciens gisements et préciser à la fois leur nature et leur environnement.

Une telle étude trouve sa justification au plan économique.

En effet, en raison d'une demande industrielle des lanthanides, en hausse ces dernières années, l'OMNIS* a décidé de reprendre, en vue d'une éventuelle exploitation future, l'exploration de ces indices.

1 - Aspect géologique

Etant donné que les études économiques et de faisabilité du projet d'exploitation ont été confiées au BGR (service géologique) de la RFA, le but de notre étude sera d'améliorer la connaissance des gisements et de leur environnement, avec :

- ① un inventaire des minéralisations,
- ② une recherche sur l'origine des minéralisations,
- ③ l'établissement de guide de prospection.

2 - Perspectives

Ce travail doit servir à une meilleure compréhension des magmatites régionales qui insèrent les minéralisations à terres rares. Cette voie devrait permettre d'établir des relations spécifiques entre certains types magmatiques et la présence de concentrations inhabituelles de lanthanides.

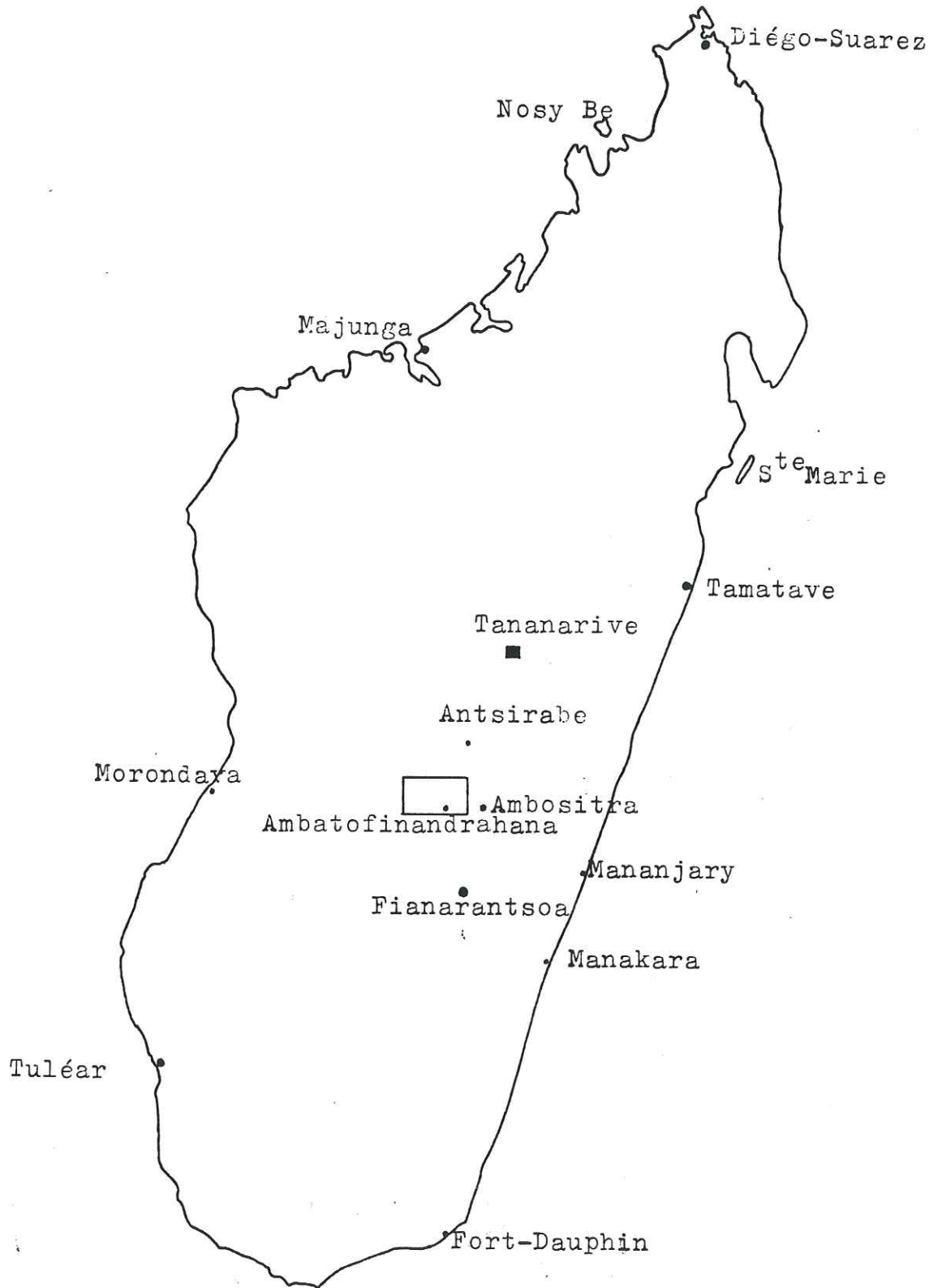
Fort de cette connaissance, une stratégie peut être développée à l'aide de guides de prospection pré-établis ici dans le cadre de notre étude et appliqués ailleurs à Madagascar dans des contextes géologiques comparables.

Dans le cadre de cette démarche, il sera possible, au préalable, d'appliquer cette connaissance à la recherche de nouveaux indices dans la région étudiée.

*Office Militaire National pour les Industries Stratégiques.

Carte de localisation des villes

0 100 200 300 400 Km




 :secteur étudié

Fig.1

CHAPITRE I : GEOLOGIE DE MADAGASCAR

L'île est formée dans sa partie centrale par des Hauts-plateaux granitiques souvent recouverts d'une puissante carapace latéritisée.

Le climat y est tempéré par l'altitude. La partie Est est formée par une étroite plaine littorale, humide et forestière alors que l'ouest est occupé par des plateaux et collines sédimentaires calcaires et gréseux avec un climat sec, auquel s'ajoute une végétation clairsemée.

I - BREF RAPPEL SUR LA GEOLOGIE DE MADAGASCAR

Les grands traits de la géologie de Madagascar ont été esquissés par Besairie (1973) et Hottin (1976).

I-1 Précambrien métamorphique

Les formations cristallophylliennes représentent les 2/3 de Madagascar (fig.2). On se référera ici à Hottin (1976) qui, sur la base des travaux antérieurs du service géologique de Madagascar, du BRGM (France), et grâce aux résultats des études géochronologiques (Vachette et Hottin, 1974), donne le découpage suivant :

① Archéen et Katarchéen : ces formations se répartissent au nord d'une ligne allant de Bongolava à Ranotsara (fig.2).

Elles sont affectées par l'orogénèse shamwaïenne datée de l'Archéen final : 2600 m.a.

② Proterozoïque inférieur et moyen : ces formations se localisent au sud de cette ligne, sont plissées et métamorphisées par l'orogénèse kibarienne (1100 m.a.).

Selon Hottin (1976), le protérozoïque supérieur n'a pas été reconnu à Madagascar. L'événement thermique panafricain à 550 m.a. reconnu correspond à des réajustements métamorphiques ainsi qu'à la mise en place de granite accompagné d'une phase pegmatitique terminale (Ranorosa, 1986)

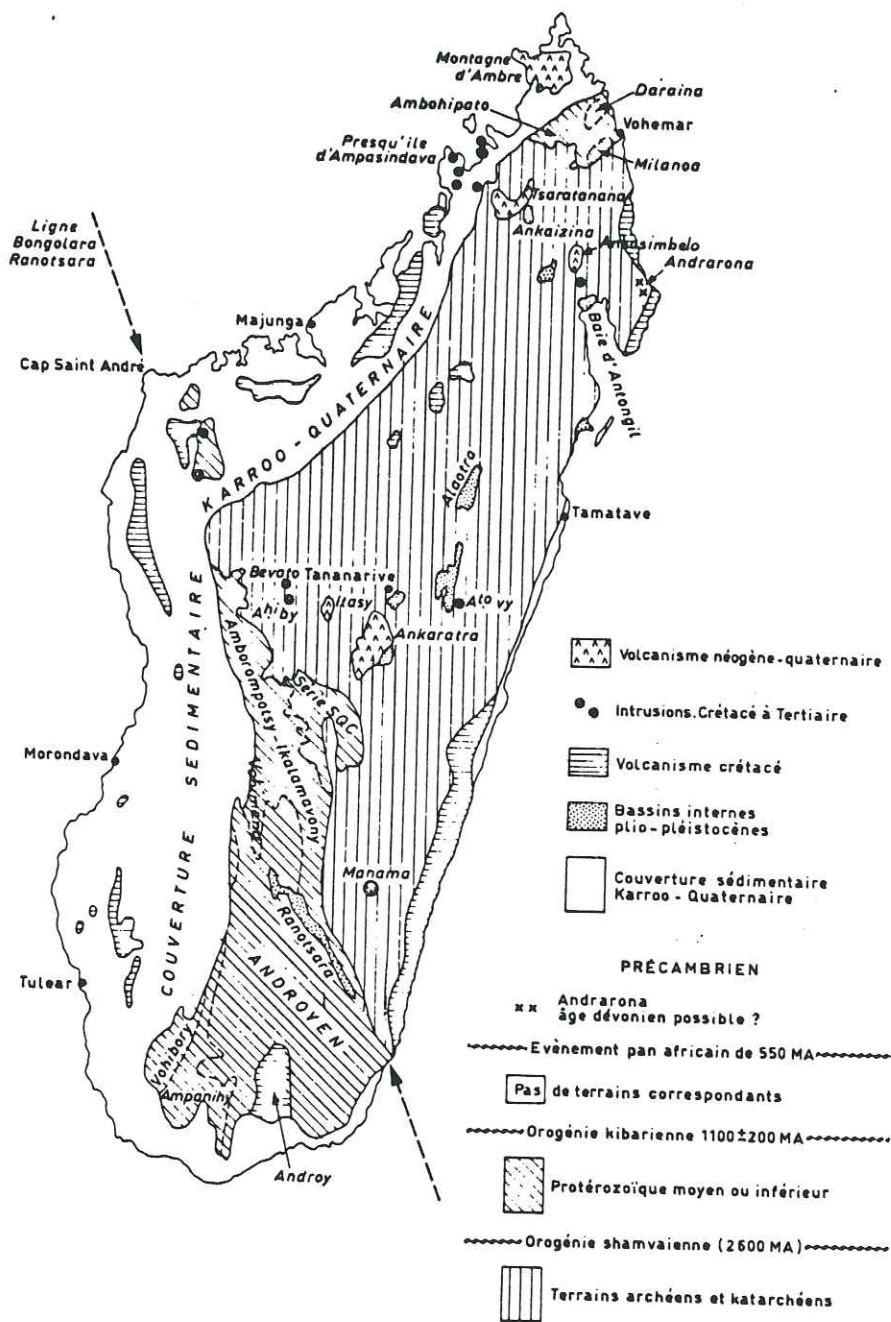


Schéma général de Madagascar

in Hottin (1976)

Fig. 2

I-2 Formations sédimentaires

Le 1/3 restant de la superficie de Madagascar est constituée de roches sédimentaires que l'on peut diviser en deux groupes.

① sur la côte occidentale, le substratum précambrien est recouvert par une épaisse série sédimentaire d'âge carbonifère supérieur à Quaternaire organisée en bassins monoclinaux.

En effet, on a une succession de couches faiblement inclinées et d'autant moins qu'on s'éloigne du socle (30° à 1°).

② sur la côte orientale, des sédiments marins maestrichtiens et continentaux du Néocène sont limités à une frange côtière.

Ils sont accompagnés d'épanchements volcaniques basaltiques et rhyolithiques produits lors de la fracture de la côte Est qui a séparé Madagascar du continent gondwanien.

Outre ces formations sédimentaires côtières, il existe des bassins lacustres internes. Il y a le bassin lacustre d'Antsirabe-Antanifotsy et le bassin lacustre d'Alaotra-Mangoro.

① Le bassin lacustre d'Antsirabe-Antanifotsy s'est constitué à la suite d'émissions volcaniques de l'Ankaratra qui ont formé des barrages dans les vallées. Des sédiments lacustres néogènes ont pu se former avec des intercalations volcaniques. Ce bassin présente une série argileuse et argilo-sableuse avec des imprégnations uranifères à Vinaninkarena.

② Le bassin lacustre d'Alaotra-Mangoro s'est constitué par le remblaiement des dépôts d'un ancien lac (Grand Alaotra). Les sédiments lacustres sont organisés en terrasses témoins des différents niveaux de stationnement du lac.

I-3 Volcanisme

Au Crétacé, il y a d'importants témoins volcaniques qui coiffent les précédentes formations.

① sur le côté occidental : les massifs annulaires complexes de la région du Cap Saint André ; sur le N.W., on a les complexes alcalins subvolcaniques et volcaniques de la presqu'île d'Ampasindava.

② sur le côté oriental : le volcan d'Androy (sud) et les massifs annulaires à ultrabasites d'Ambatovy.

Au Néogène et au Quaternaire, Madagascar est de nouveau affectée par d'importantes manifestations volcaniques (basaltes, ankaratrites, trachytes, ignimbrites).

I-4 Tectonique

Si les mégastructures du socle apparaissent de façon satisfaisante, par contre très peu d'études ont été faites à l'échelle kilométrique et au niveau microstructurel (Hottin, 1976).

I.4.1 - Précambrien

Le socle de Madagascar est fortement plissé avec une succession de plis isoclinaux en accordéon (Besairie, 1973).

Une tectonique plissée plus souple est observée dans la série SQD du centre de l'île où les couches affleurent avec des reliefs importants (Besairie, 1973).

En fait, le socle est organisé autour d'une série d'axes anticlinoriaux majeurs (fig. 3) dont le plus important est celui du centre sur lequel s'embranchent l'axe du cap Saint André et celui d'Andriba.

I.4.2 - Couverture sédimentaire

Les bassins sédimentaires de l'Ouest correspondent à des bassins monoclinaux à faible pendage ouest (5 à 15°) et sont intensément faillés (Hottin, 1976).

On notera une répartition suivante (Hottin, 1976) :

- Bassin de Morondava-Tuléar : tectonique synsédimentaire caractérisée par le jeu de deux directions de fractures symétriques : N20 E (Sud) et N 20 W (Nord).
- Bassin de Majunga : prédominance de direction N20 E au Nord pour s'infléchir N45 E au Sud.

Ce jeu de failles normales et inverses a conduit à la formation de petits horsts et grabens.

On remarquera aussi d'importants phénomènes de subsidence (Hottin, 1976).

I.4.3 - Tectonique cassante

En ce qui concerne le domaine cristallin précambrien et le sédimentaire, la tectonique cassante peut se résumer en une persistance de 5 directions (Hottin, 1976).

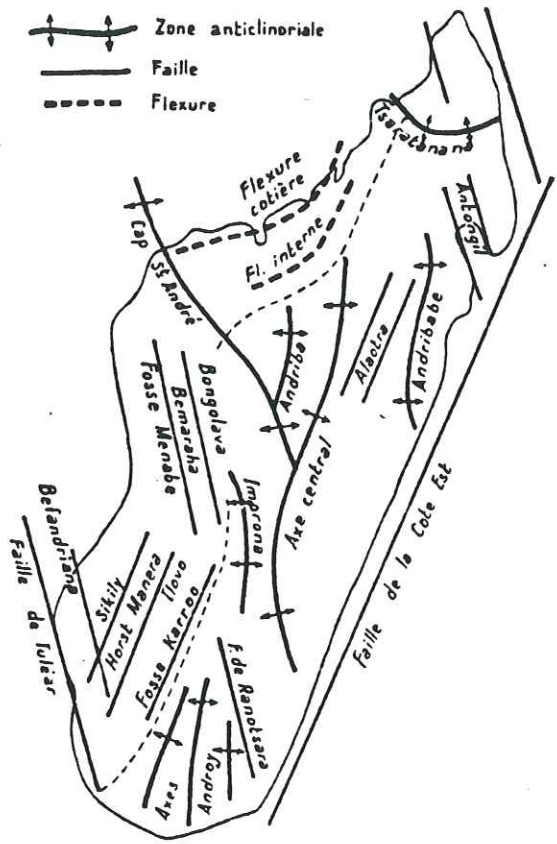


Schéma tectonique de Madagascar

in Besairie (1973)

Fig.3

① directions subméridiennes : dans la zone axiale, dans la falaise orientale ou encore les chevauchements subméridiens de la région centrale,

② directions (N45-N70 E) NE : dans l'extrême Nord, dans le Sud-Est,

③ directions N70-N80 W à E-W : surtout dans l'Est de Tananarive : massif de Carion,

④ direction N20 W : surtout soulignée dans le Sud et dans le Nord.

Dans son étude tectonique sur Madagascar, Kutina (1976) relève la présence d'une fracture majeure E-W au niveau de Belo-sur-Tsiribihina (région centrale).

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'AMBATOFINANDRAHANA

I - PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE

I.1 - Géographie

La région étudiée se rapporte à la partie sud-occidentale des hautes-terres centrales de Madagascar.

Ambatofinandrahana se situe à 200 Km au S-SW de Tananarive et se trouve sur la route (RN 34) qui mène à Morondava (côte ouest).

Cette région se présente avec des monts (1700-1900 m) formés essentiellement de quartzites ou d'orthoigneïss (plus résistants) et des plaines formées de gabbros ou cipolins facilement érodables.

On peut aussi y observer des inversions de relief (granite (socle probable) affleurant au fond de la cuvette) (Moine, 1971).

Comme principaux cours d'eaux, nous avons l'Imorona qui traverse de façon subméridienne le massif du même nom. Ensuite, plus au nord, la rivière Mania s'écoule d'est en ouest, et sera une limite entre 2 secteurs différents sur le plan métallogénique (cf partie 3, chapitre VIII).

I.2 - Etudes précédentes

I.2.1 - Géologie régionale

Il y a d'abord les travaux de Lacroix (1915-1916 , 1922-1923) que ce dernier a synthétisés dans "Minéralogie de Madagascar" qui reste un des ouvrages de base. Lacroix a ainsi désigné la région d'Ambatofinandrahana sous le nom de zone schisto-quartzo-calcaire, terminologie légèrement modifiée par Moine (1971) en série schisto quartzo-dolomitique (prédominance de la dolomie).

L'ensemble des travaux réalisés dans la région sont cités dans Moine (1971) qui constitue une synthèse de la géologie régionale.

En effet, Moine établit une reconstitution des sédiments et de leur environnement de dépôts originels, ceci à partir d'analyses chimiques (majeurs). Ainsi, deux domaines sont identifiés au dessus des quartzites :

- un bassin subsident marqué par une activité volcanique basique et qui correspond à une zone d'extension du groupe gneïssique ou groupe d'Ikalamavony-Amborompotsy,

- une zone de plateforme carbonatée stable (sédiments chimiquement dégradés et évolués).

I.2.2 - Géologie minière

Les travaux de Guigues (1954) concernant les pegmatites de Madagascar, touchent une grande partie de la région.

La synthèse de Besairie (1965) sur la géologie économique de la sous-préfecture d'Ambatofinandrahana reprend les gisements par types de produits, avec une carte de localisations.

Il y a aussi plusieurs rapports internes, inédits du BUMIFOM (Bureau Minier de la France d'Outre-Mer), puis du BRGM, du CEA (Commissariat à l'Energie Atomique).

En 1976, Kutina propose une liaison entre d'une part l'étude des linéaments, la tectonique et la métallogénie d'autre part.

En 1982, Jarkoï et al publient (conjointement avec le service géologique de Madagascar) la carte métallogénique de la région centrale de Madagascar. Il s'agit d'une première synthèse de cartographie métallogénique. La région centrale (s.s) apparaît comme fortement minéralisée en Li, Be, U, Th, et métaux rares.

**TABLEAU SIMPLIFIE DES DIFFERENTES MINERALISATIONS DE-
CRITES PAR LES AUTEURS CITES**

LACROIX (1915, 1922)	- étude des minéraux à terres rares de la région d'Ifasina et d'Ambatofangehana, - étude de la monazite d'Ambatoarina, - pour Lacroix, il s'agit de minéralisations liées aux pegmatites syénitiques.
GUIGUES (1954)	- étude des pegmatites de Madagascar, dont les minéralisations en T.R d'Ambatofinandrahana, - pour cet auteur, les minéralisations sont liées, outre les pegmatites syénitiques, à des pegmatites granitiques cambriennes.
BESAIRIE (1965)	- constate l'épuisement des gisements précités et en conclut l'absence d'intérêt économique.
FOURNIÉ (1968)*	- étude détaillée des différents gisements dans le cadre de la mission "skarns" dans la région. Cette étude propose une origine hydrothermale des minéralisations.
CERNY et al (1989)	- dans sa synthèse sur les lanthanides, les indices de bastnaesite de la région d'Ambatofinandrahana sont signalés comme liés à des filons intrusifs pegmatitiques.

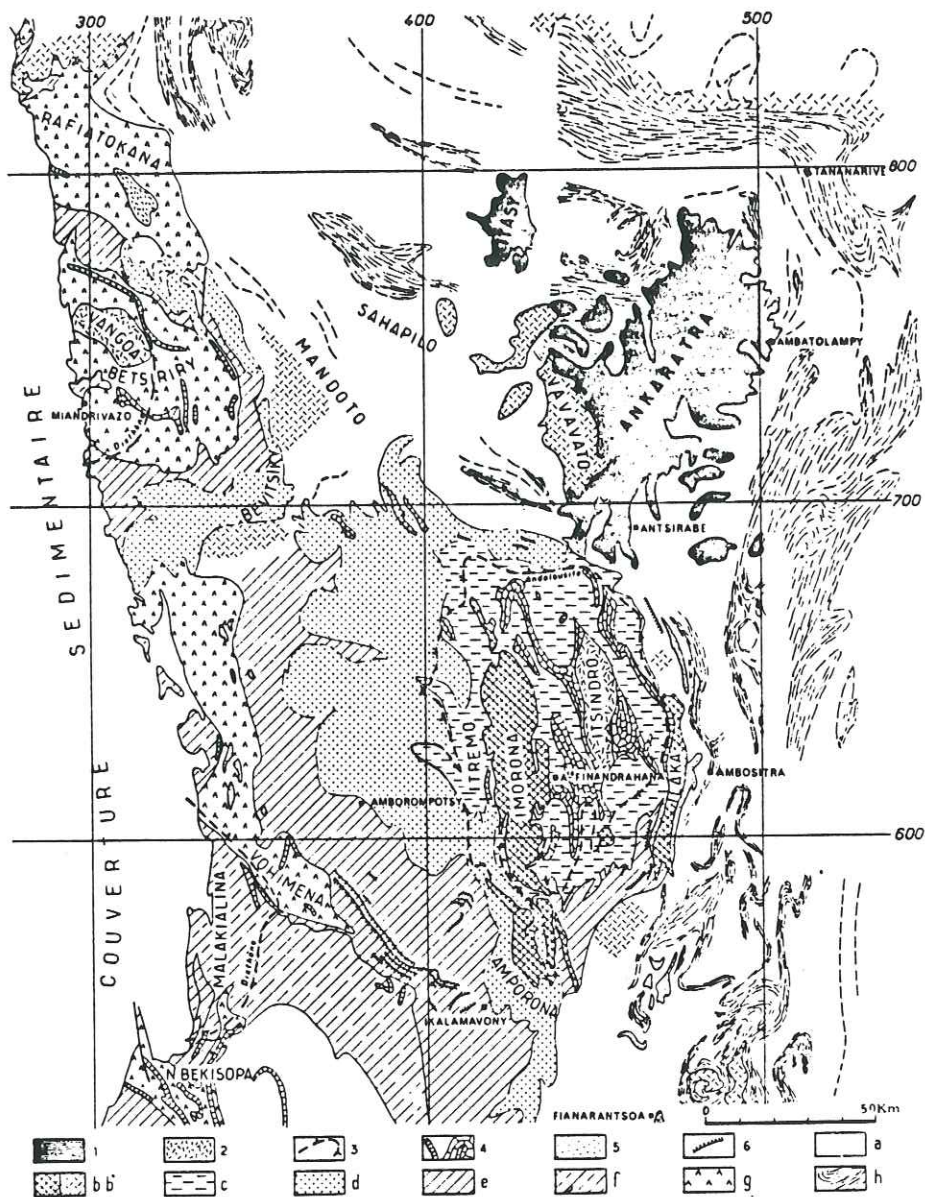
I.3 - Grands traits géologiques

I.3.1 - Découpages lithologiques

Nous reprenons ici l'étude de Moine (1971).

En regardant la carte de Moine (1971) (fig. 4), il en ressort deux principales entités qui sont : le massif SQD et son environnement migmatogneïssique.

* Rapport consultable à la bibliothèque du BRGM.



- Schéma cartographique interprétatif montrant la distribution des principales associations lithologiques dans les schistes cristallins du centre-ouest de Madagascar (exploitation des cartes au 1/100 000 du Service Géologique de Madagascar et du Bureau de Recherches Géologiques et Minières ainsi que de la synthèse au 1/1 000 000 de H. Besairie, 1964).

- 1 : Volcanisme pléistocène et néogène. - 2 : Roches basiques orogéniques. - 3 : Isograde (+ sillimanite + muscovite. - 4 : Cipolins. - 5 : Quartzites (niveaux particuliers). - 6 : Orthoamphibolites. - a : Migmatites et roches de granitisation indifférenciées. - b : Socle antésédimentaire identifié. - b' : Socle antésédimentaire probable. - c : Métapélites très dégradées (\pm dolomitiques) + quartzites (+ cipolins dolomitiques) (faciès Itremo). - d et e : Métagrauwackes (\pm arkoscs ou rhyolites) + métagrauwackes calcaireuses + orthoamphibolites (faciès Amborompotsy-Ikalamavony); d, + Quartzites; e, Quartzites subordonnés. - f : Métagrauwackes + métapélites de maturité modérée + orthoamphibolites (faciès Malakialina). - g : Cipolins + orthoamphibolites + métasédiments Ca-Mg + métagrauwackes \pm quartzites (faciès Vohimena, Miandrivazo). - h : Métapélites alumineuses et graphiteuses + quartzites + méta-arénites indéterminées (faciès Ambatolampy).

Fig.4

in Moine (1974)

En fait, il y a quatre groupes de roches :

- | | | |
|--------------------------------------|---|-----------------------------|
| - SQD (partie centrale de la carte) | } | roches cristallophylliennes |
| - groupe gneïssique (à ses bordures) | | |
| - roches ignées | } | roches ignées |
| - orthogneïss type Imorona | | |

Les rapports stratigraphiques des roches cristallophylliennes ne sont pas tout à fait précisés ; par contre les roches ignées sont classées sur des critères de faciès et de chronologie apparente par rapport aux plissements et au métamorphisme de schistes cristallins.

Le groupe SQD, appelé aussi groupe d'Itremo (Emberger, 1955), comprend une association très différenciée de quartzites, de divers types de micaschistes, de cipolins dolomitiques et de schistes calco-magnésiens.

Le groupe gneïssique est composé d'une association de gneïss silico-alumineux (gneïss à biotite, gneïss à hornblende et biotite) de migmatites à des quartzites, d'amphibolites, de cipolins.

Les roches ignées orogéniques sont composées dans le groupe SQD de granite à structure équante ou granite andringitréen et de masses de gabbros (Ifasina, Itsindro), de syénites (district d'Ambatofinandrahana) et de granite porphyroclastiques (Vohitrakidahy, Andohamaho).

Dans le groupe gneïssique, on trouve des granites migmatitiques de type Midongy (Emberger, 1955) et des granodiorites (Manakambahiny, Lazarivo).

Les orthogneïss de l'Imorona constituent la référence des orthogneïss granitiques. Il s'agit d'un vaste massif antiformal subméridien à l'ouest d'Ambatofinandrahana. Selon Moine, le granite d'Ilaka (à l'Est d'Ambatofinandrahana) est l'équivalent de l'Imorona.

I.3.2 - Métamorphisme de la région

On peut dire qu'il y a une continuité des phénomènes métamorphiques dans tout l'ensemble de la région. Cela va principalement d'une zone à trémolite le talc étant absent à une zone à diopside.

Dans le groupe SQD, le métamorphisme épizonal à mésozonal profond est du type "BP" tandis que dans le groupe gneïssique, le métamorphisme mésozonal profond à catazonal est d'un type à pressions plus élevées (Moine, 1971).*

* Ainsi nous avons des variations latérales en intensité du métamorphisme d'un groupe à l'autre.

I.3.3 - Différenciation paléogéographique

De même que pour le métamorphisme vu précédemment, on retrouve cette différenciation au niveau des roches plutoniques.

Dans le domaine d'origine géosynclinale, les plutons sont granitiques et il semblerait qu'ils se soient formés in situ, par recristallisation de niveaux arkosiques ou rhyolithiques pour les granites stratoïdes et par mobilisation des formations d'origine grauwackeuses pour les batholites.

Dans le domaine de plateforme, le plutonisme est plus différencié :

- granites pour les environnements de micaschistes,
- complexe alcalino-potassique (gabbros à syénites néphéliniques) pour les environnements carbonatés.

I.3.4 - Chrono-stratigraphie

Les orthogneiss d'Imorona étant considérés comme le socle probable de la région (Moine, 1971), et devant l'équivalence avec le granite d'Ilaka daté à 1500 m.a., on peut donner un âge de 1500-1400 m.a. pour ce socle.

Quant aux formations métamorphiques, un âge plancher de 1200 m.a. peut être avancé (Hottin, 1976)

La série SQD et le socle de l'Imorona sont affectés par la suite par un épisode magmatique important donnant les roches ignées orogéniques (l'âge absolu des syénites d'Ambatofinandrahana sera précisé partie 2, chapitre III).

II - LES ORTHOGNEISS D'IMORONA (SOCLE PROBABLE)

La zone d'affleurement de la série SQD est divisée en deux par une remontée subméridienne du socle : le massif d'Imorona; (cf fig. 4)

Ce massif sépare une masse quartzo-schisteuse à l'ouest, du bassin de l'Itsindro à l'Est riche en niveaux carbonatés.

En tous points, les formations encaissantes reposent sur les orthogneiss (Moine, 1971).

Le socle de l'Imorona est constitué d'orthogneiss granitiques monzonitiques et syénitiques.

Les principaux termes constitutifs sont :

- orthogneiss à amphibole,
- orthogneiss leptynitiques,
- orthogneiss syénitiques.

II.1 - Orthogneiss à amphibole et orthogneiss à biotite amphibole

Ce sont des orthogneiss porphyroïdes à amphibole, hornblende, leucocrates et peu quartziques orientés mais non foliés.

Moine y distingue trois phases de cristallisation :

- ① granite granoblastique ou grenu,
- ② formation (par remplacement) des porphyroblastes de microline,
- ③ cataclase conduisant à une granulation du plagioclase et du quartz.

Leur composition chimique les situent comme des termes intermédiaires entre les adamellites et les monzonites quartzifères avec un caractère marqué (plus particulièrement sodique).

II.2 - Orthogneiss syénitiques

Ils sont de texture comparable aux orthogneiss à amphibole précédents avec présence d'un clinopyroxène (augite), comme minéral caractéristique.

Chimiquement, ces orthogneiss sont moins siliceux et plus potassiques que les orthogneiss à amphibole.

II.3 - Orthogneiss leptynitiques

De faciès plus clair, ces orthogneiss hololeucocrates ont une texture leptynitique. Leur composition chimique prolonge ce faciès leptynitique des orthogneiss à amphibole vers les adamellites (termes pauvres en FeMg).

II.4 - Origine des orthogneiss

Il s'agirait d'un pluton témoin plus ou moins remobilisé de l'aire cratonique sur laquelle s'est déposée cette série (Obellianne, 1950) ; (Moine, 1967) ; (Bos, 1968) ; (Trottereau, 1969) ; (Chantraine et Radelli, 1970).

Il est admis actuellement dans la littérature de reconnaître dans le pluton de l'Imorona une formation ancienne antérieure au dépôt des formations sédimentaires qui constituent le groupe SQD transformé en orthogneiss au cours du plissement et du métamorphisme de ces dernières.

Cependant, plusieurs problèmes sont posés par Moine (1971), à savoir : la constitution du socle est-elle limitée lithologiquement à ces orthogneiss type Imorona ? Il semblerait que des formations telles que les gneiss à pyroxène et grenat de la partie Sud de l'Imorona (Trottereau, 1969) et une partie des migmatites de la partie septentrionale du groupe SQD (Chantraine et Radelli, 1970) puissent être intégrées au substratum.

En outre, second problème, il n'a pas été trouvé de conglomérats polygéniques qui auraient pu prouver de façon formelle l'existence d'un vieux craton. Pourtant, selon Moine (1971) "on ne peut s'attendre à la présence de conglomérats à la base d'une série sédimentaire aussi "mature" que celle d'Itremo".

III - SERIE METASEDIMENTAIRE (SQD)

III.1 - Les quartzites

Les quartzites sont très développées au sein de la région d'Ambatofinandrahana. Au N-E, à Ibity, les termes atteignent 1500 m.

Avec le quartz toujours largement dominant, on a les minéraux présents au tableau 1, et accessoirement la magnétite, l'ilménite et zircon.

La composition chimique d'une quartzite à anorthite montre une absence de Na_2O avec 1,44% de CaO .

III.2 - Les micaschistes

Ce sont des roches essentiellement quartzo-micacées (biotite + muscovite), avec une absence totale de plagioclase.

La tourmaline est abondante, toujours présente (jusqu'à 10%). Le graphite et le microline sont largement développés, donnant même des micaschistes à microline.

III.3 - Les gneïss

Les gneïss plagioclasiques mésocrates à biotite sont les plus représentés. Ce sont des gneïss où le Na est prépondérant sur K et présentent des teneurs en CaO assez élevées (différences avec les micaschistes).

Les gneïss leucocrates à biotite et microline constituent le second faciès essentiel des gneïss, avec une composition chimique voisine de celle d'un granite.

Quant aux gneïss pélitiques, ce sont des roches à caractère pétrographique intermédiaire entre les micaschistes et les gneïss (précédemment cités). Ils présentent, chimiquement, des teneurs modérément élevées en Fe et Mg.

III.4 - Les cipolins

Principalement représentés dans le groupe SQD, et rares dans le groupe gneïssique. Trottereau (1969) y a décrit des stromatolithes aux abords d'Ambatovarahina.

Les principales associations minérales sont en tableau 2 (in Moine, 1971) qui

	Muscovite	Biotite	Tourmaline	Microcline	Sillimanite
1			_____		
2	_____	±	_____		
3	_____				
4	_____	_____	±		
5	_____	_____		_____	
6		_____	±	_____	
7					_____
8	_____	±	±		_____
9	_____	_____	_____	_____	_____
10		_____		_____	_____

Tableau 1

Principales associations minérales des quartzites

	Calcite	Dolomite	Quartz	Trémolite	Diopside	Péridots et humides	Phlogopite Biotite	Microcline
a	_____		±					
a	±	_____					±	
	_____	_____						
b	±	_____	_____					
	±	_____	_____					_____
c	_____	_____		_____			±	
d	_____	_____	±	_____	_____		±	±
	_____	_____			_____		±	±
	_____	_____		_____	_____		±	±
	_____	_____	_____	_____	_____		±	±
e	_____	_____				_____		
	_____	_____				_____	±	
	_____	_____			_____	_____	_____	

. Principales associations minérales des cipolins

Tableau 2

soulignent des rubanements fins (mm) avec alternance de lits à calcite et de lits à dolomie, de même que des exolutions de dolomies dans la calcite (surtout dans les roches à métamorphisme intense).

III.5 - Les schistes cristallins calco-magnésiens

Les schistes cristallins présentent une diversité de roches qui se répartit comme suit (Moine, 1969).

domaine géosynclinal groupe gneissique	domaine épicontinental groupe SQD
Amphibolites (métadiabases)	micaschistes à carbonates
Gneïss à Px et hornblende (métagrauwackes)	amphibolo-pyroxénites à microline (dérivés de marnes dolomitiques)
	amphibolo-pyroxénites mélanocrates (d'origine volcano-sédimentaire)

On remarquera surtout, en géochimie des éléments traces, la présence marquée de V, Sc, Co, Cr, Ni dans les amphibolites, de même que l'abondance de Ba dans ses schistes calco-magnésiens.

IV - MAGMATISME OROGENIQUE ET POST-OROGENIQUE

Comme nous le verrons encore plus loin (partie 2), nous évoquons simplement ici sa présence.

Dans le groupe gneïssique, on a essentiellement des granites à biotite, syn à tardicinématiques.

Dans le groupe SQD, nous avons également des granites syn à tardicinématiques, mais aussi un large développement de gabbros, syéno-diorites syénites habituellement rapportés au complexe "alcalino-potassique" auquel sont associés des granites post-cinématiques (sécants).

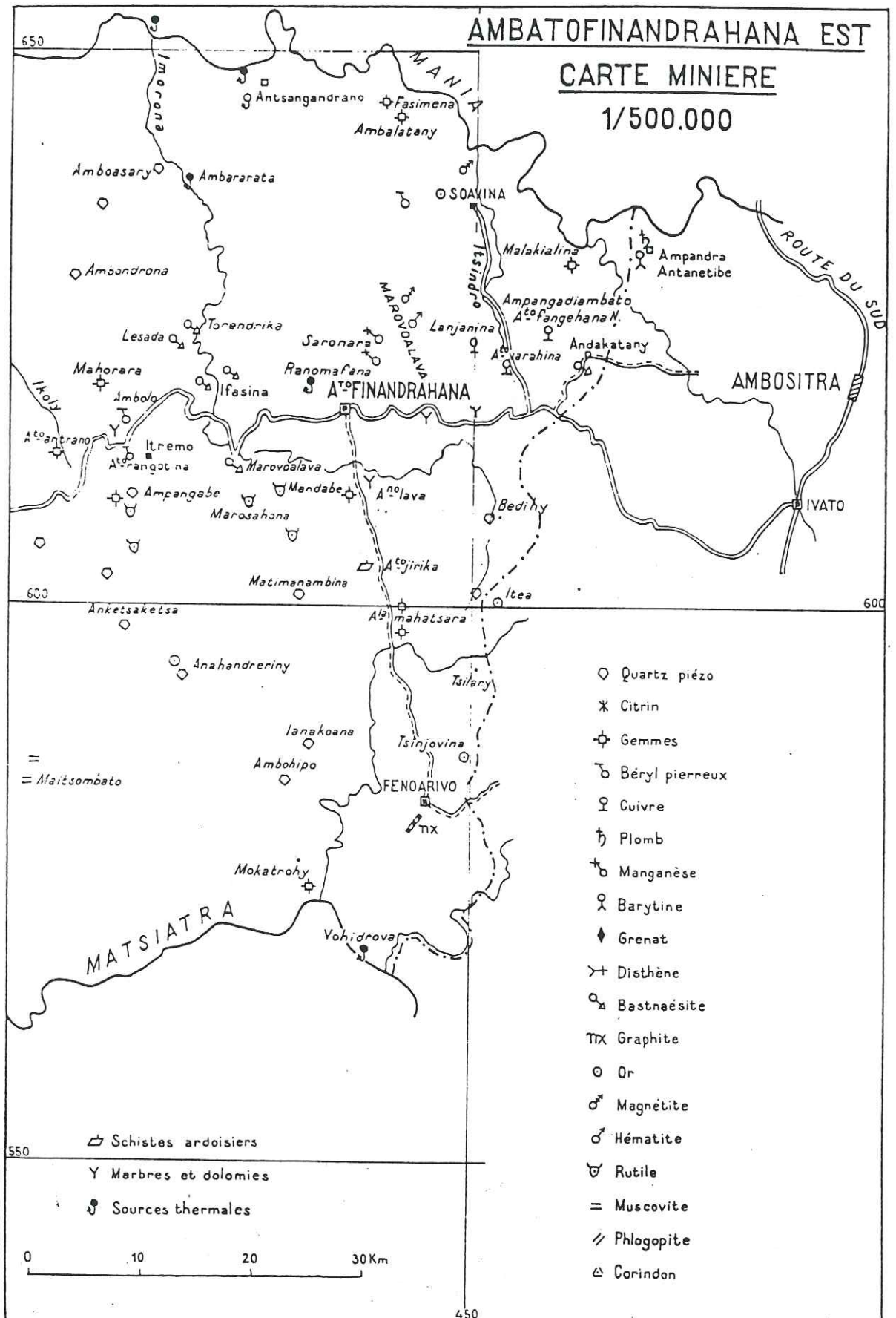
A ces granites post-orogéniques, on rattache une phase pegmatitique terminale (Ranoroosa, 1986).

V - MINERALISATIONS

Les minéralisations en REE sont décrites par Guigues (1954) comme étant des pegmatites à terres rares.

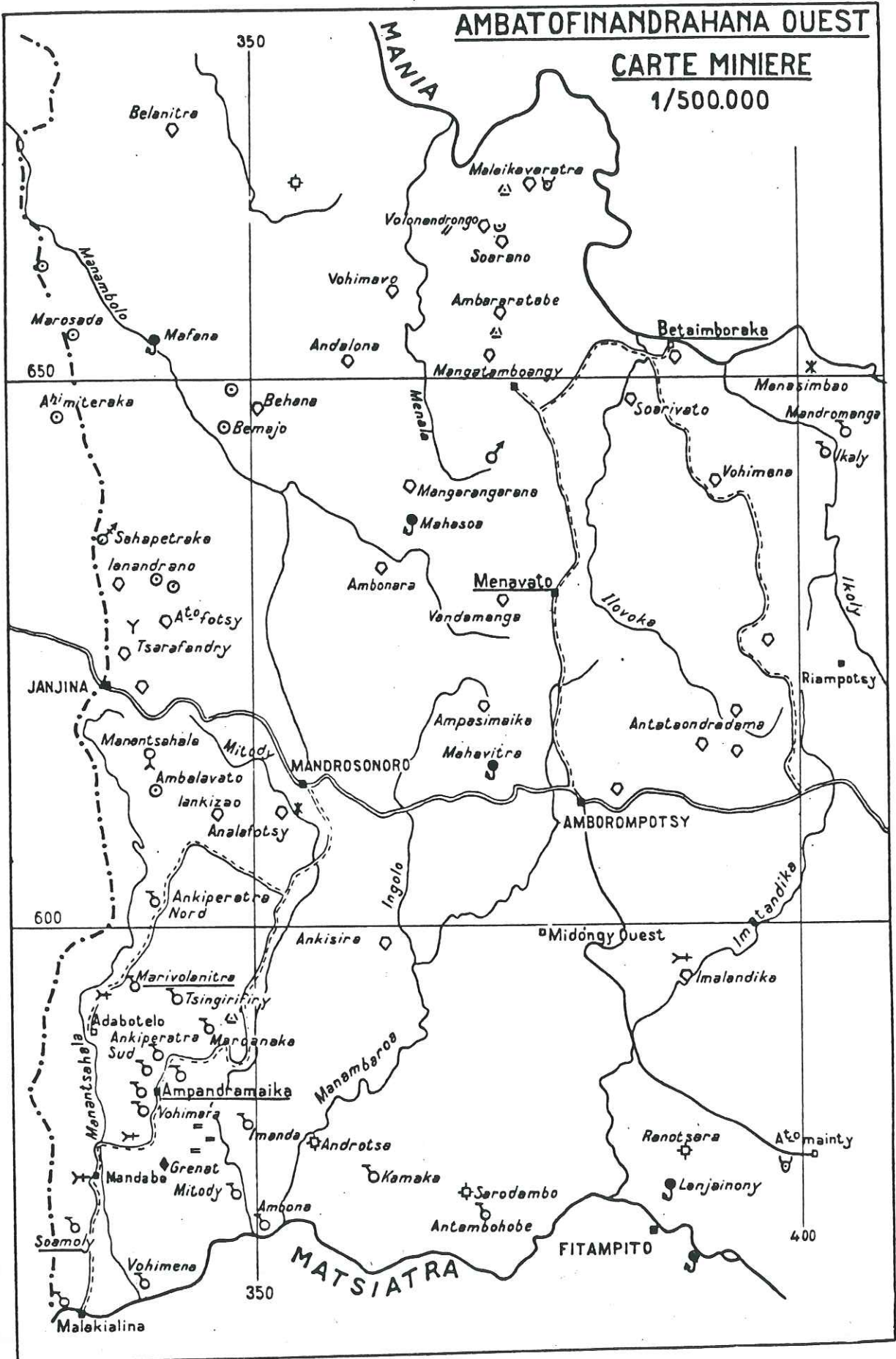
En effet, la série SQC (s.l.) est reconnue pour sa richesse minéralogique et métallogénique, aussi nous ne citerons ici que quelques minéralisations présentant un intérêt :

- pegmatites à béryl,
- indices de Cu dans les cipolins,
- indices de Mn intercalés dans les quartzites du Saronara,
- indices de galène en imprégnations dans les cipolins,
- filons de quartz piézo-électrique dans les quartzites et quelques indices ponctuels de métaux tels que Au, Ni, (Cf carte minière fig. 5 et 6).



in Besairie 1965

Fig.5



in Besairie (1965)

Fig. 6

CHAPITRE III : METALLOGENIE DE MADAGASCAR

I - ETUDE DE LA CARTE MÉTALLOGÉNIQUE (JARKOÏ ET AL, 1982) DE LA RÉGION CENTRALE

Pour aborder la métallogénie de la région, nous nous référerons à la carte métallogénique de la région centrale de Madagascar (1/500.000) de Jarkoï et al (1982). Cette carte forme une bande ($x = 80-680$) ($y = 500-820$) qui va de la côte Ouest de Madagascar jusqu'à la côte Est.

Jarkoï et al ont divisé cette bande en trois parties ou provinces métallogéniques, celle du socle cristallin, celle de la couverture sédimentaire, et enfin celle de la côte orientale.

Nous commencerons par les provinces côtières pour terminer avec la province du socle.

I.1 - Province métallogénique de la couverture sédimentaire

Elle se situe sur la côte Ouest en amont de la localité Mahabo. Il s'agit de concentrations en Fe au sein de barres de grès ferruginisés (Crétacé) (Besairie, 1966).

I.2 - Province métallogénique de la côte orientale

Il s'agit de placers de sables de plages riches en Ti, Ce, Zr.

Ce secteur peut être divisé en deux parties :

- partie nord (de Tananarive) est essentiellement à Ti,
- partie sud (Ambositra-Fianarantsoa) est à Ti, Zr et Ce (Nosy-Varika).

Ces gisements sont issus des roches du socle de l'arrière-pays par désagrégation des granites internes.

I.3 - Province métallogénique du socle cristallin

Jarkoï et al ont divisé cette province en trois aires (occidentale, centrale et orientale).

I.3.1 - Aire métallogénique occidentale

Il s'agit surtout de plusieurs champs pegmatitiques à Be, Li, Nb, Ta (V, Ti, Zr) à Matsiatra, Ampandramaika, Ikalamavony.

I.3.2 - Aire métallogénique orientale

Elle est essentiellement à Au, Ni, Fe, Co, (Nb, Ta, Be) avec des champs pegmatitiques (à Mouneyres) à Nb, Ta, Be et des champs miniers à Ni, Co, Fe (Antampombato) en Au, Ni, dans la région de Mananjary.

I.3.3 - Aire métallogénique centrale

On distingue quatre entités :

① une entité à Fe, Au dans la région de Miarinarivo, Tsiroanomandidy, Arivonimamo,

② au Sud de Tananarive, le groupe des champs pegmatiques d'Antsirabe. Ce groupe peut se décomposer en deux sous-régions comme suit :

- au Sud-Est d'Antsirabe, le champ pegmatitique d'Ambatofotsy et Betafo à U, Th, T.R,

- au Sud-Ouest d'Antsirabe, le groupe de champs pegmatitiques sodolithiques à Be, Li d'Antsentsindrano, de Sahatany. Pour Ranoroosa (1986), l'origine des pegmatites de la Sahatany est à attribuer à une fusion partielle de métaévaaporites riches en B et Li.

③ Le champ minier du Vinaninkarena à U :

Il consiste en minéralisation à U (aux abords immédiats d'Antsirabe) constitués par de l'uranocircite incluse dans les joints de stratification de sédiments argileux du bassin lacustre plio-pleistocène d'Antsirabe. La minéralisation est due au lessivage des nombreuses pegmatites à niobantantalates avec concentration de l'U dans la zone Sud par où le lac s'est progressivement vidé (Besairie, 1966).

④ La région minière d'Ambatofinandrahana

Ayant pour centre Ambatofinandrahana, nous avons à l'Ouest, une zone à Be, Li (pegmatites), Itremo et au Sud une seconde zone : Li, Be.

Dans la région de l'Imorona et d'Ambatofinandrahana, nous avons les zones à Ce, auxquelles il faut ajouter le noeud minier d'Ambatovarahina (à l'Ouest d'Ambatofinandrahana), à Pb, Ba, Zn, Cu, Ce, Sr.

Schéma métallogénique du district d'Ambatofinandrahana

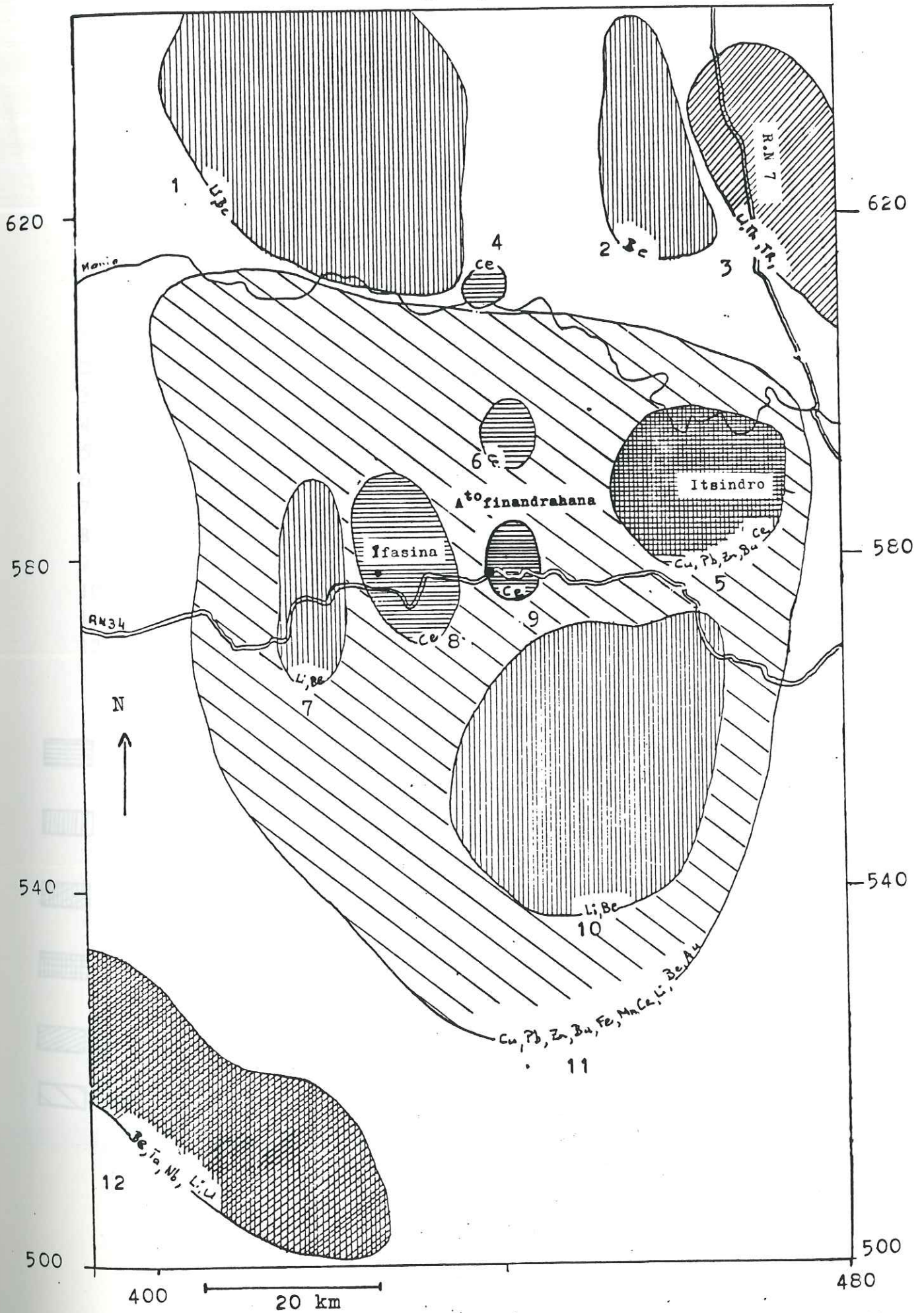








Fig 7

SCHEMA METALLOGENIQUE DE LA REGION D'AMBATOFINANDRAHANA ET ENVIRONS IMMEDIATS

(carte Jarkoï (1982) complétée)

- 1 = champ pegmatitique à Li, Be, d'Antsentsindrano
- 2 = champ pegmatitique à Li, Be de la Sahatany
- 3 = champ pegmatitique à U, Th, T.R, Be de Vorondolo
- 4 = noeud minier à Ce du Mont Tomy
- 5 = noeud minier à Cu, Pb, Ba, Ce, Zn d'Ambatovarahina
- 6 = noeud minier à Ce d'Ankazohambo
- 7 = champ pegmatitique à Li, Be, d'Itremo
- 8 = noeud minier à Ce d'Ifasina
- 9 = noeud minier à Ce d'Ambatofinandrahana
- 10 = champ pegmatitique à Li, Be, Au d'Ambalamahatsara
- 11 = région minière d'Ambatofinandrahana à Cu, Pb, Zn, Ba, Fe, Mn, Ce, Li, Be, Au
- 12 = champ pegmatitique à Be, Ta, Nb, Li, U, d'Ikalamavony

LEGENDE

-  Noeud minier à Ce
-  Noeud minier à Li, Be
-  Noeud minier à Be, Nb, Ta, U
-  Noeud minier à Cu, Pb, Ba, Ce
-  Noeud minier à U, Th, T.R
-  Région minière d'Ambatofinandrahana
à Pb, Cu, Ba, Mn, Ce, Li, Be, Au

II - CYCLES METALLOGENIQUES

Nous reprenons les grandes lignes de ce qu'a établi Besairie (1966).

<p>Crétacé moyen (Turonien) :</p> <ul style="list-style-type: none">• 86 m.a. : péridotites nickélifères rattachées au cycle plutonique côtier• cycle plutonique côtier : phénomènes volcaniques et subvolcaniques du N et N.W
<p>Cambrien :</p> <p>au niveau de Madagascar :</p> <ul style="list-style-type: none">• il n'existe pas de manifestation magmatique• il n'existe pas de minéralisation
<p>Cycle à 550 m.a : pegmatitisations granitisations → pegmatisations 500 m.a à Li, Be, Nb, Ta, phlogopite et thorianite, T.R</p>
<p>Cycle à 900 m.a : granitisations → monazites : - Vohimena - Androy (850 m.a) - Mananjary (900 m.a) → chromite (937 m.a ?) - Delbos, 1966</p>
<p>Cycle chromifère env. 1400 m.a (Hottin, 1976)</p>
<p>Cycle cupro-plombifère : - galène d'Ambatofinandrahana 1125 m.a - galène Tsaratanana 1890 m.a env. 1,5 milliard a. → minéralisation Cu, Pb</p>
<p>Cycle le plus ancien : daté par monazite d'Antsirabe 2600 m.a, env. orogénèse shamwaïenne, orogénèse qui entraîne des gisements de fer, graphite, or, grenat industriel</p>

Vu le fait que l'âge "plancher" des schistes, calcaires et quartzites (de la région d'Ambatofinandrahana) est de 1200 m.a. (Hottin, 1976), en reprenant les cycles métallogéniques de Besairie (1966), on s'aperçoit que les minéralisations en T.R d'Ambatofinandrahana se situent forcément après le cycle de 900 m.a. Nous verrons plus loin (partie 2, chapitre III) ce qu'il en est exactement.

III - FRACTURES, LINEAMENTS ET METALLOGENIE

① Hottin (1976) souligne que pour le Nord de Madagascar, on observe l'alignement d'ultrabasites archéennes selon une direction soit subméridienne, soit N20W. La direction N20W se retrouve aussi dans la zone chromifère d'Andriamena.

Il semblerait, selon cet auteur, que les directions N20W et subméridienne soient des directions archéennes, et en plus présentant un intérêt métallogénique.

Cependant, Hottin (1969) remarque que les dykes doléritiques créacés du Nord empruntent indifféremment les divers réseaux de fractures, tandis que les dykes métamorphisés, eux, seraient limités aux directions N70-80W à E-W et N20W.

② Par contre, pour le Sud, Hottin ne tire aucune conclusion aussi bien sur la chronologie des fractures que sur leur lien avec la métallogénie.

③ Par ailleurs, Kutina (1976) préconise le rôle important de la tectonique et des linéaments avec la métallogénie et l'exploration minérale. En effet, il souligne l'importance métallogénique du croisement de l'axe de réactivation magmatique, qui justement est orienté N20W avec la fracture majeure E-W au niveau de Belo-sur-Tsiribihina.

PARTIE 2 :
LE COMPLEXE INTRUSIF
D'AMBATOFINANDRAHANA

CHAPITRE I : PETROGRAPHIE

INTRODUCTION :

Le complexe intrusif d'Ambatofinandrahana a été signalé tel quel la 1ère fois par Emberger (1955).

Il s'agit d'un ensemble diversifié de roches ignées orogéniques syn, tardi et post-tectoniques (Moine, 1971). Appelé aussi "complexe alcalino-potassique" : il y a les gabbros, syéno-diorites et syénites du groupe schisto-quartzo-dolomitique auquel (Moine 1971) associe les granites à caractère sécants (post-cinématiques).

I.1 - ROCHES SYN À TARDI-TECTONIQUES

I.1.1 - Gabbro-diorite d'Ifasina

a - Localisation , mode d'affleurement, macroscopie

Les gabbros d'Ifasina sont situés à l'Ouest d'Ambatofinandrahana, au sein du massif orthogneissique d'Imorona (fig. 8).

Mode d'affleurement :

Le gabbro, intrusif, se présente en massif circonscrit en position basse par rapport aux orthogneiss : ce gabbro est considéré comme syn à tardi cinématique (Moine, 1971)*, par analogie au gabbro d'Itsindro ; à Ifasina, le massif gabbroïque est bien entouré de syéno-diorites (formant une mince frange) annulaires. Cette association est fréquemment observée dans la région d'Ambatofinandrahana : le massif d'Ampanivana (pointe nord de l'orthogneiss d'Imorona), le massif de Ranomandry (NNE d'Ifasina), le massif d'Ivahony (SE d'Ambatofinandrahana). En outre, cette association gabbros-syéno-diorites semble (d'après la carte 1/200.000 de Moine, 1971) cantonnée dans la partie carbonatée de la série SQD (Obellianne, 1950) ; (Moine, 1971).

Etant tous systématiquement altérés (latéritisation), les seuls affleurements "frais" se situent au niveau du cours d'eau Imorona traversant le massif gabbroïque de façon méridienne.

Une roche de type cumulat (n° 838) a été échantillonnée dans la partie SE du massif gabbroïque. L'affleurement se présente sous forme de deux gros blocs de roches très noires, grenues.

Macroscopiquement, ce gabbro est une roche hololeucocrate, homogène, de texture grenue. On observe du plagioclase et des minéraux sombres tels que pyroxène et amphibole.

* Cette définition s'appuie sur une corrélation avec le grand massif de gabbro d'Itsindro 'à (30 Km à l' est) qui, selon Moine, 1971 "est en position synforme concordante dans les schistes cristallins environnants. Cependant, d'autres massifs sont au contraire assez nettement sécants sur les structures avoisinantes comme l'Angoaka et l'Ivahony".

Situation géographique des gabbros et syéno-diorites
de la région d'Ambatofinandrahana

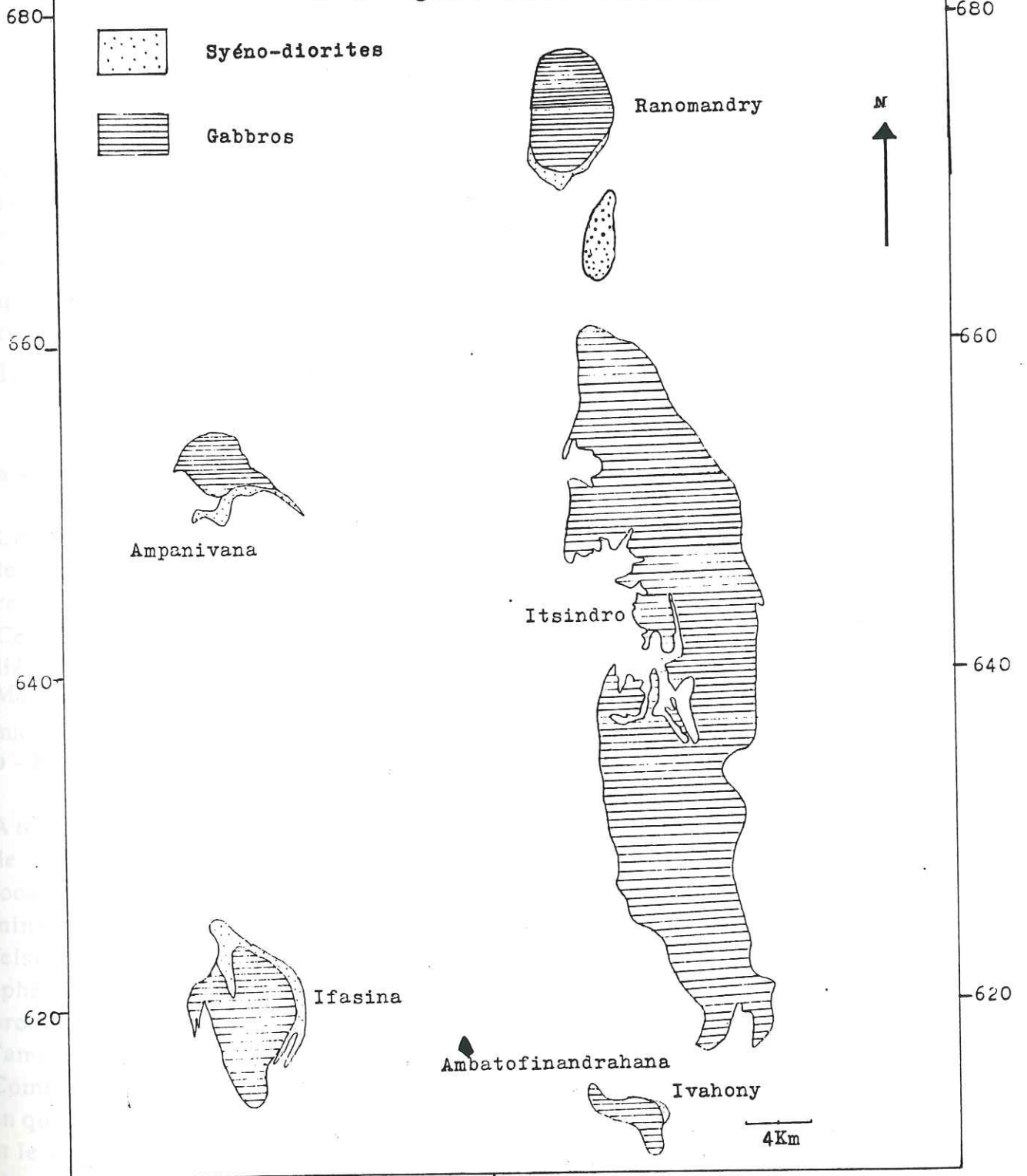


Fig.8

b - Microscopie

On observe une texture sub-ophitique. L'essentiel de la phase claire est formé par de l'andésine (An 40-50) en cristaux allongés subautomorphes. Ces cristaux de plagioclase sont souvent jointifs. Un clinopyroxène de type augite (diallage) est observé parfois en association avec une hornblende verte bien développée. Ces deux minéraux occupent l'espace interstitiel défini par le plagioclase. Du lépidomélane poecilitique est souvent observé, moulant les hornblendes et les plagioclases.

Comme minéraux accessoires, on a : l'apatite, les minéraux opaques surtout inclus dans les minéraux ferro-magnésiens et quelques rares cristaux de quartz.

On notera la présence d'un cumulat troctolitique (n° 838) (à texture d'orthocumulat) formé d'andésine (An 60) saussuritisé, à pistachite secondaire, en taches xénomorphes et à olivine entourée de clinopyroxène. Ce cumulat est formé lors de la cristallisation fractionnée, aux premiers stades du fractionnement magmatique qui correspondent aux niveaux inférieurs de la chambre magmatique.

Nous verrons plus loin (cf chapitre géochimie) qu'il présente des teneurs remarquablement élevées (par rapport aux gabbros d'Ifasina) en Fe, Mg, Ca, et en certains éléments traces.

I.1.2 - La syéno-diorite d'Ifasina

a - Localisation mode d'affleurement et macroscopie

Ce sont des roches qui entourent presque entièrement le massif gabbroïque d'Ifasina en ring-dykes. Elles forment une mince bande de roches sur 400 m au pied des contreforts d'orthogneiss de l'Imorona.

Ce sont des roches fréquentes dans la région d'Ambatofinandrahana et qui sont liées aux gabbros.

Macroscopiquement, il s'agit de roches mésocrates finement grenues. On aperçoit du microcline, du quartz et comme minéraux ferro-magnésiens de l'amphibole.

b - Microscopie

A texture cataclastique, la roche présente du microcline quelque fois perthitique et de l'oligoclase (An 20-30) qui forment avec le quartz la phase claire. Par sa localisation interstitielle, le quartz (en petite quantité : 1 à 5%) est le dernier minéral à cristalliser. Une hornblende verte, banale, altérée, antérieure à la phase felsique est également présente. Cette amphibole entoure souvent des grains de sphène. On peut penser que la hornblende dérive d'un ancien pyroxène avec production de sphène, le tout ayant été par la suite cataclaté. L'altération de l'amphibole est contemporaine de la cataclase.

Comme minéraux accessoires, on a de l'apatite, de l'ilmérite, du sphène (corrodé) en quantité assez importante (0,5 à 1%), moulé à la fois par le Fk et la hornblende, et le zircon.

Une phase tardive de cristallisation secondaire est représentée par le développement de la biotite dans les fissures des feldspaths.

Le caractère cataclastique de la syéno-diorite s'explique par le fait qu'elle jouxte souvent des failles qui la séparent des orthogneïss, comme c'est le cas à Soanahaviana (4 km au Nord d'Ifasina).

I.2 - ROCHES POST-TECTONIQUES

I.2.1 - La syénite de Marovoalavo

a - Localisation

Cette syénite est située à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest d'Ambatofinandrahana. Elle occupe la colline de Marovoalavo juste au dessus de la RN 34 en direction de Morondava.

b - Mode d'affleurement, macroscopie

Cette syénite recoupe assez nettement les syéno-diorites et le gabbro d'Ifasina dans le secteur du pont de Nahaverezambasy. Au centre de cette colline, il y a la dépression d'Ankaditany où se localisent les indices de bastnaesite (cf partie 3). Cette dépression est latéritisée et les contacts avec la syénite ne sont pas visibles.

En macroscopie on observe une roche mésocrate à plagioclase, feldspath potassique et du quartz. L'amphibole et le pyroxène forment l'essentiel des minéraux sombres.

b - Microscopie

On a une texture grenue à plagioclase latté, à laquelle se superpose une texture de recristallisation qui s'est développée irrégulièrement en bordure des joints feldspathiques.

Le microline, quelques fois perthitique, est en abondance égale à celle de l'albite (An 10). Le plagioclase cerne quelques fois un coeur de microline.

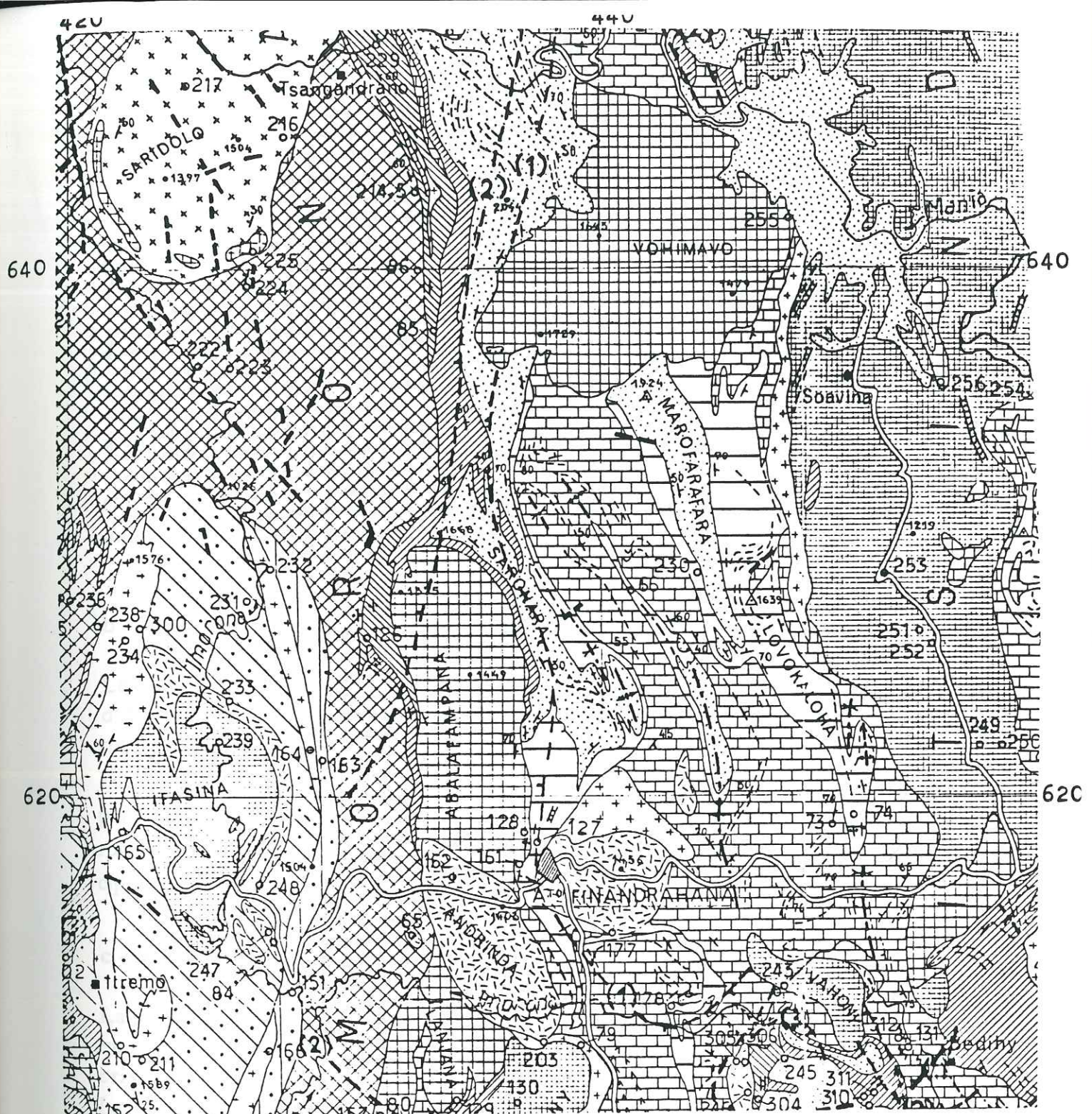
Le pyroxène (aegyrine) est très altéré, en reliques, ne laissant que des formes de l'ancien cristal (alignement de résidus).

L'amphibole bleue, rare, est également altérée. Il s'agit probablement de la torendrikite décrite par Lacroix (1922) qui, en fait, correspond à une magnésio-riebeckite.

On a aussi une biotite (ici très claire) moulant les autres minéraux ferro-magnésiens et antérieure à la phase felsique.

On remarquera l'abondance d'une fraction carbonatée (1 à 5%), autour et dans les feldspaths (s.l). Quelques fois, ils sont également poecilitiques.

La définition précise de ce minéral pose problème. Il s'agit vraisemblablement, par ses propriétés optiques, d'un carbonate. En effet, son relief en section parallèle à c, ses clivages (1011), l'irisation caractéristique en bordure des fractures et des clivages, la biréfringence très élevée (blanc-gris du 4^e ordre) et son caractère uniaxe en font un minéral du groupe de la bastnaesite (Fleischer, 1978), vraisemblablement de la synchisite-Nd (La, Nd) (Ca, CO₃)₂. Cette détermination est confortée par les analyses au MEB et à la microsonde.



MASSIF SCHISTO-QUARTZO-DOLOMITIQUE

— LEGENDE —

ROCHES IGNEES OROGENIQUES

- Granites filoniens / Pegmatites
 - Granites sácants (type Andringitrén et autres)
 - Gabbro-diorites et norites
 - Syérites
 - Granites alcalins de type Antactro
 - Granites porphyroclastiques dans les micaschistes
 - Granites migmatitiques de type Midony
 - Granodiorites et D-diorites
 - Granites leucocrates associés
- 4 km

SCHISTES CRISTALLINS PRECAMBRIENS

- | Groupe schisto-quartzo-dolomitique | | Groupe gneissique | |
|--|-----------------------|--|---|
| Cipolins | Amphibole-pyroxénites | Gneiss (à biotite, à biotite et hornblende...) | Gneiss et micaschistes à graphite grenat et sillimanite |
| Micaschistes souvent graphiteux (et schistes calco-magnésiens) | Micaschistes | Amphibolites (et chloritoschistes) | Gneiss migmatitiques |
| Micaschistes | Gneiss pélitiques | Migmatites granitoides | Migmatites indifférenciées |
| Micaschistes et granites | Quartzites | | |
- Faciès particuliers** - / Cipolins, / Micaschistes, / Quartzites
 / Amphibolites, / Schistes calco-magnésiens divers, / Finondrenite
- Métamorphisme** - / 1 agades: (1) trémolite + calcite, (2) diopside
 (3) sillimanite + muscovite, (4) sillimanite + K.feldspath

ORTHOIGNEISS TYPE IMORONA
(scale probable)

- Granitogneiss alcalins à amphibole
- Idem, faciès porphyroïdes
- Granitogneiss leptynitiques
- Idem, faciès laminais
- Granitogneiss à biotite et amphibole
- Orthogneiss syénitiques
- Orthogneiss de type Imorona indifférenciés

Le MEB montre que cette phase est riche en T.R mais exempte de Ce (fig. 10). Une analyse des T.R des feldspaths serait intéressante pour confirmer ce comportement spécifique du cérium.

Les résultats à la microsonde électronique nous indiquent qu'outre les T.R, ce minéral contient du Ca, Zn, P, Si, et Y.

Analyses de carbonates de La, Nd (analyses faites au CREGU, Nancy)

I.2.2 - La syénite d'Ambatofinandrahana

a - Localisation

Cette syénite se localise aux environs immédiats d'Ambatofinandrahana, surtout dans sa partie Est le long de la RN 34.

b - Mode d'affleurement et macroscopie

Les affleurements constituent des blocs chaotiques dans la forêt de pins de l'Est d'Ambatofinandrahana. La syénite présente un grain nettement plus fin que celui de la syénite d'Andoharano (cf I.2.3)

La roche est claire avec des mouchetures de pyroxène et d'amphibole, le quartz, Fk et plagioclases étant toujours visibles. On n'a pas trouvé de contact visible et précis avec les roches encaissantes (latéritisation). Selon Bos (1968), la syénite recoupe les schistes et cipolins et serait donc post-tectonique.

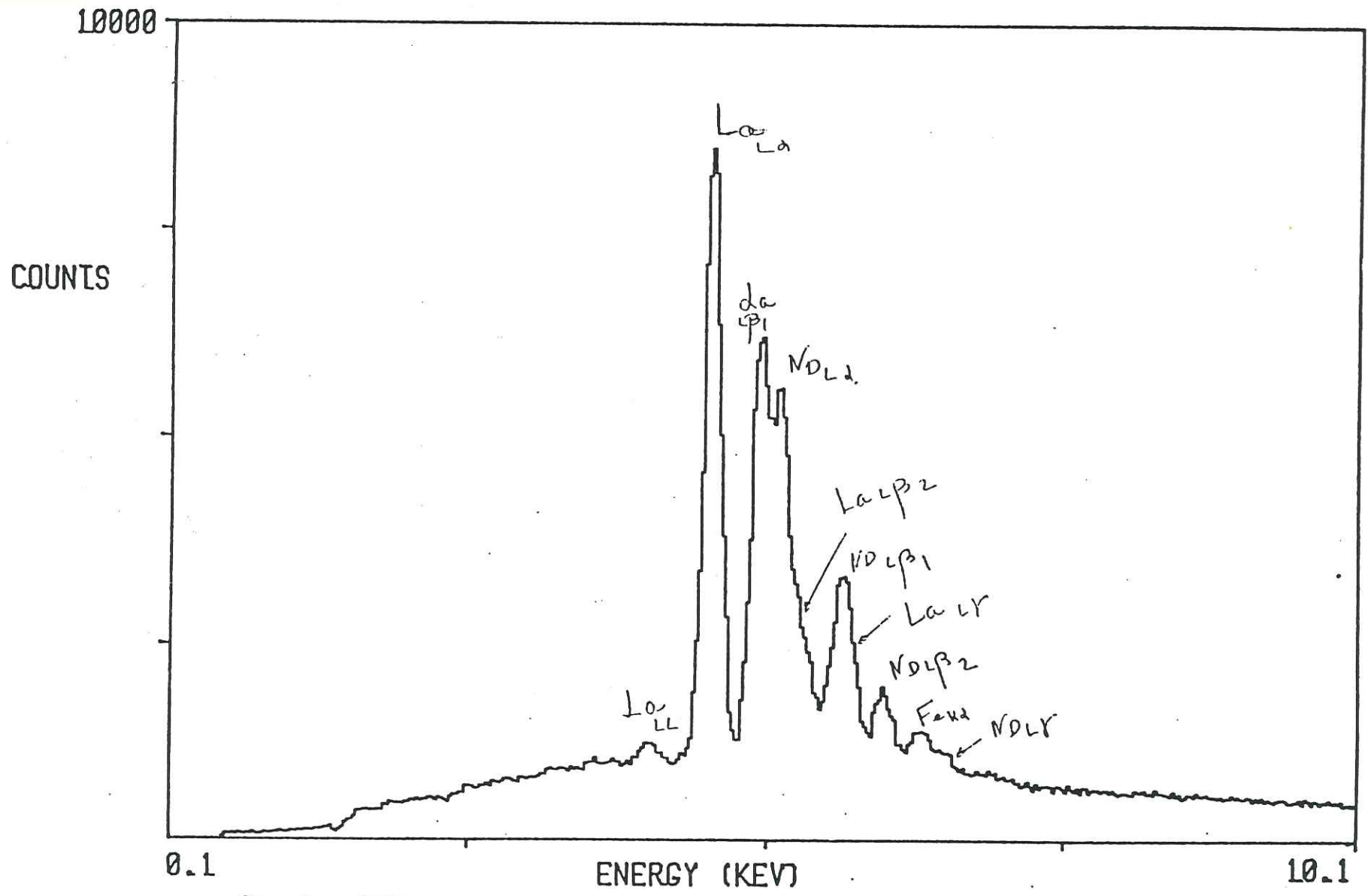
c - Microscopie

La phase claire est représentée par un microcline prédominant, souvent perthitique, en cristaux sub-automorphes. Le plagioclase (albite : An 0-10) constitue de petits cristaux dans les espaces interstitiels ou en bordure du microcline.

Le quartz est présent dans les espaces interstitiels et conférant quelques fois un caractère quartzifère (n° 326). Souvent, on observe le quartz qui jouxte les pyroxènes.

En ce qui concerne les minéraux ferro-magnésiens : on a une augite-aegyrienne antérieure à la phase felsique et une amphibole bleue (Mg-riebeckite), qui est le résultat d'amphibolitisation des pyroxènes avec production de fer sous forme de minéraux opaques.

Comme minéraux accessoires : zircon, monazite, apatite et sphère automorphe à subautomorphe (env. 1%). Ce dernier est associé aux minéraux ferro-magnésiens ou inclus dans les feldspaths-K.



Spectre MEB de synchisite de la syénite de Marovoalavo Fig.10

On notera la présence de lépidomélane dans les fissures de feldspath-K, ou encore de la chlorite. Une barytine tardive moule le pyroxène, ou occupe les espaces interstitiels jouxtant les feldspaths.

La présence de cette phase laisse penser que cette syénite a subi une action hydrothermale importante.

d - Finandranite d'Ambatofinandrahana

Il s'agit, pour mémoire, d'une roche filonienne extrêmement potassique (à microline, albite et Mg-riebeckite) traversant la syénite d'Ambatofinandrahana, et définie par Lacroix (1922) (cf tableau 3). Nous ne l'avons pas retrouvée.

SiO ₂	62,68
Al ₂ O ₃	16,71
Fe ₂ O ₃ ⁺	3,72
MnO	n.d
MgO	0,51
CaO	1,22
Na ₂ O	2,86
K ₂ O	11,21
TiO ₂	tr.
P.F	0,59
Total	99,50

Tableau N° 3 :
Composition chimique d'une finandranite

(in Lacroix, 1922)

I.2.3 - La syénite d'Andoharano

a - Localisation

Il s'agit d'un petit massif au N.E d' Ambatofinandrahana (à 5 km). Ce massif circonscrit est intrusif dans les cipolins environnants.

b - Mode d'affleurement et macroscopie

Le massif est homogène, sans altération en boules. Un filon de roches silicifiées brunes à monazite et barytine la recoupe.

C'est une syénite grenue, à lattes de microcline visible à l'oeil nu et ponctuée de taches millimétriques de pyroxène et d'amphibole.

Elle fait partie du complexe intrusif d'Ambatofinandrahana et peut être considérée comme post-tectonique.

Cette syénite délivre une radioactivité de 250 c/s à la mesure.

c - Etude microscopique

La roche présente une texture grenue miaskitique : les minéraux ferro-magnésiens étant formés antérieurement aux minéraux felsiques. Ce caractère miaskitique se retrouvera en géochimie (cf chapitre II)

La texture grenue est totalement oblitérée par une recristallisation locale.

Les microclines perthitiques forment l'essentiel de la roche. Ils se présentent sous forme de cristaux sub-automorphes avec des veines irrégulières de perthites. On peut observer des perthites caractéristiques de bordure.

Les plagioclases (albite) sont présents, aussi bien dans les espaces interstitiels qu'en perthites autour des feldspaths-K.

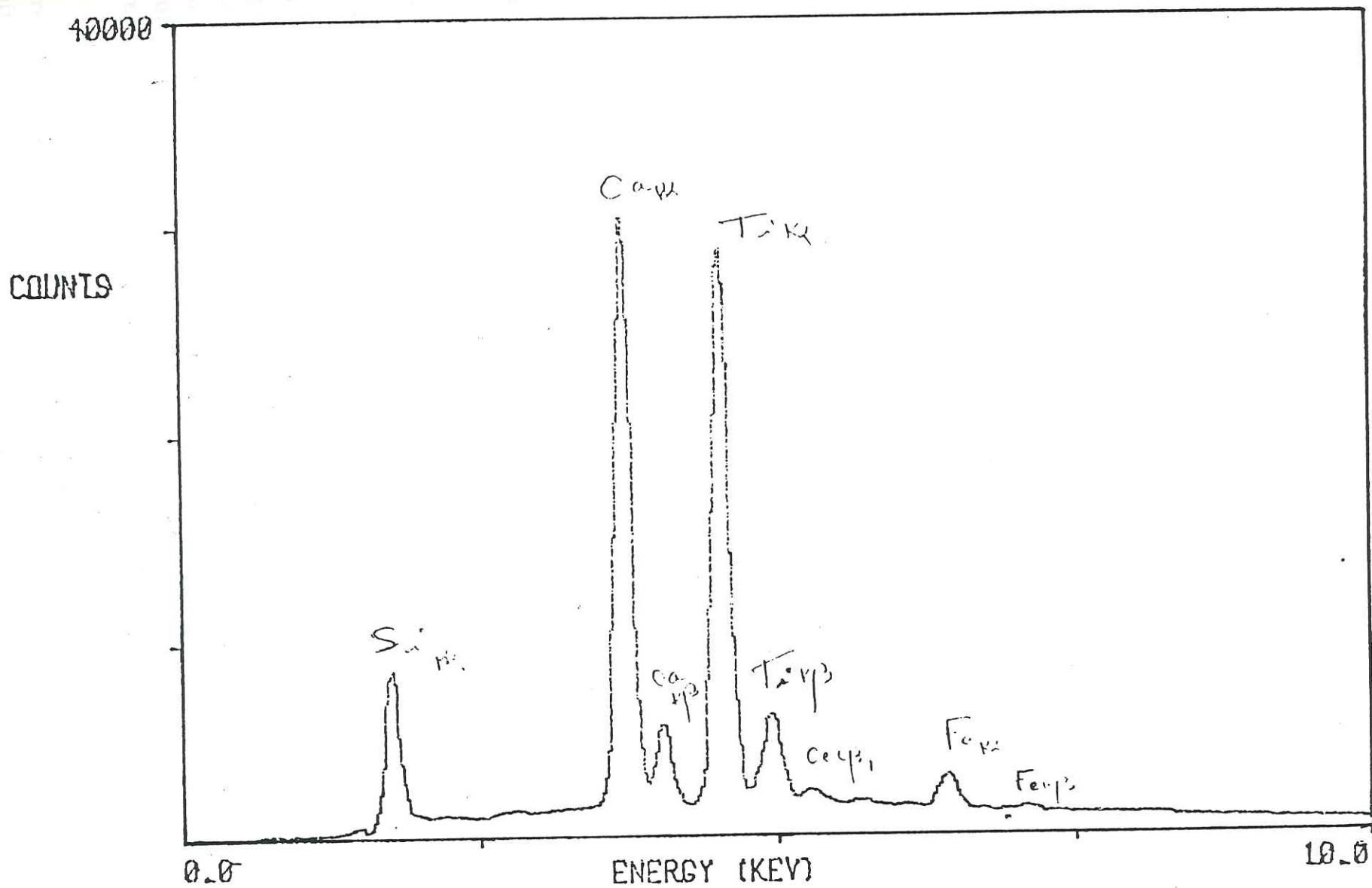
Le quartz comble les espaces interstitiels.

Cette syénite montre un développement de phase titanée (1-2%) avec le sphène en cristaux automorphes, souvent corrodés, et moulés aussi bien par les pyroxènes que par les feldspaths.

L'aegyrine se remarque par son altération en amphibole bleue qui correspond également à une magnésio-riebeckite.

On notera aussi le développement de lépidomélane tardive. Comme minéraux accessoires, nous avons : zircon, apatite, magnétite, monazite.

Cette roche montre des minéraux à terres rares (monazite) à Zr, ce qui induira une forte teneur en T.R, Th et Ti (sphène) (cf partie 2, chapitre II). L'occurrence de biotite ferrifère et de magnétite suggère une forte teneur en Fe.



Spectre MEB de sphène (syénite d'Andoharano) Fig.11

I.2.4 - Le granite de Vohimavo

a - Localisation

Appelé aussi granite de Fasimena dans la littérature, c'est un puissant massif qui s'étend sur 100 km² au Nord d'Ambatofinandrahana (20 km).

Ce granite, circonscrit, intrusif dans les cipolins et quartzites environnants est encadré à l'Ouest par le massif de l'Imorona, et à l'Est par le massif basique de l'Itsindro.

b - Mode d'affleurement ; macroscopie

Les affleurements sont constitués d'énormes boules de granite rose à biotite, à gros grain, à mégacristaux de feldspath potassique rose (centimétriques) sub-automorphes. On observe principalement du quartz, le Fk rose, des plagioclases, du mica noir. Selon la terminologie locale, c'est un granite de type andringitréen, post-tectonique (Besairie, 1970 ; Moine, 1971).

c - Etude microscopique

La texture est grenue, porphyroïde, équante et légèrement cataclasée, avec des minéraux ferromagnésiens précoces antérieurs aux minéraux felsiques.

On observe principalement du microcline en cristaux automorphes bien développés qui constituent la phase feldspathique dominante. Les microclines présentent des inclusions de muscovite dans les fissures, et aussi quelques minéraux opaques à sections carrées (pyrite).

Les plagioclases (An 10) sont en position interstitielle et présentent parfois des figures myrmékitiques au contact du feldspath-K. Les plagioclases sont souvent saussuritisés.

Le quartz est en grandes plages xénomorphes, à extinction roulante.

La biotite automorphe, à auréole pléochroïque autour de zircons est confinée dans les espaces interstitiels. Elle paraît antérieure au quartz.

Les minéraux accessoires sont : apatite, zircon, minéraux opaques, (magnétite), allanite.

Quelques minéraux secondaires sont présents : muscovite, chlorite, minéraux d'oxydes de fer xénomorphes présentant le même mode d'altération que la chevkinite (zonation externe rouge-orange).

Ainsi, la présence de deux feldspaths séparés nous indique qu'il s'agit d'un granite subsolvus alcalin (Bowen & Tuttle, 1958 ; Bonin, 1980), ayant subi une action hydrothermale (chlorite, muscovite).

La présence d'allanite permet d'expliquer les teneurs élevées en T.R (cf partie 2, chapitre II), mais surtout explique bien la surteneur en Y observée en géochimie.

I.3 - CONCLUSION

L'étude pétrographique a permis de montrer que nous sommes en présence d'une association de roches plutoniques à tendance alcalino-potassique que l'on peut diviser en trois groupes :

① roches syn à tardi-tectoniques : gabbro-diorites d'Ifasina et syéno-diorites d'Ifasina

Ces roches dessinent une structure circulaire avec les syéno-diorites en structure annulaire,

② roches post-tectoniques syénitiques qui comprennent les syénites d'Ambatofinandrahana, d'Andoharano et de Marovoalavo,

③ roches post-tectoniques granitiques, essentiellement le granite de Vohimavo.

Ces dernières roches sont marquées par un caractère alcalin potassique à sodi-potassique. En ce qui concerne les syénites, elles sont alcalines et miaskitiques. Elles présentent toujours un pyroxène et/ou une amphibole sodiques et une phase minérale à T.R. Elles ont subi une altération hydrothermale.

L'existence d'une phase carbonatée à REE peut être corrélée à une phase hydrothermale dont on a signalé plusieurs fois les effets dans la description pétrographique. L'origine de ces carbonates est peut-être à lier à un hydrothermalisme qui a percolé largement ces intrusions et leur environnement, qui rappelons le ici, est constitué par la série SQC (Série schisto-quartzo-carbonatée) définie par Moine.

Cette série riche en cipolins et autres roches carbonatées constitue un environnement favorable pour délivrer une quantité importante de CO₂ et faciliter ainsi la collecte hydrothermale d'un stock de lanthanides certainement liés aux roches alcalino-potassiques. Dans cette hypothèse, l'héritage lié à cet environnement carbonaté prend une part prépondérante dans l'histoire finale des massifs étudiés.

CHAPITRE II : GEOCHIMIE

BUTS ET MOYENS

La géochimie va permettre dans un premier temps d'observer la distribution des éléments dans chaque type de roche et de caractériser le type de série magmatique dans un second temps.

Dans cette étude géochimique, on a effectué des analyses des éléments majeurs et des éléments traces.

Des analyses de T.R. ont été menées sur les syénites porteuses de minéralisation pour préciser leur comportement pétrogénétique. En outre, de la radiométrie isotopique a été faite sur les syénites afin de préciser leur âge absolu.

Les échantillons sont issus de deux campagnes de terrain ; les roches n° d'ordre 2, 11, 12, 19, 23, 28, empruntées à B. Moine (1971), ne possèdent pas d'analyses des éléments traces.

Le granite de Vohimavo a été échantillonné et analysé dans le but de préciser l'origine des minéralisations en terres rares. Il ne fait pas partie de la série gabbro-syéno-diorite-syénite, car considéré comme post-tectonique (Moine, 1971). Cependant, il apparaîtra dans tous les diagrammes géochimiques.

I - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

I.1 - Typologie normative

Elle est basée sur le diagramme QAP (Streickeisen, 1973). On a utilisé la norme CIPW afin d'éviter le comptage modal qui impliquait une bonne statistique délicate à obtenir ici en raison de la taille des grains.

Les échantillons forment trois sous-ensembles tous décalés vers le pôle A (Ab + F) - Fig. 12.

Les champs occupés sont ceux des granites à feldspaths alcalins pour le granite de Vohimavo, les syénites alcalines pour toutes les syénites (les syénites de Marovoalavo étant les plus proches du pôle A) ; les gabbros-diorites et les syéno-diorites d'Ifasina tombent respectivement dans le champ des monzonites et syénites, ceci étant dû à leur teneur moyennement élevée en K.

Il faut aussi ajouter le fait que ce type de typologie est beaucoup plus adapté à des roches riches en Q et plagioclases.

Seul le cumulat (n° 838) tombe dans le champ des gabbros.

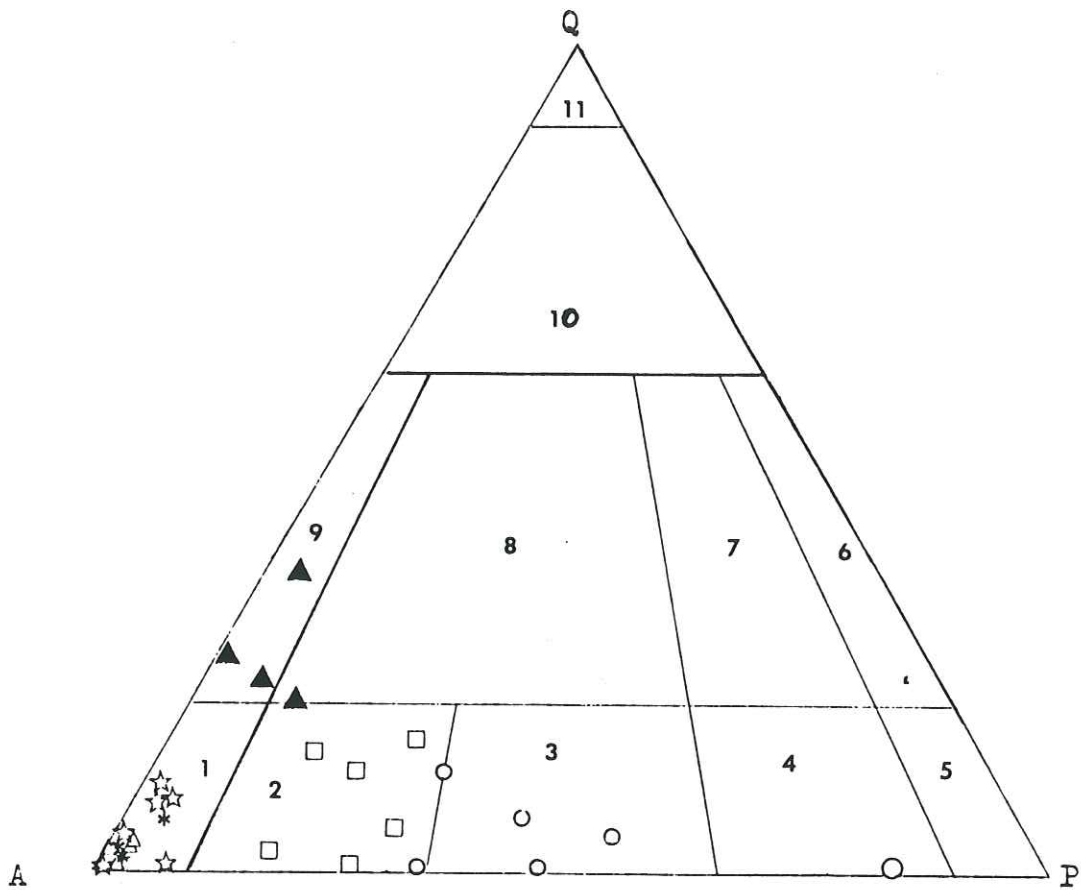


Diagramme de Streckeisen (normatif)

Fig.12

Légende :

- gabbro-diorite d'Ifasina
- syéno-diorite d'Ifasina
- ☆ syénite de Marovoalavo
- * syénite d'Andoharano
- ★ syénite d'Ambatofinandrahana
- ▲ granite de Vohimavo

- 1-syénite à feldspath alcalin
- 2-syénite
- 3-monzonite
- 4-monzonite, monzogabbro
- 5-diorite, gabbro, anorthosite
- 6-tonalite
- 7-granodiorite
- 8-granite
- 9-granite à feldspath alcalin
- 10-granitoïdes à feldspath alcalin
- 11-quartzite

I.2 - Variation des teneurs

En utilisant les diagrammes de Harker (1909) (fig. 13 à 16), trois groupes de roches se distinguent et ceci pour tous les éléments majeurs :

- les roches syn à tardi-tectoniques : gabbros-diorites, syéno-diorites,
- les roches post-tectoniques syénitiques,
- les roches post-tectoniques granitiques.

Ceci recoupe ce qu'on avait distingué en pétrographie.

I.2.1 - Roches syn à tardi-tectoniques

OXYDES	GABBRO	SYENO-DIORITE
	n = 6	n = 5
Si O ₂	52,12	59,59
Al ₂ O ₃	16,38	16,78
Fe ₂ O ₃	8,87	6,14
MgO	6,34	3,18
CaO	8,63	4,67
Na ₂ O	2,31	4,34
K ₂ O	2,13	3,09
TiO ₂	1,14	0,81
MnO	0,13	0,10
P ₂ O ₅	n.d	n.d

Tableau N°4 :

valeur moyenne des oxydes des gabbros et syéno-diorites d'Ifasina

Al₂O₃ /

Pour les gabbros, nous avons une teneur moyenne en alumine ($X = 16,33\%$) assez élevée qui témoigne de l'importance de la phase plagioclasique. En effet, l'évolution de l'alumine est contrôlée par l'abondance du plagioclase. Les teneurs des syéno-diorites sont légèrement plus élevées ($x = 16,78\%$).

Le cumulat troctolitique se distingue avec une teneur en Al₂O₃ nettement inférieure (10,38%).

CaO /

La roche n° 838 est riche en CaO, en affichant la valeur la plus élevée (10,17%). Les gabbros ont des teneurs moyennes ($x = 8,63\%$) qui peuvent traduire la présence d'un plagioclase moyennement calcique.

Quant aux syéno-diorites, elles ont des teneurs deux fois plus faibles ($x = 4,67\%$) que celles des gabbros en relation avec la nature plutôt sodique de leur plagioclase (oligoclase).

Na₂O /

Il y a corrélation positive entre la teneur en sodium et la teneur en silice. Ceci traduit la présence d'andésine dans les gabbros puis d'oligoclase dans les syéno-diorites.

La roche cumulative (n° 838) est presque dépourvue de soude.

K₂O /

Là encore, comme pour le sodium, on a une corrélation positive avec SiO₂. K₂O se caractérise surtout par la présence de microcline dans les syéno-diorites. Pour les gabbros, on notera une valeur moyenne de 2,13% qui est élevée par rapport à des gabbros du complexe gabbro-syénitique "Concord" (Caroline du Nord) (Olsen et al, 1983) qui titre 0,31% ; de même par rapport au gabbro de la Péninsule de Kola (URSS) (in Sorensen, 1974) qui titre 0,63%. Cette valeur élevée de K₂O est due à la biotite observée dans ce gabbro.

MnO /

Les teneurs en MnO ne sont pas négligeables avec en moyenne 0,13% pour les gabbros et 0,10% pour les syéno-diorites. Son comportement s'apparente à celui du titane. Par contre, la roche n° 838 est la plus riche en MnO. On peut penser qu'il s'agirait alors d'une teneur liée au CPX ou à une olivine riche en MnO.

MgO /

Là encore, on a une diminution régulière des teneurs en partant des gabbros vers les syéno-diorites en relation avec la présence des minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles).

La roche n° 838 se démarque en présentant la valeur maximale (> 18%). Ceci est à relier avec l'abondance d'olivine traduisant bien son caractère cumulatif.

Fe₂O₃^{tot} /

Fe₂O₃ est corrélé négativement à SiO₂ pour les gabbros et syéno-diorites, groupe de roches formant un ensemble bien distinct. Outre les minéraux ferro-magnésiens, le fer peut être aussi ici relié à la présence de lépidomélane (biotite ferrifère) dans les gabbros. La roche cumulative n° 838 montre la valeur la plus élevée (12,7%) témoigne de la présence notable d'olivine.

TiO₂ /

Les gabbros-diorites ($x = 1,14\%$) sont en moyenne plus riches en TiO₂ que les syéno-diorites ($x = 0,81\%$). On a une corrélation négative avec SiO₂. L'abondance de TiO₂ se caractérise notamment par la présence de sphène et de minéraux d'oxydes ferro-titanés.

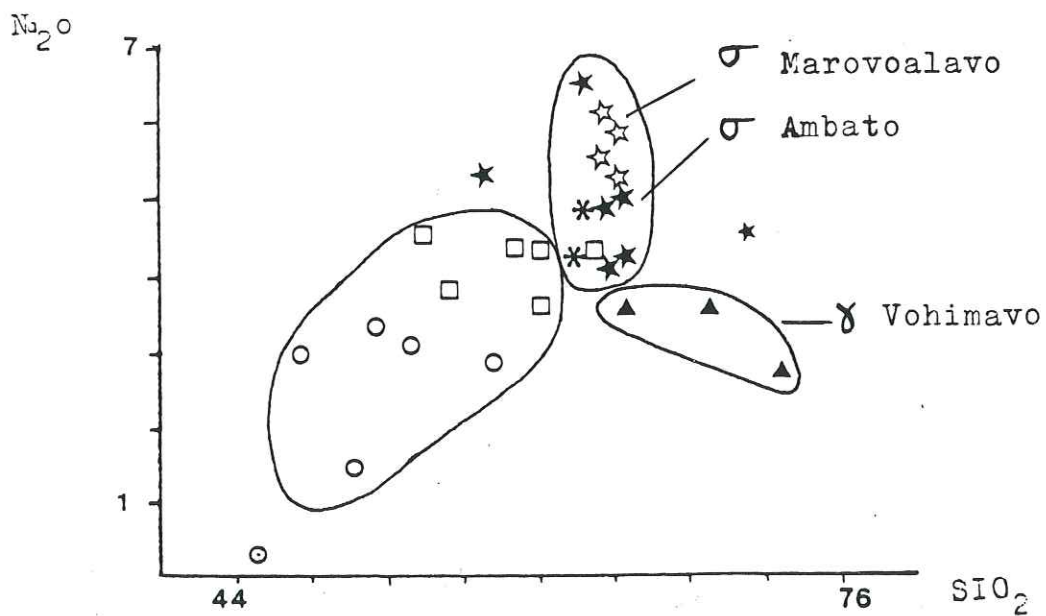
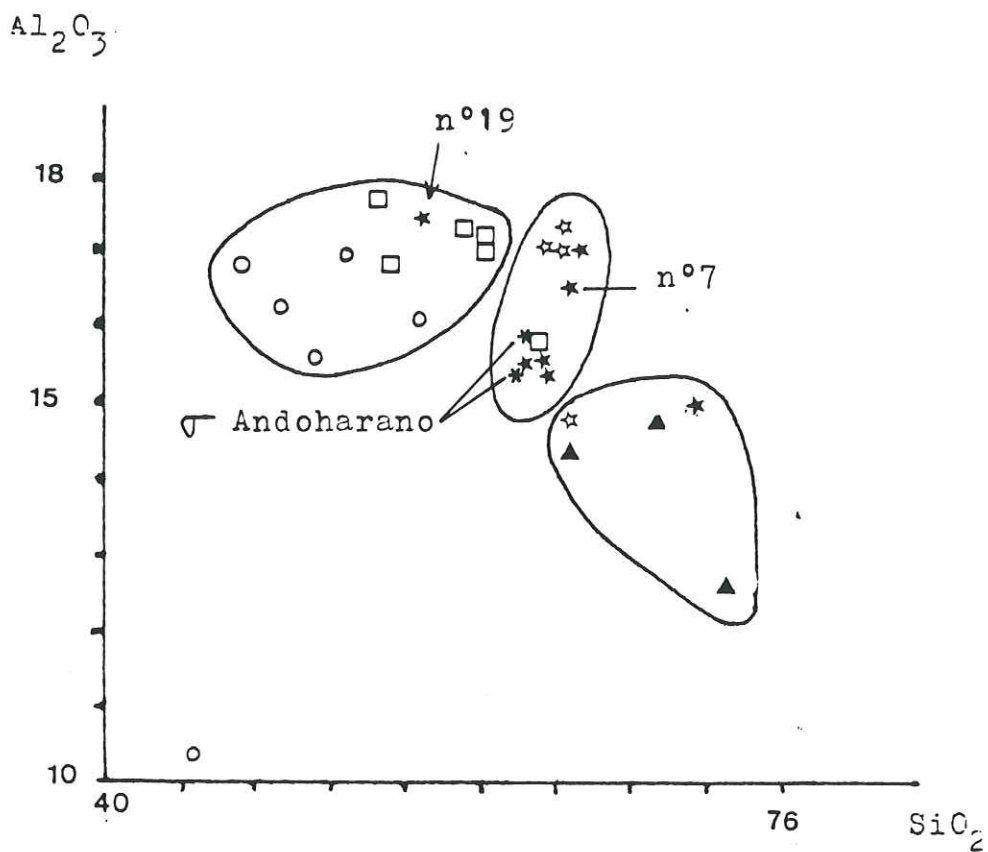


Diagramme de Harker (% pondéraux). Légende p.46

Fig.13

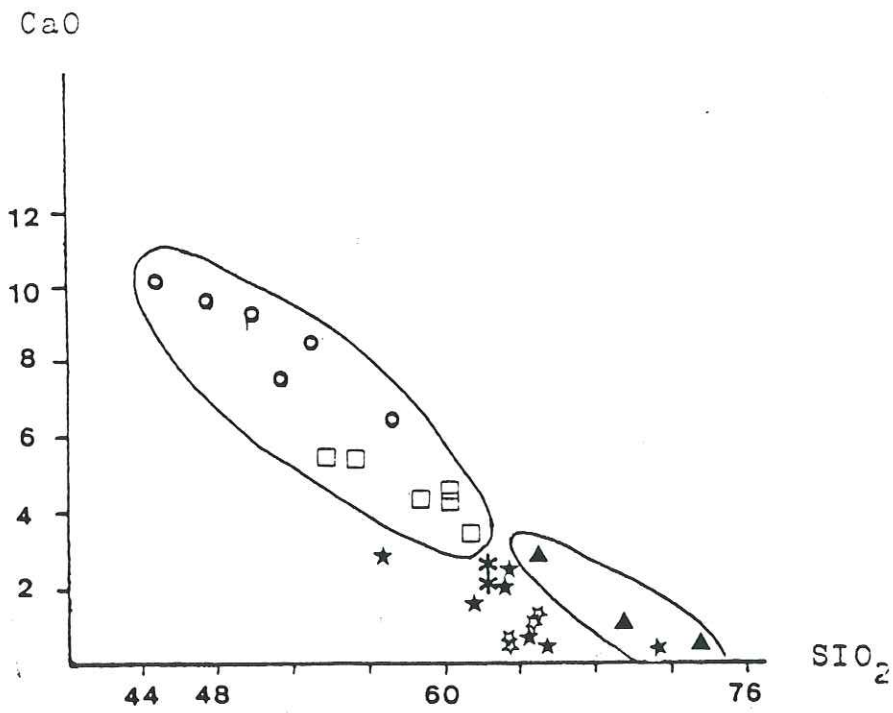
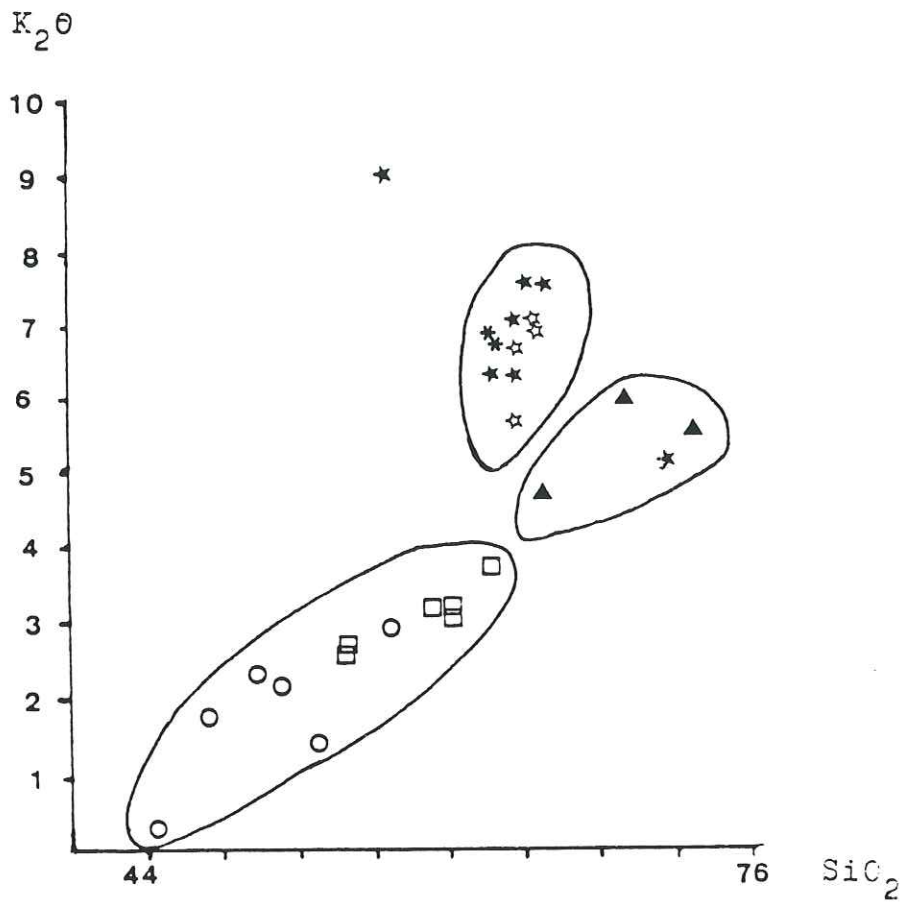


Diagramme de Harker (% pondéraux). Légende p.46

Fig.14

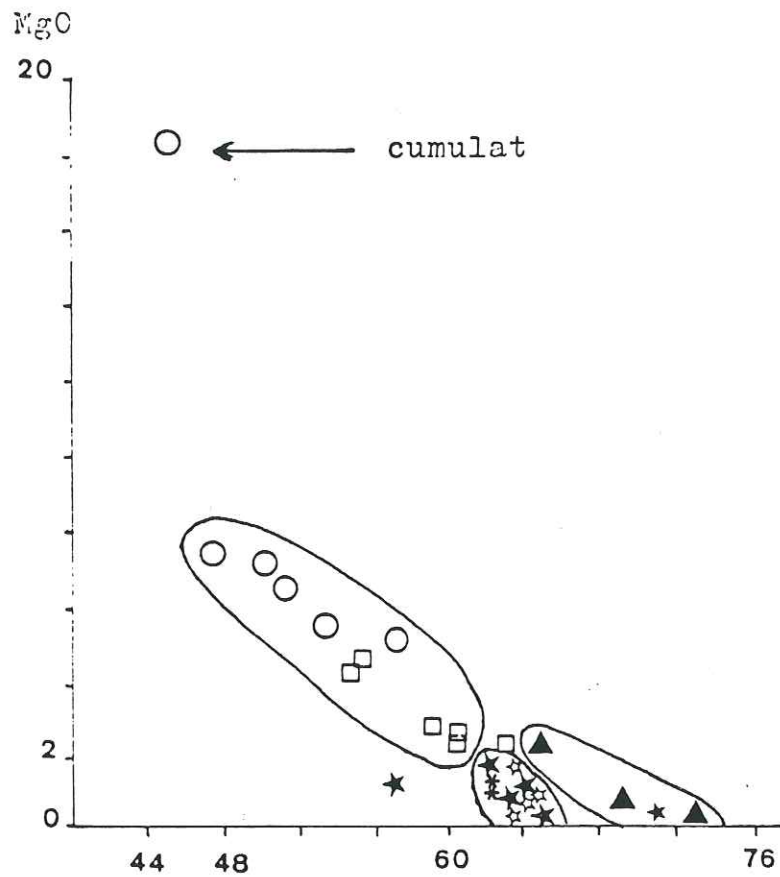


Diagramme de Harker (% pondéraux) Légende p.46

Fig.15

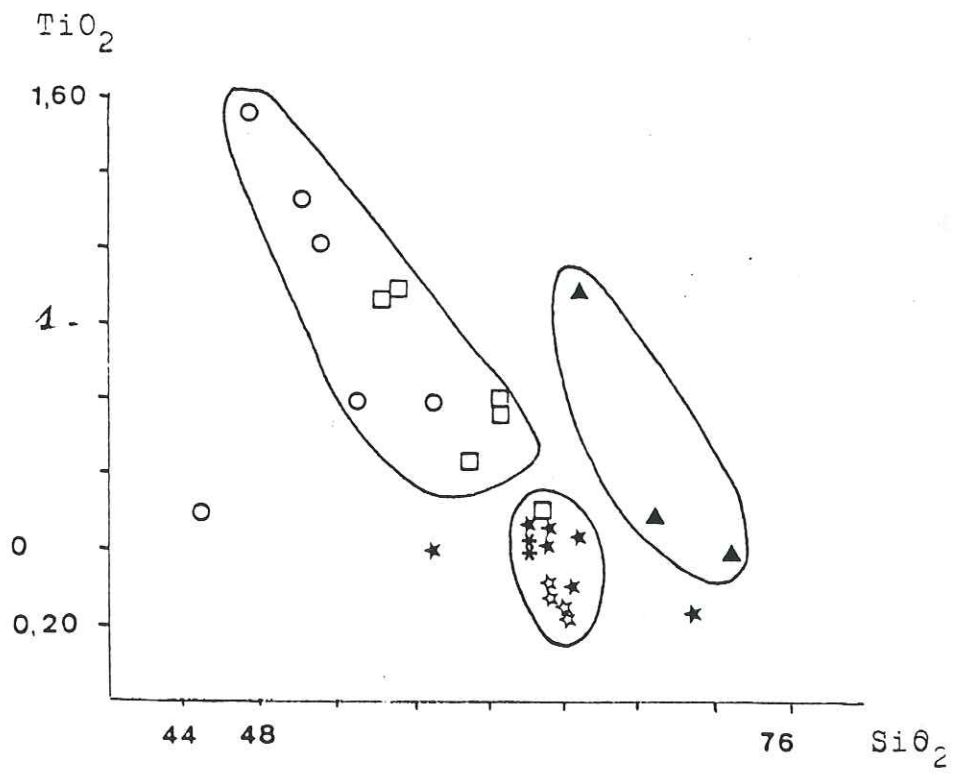
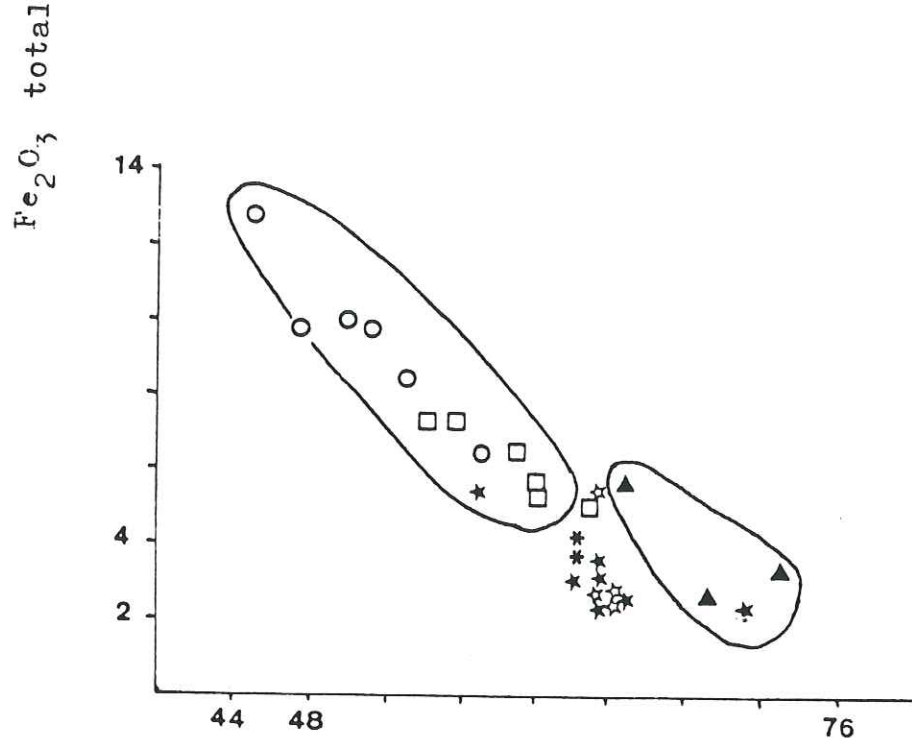


Fig.16

I.2.2 - Roches post-tectoniques

OXYDES	SYENITES	GRANITES
	n = 12	n = 4
Si O ₂	63,16	69,77
Al ₂ O ₃	16,30	14,42
Fe ₂ O ₃	3,46	3,35
MgO	1,14	0,97
CaO	1,57	1,14
Na ₂ O	5	3,33
K ₂ O	7,03	5,36
TiO ₂	0,36	0,59
MnO	0,07	0,05
P ₂ O ₅	0,26	0,045

Tableau N°4 bis :

valeurs moyennes des oxydes des syénites et granites

Al₂O₃ /

Pour les syénites, les teneurs varient de 14,80% à 17,50% (x = 16,30%).

Dans les diagrammes Al₂O₃ - SiO₂, on s'aperçoit qu'on a une variation verticale de la teneur en Al₂O₃. Les syénites de Marovoalavo sont plus riches en alumine que celles d'Ambatofinandrahana et d'Andoharano. Etant donné que l'alumine est surtout contrôlée par l'abondance de plagioclase, on rejoint ici, les observations pétrographiques (cf partie 2, chapitre I), qui montraient une abondance plus grande des plagioclases par rapport aux autres syénites.

Na₂O /

Pour les syénites, les teneurs en sodium s'étalent de 4,12 à 6,57% (x = 5%). On remarquera la marque de l'albitisation plus poussée des syénites de Marovoalavo (plus riche en Na), par rapport à celle d'Ambatofinandrahana et d'Andoharano.

CaO /

Le CaO est ici supporté beaucoup plus de façon conjointe par les plagioclases et le sphène. Justement, la syénite d'Andoharano (n° 990, n° 920) titre 2,26 et 2,56% de CaO et parallèlement est riche en apatite (P₂O₅ = 0,38%) et sphène (TiO₂ = 0,45%). Dans le granite de Vohimavo, la teneur en CaO est liée, outre les plagioclases, à la présence d'apatite et d'allanite.

K₂O /

Les syénites se démarquent bien des granites par leur teneur en K₂O plus importante. Les pourcentages en K₂O des syénites sont légèrement élevés pour ce type de roches.

En effet, les valeurs de K₂O sont toutes largement supérieures à celles de Na₂O.

TiO₂ /

Le titane se comporte comme le calcium pour les syénites et pour les granites. Les syénites de Marovoalavo sont moins riches en titane que les autres syénites. En effet, elles contiennent moins de sphène, qui est le principal support du TiO₂. La valeur moyenne de TiO₂ du granite est élevée. Cela est dû à une analyse (n° 255J) (empruntée à B. Moine, 1971) qui titre 1,09%.

MgO /

Pour les syénites, on peut dire qu'on a des valeurs assez élevées. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'on a à la fois des pyroxènes, des amphiboles, qui sont magnésiennes (Lacroix, 1922).

MnO /

Les syénites présentent des teneurs banales. Seule la syénite d'Andoharano présente une teneur supérieure à 0,10% avec 0,14%.

P₂O₅ /

C'est un élément qui est lié à l'abondance de l'apatite et de la monazite. On remarquera la teneur plutôt modérée des syénites de Marovoalavo, qui n'ont pas de monazite, et pour lesquelles l'apatite y est rare.

L'étalement vertical des points de syénites montrent qu'il y a probablement eu un enrichissement en P₂O₅ par l'intermédiaire de fluides hydrothermaux tardifs.

I.2.3 - Paramètres chimiques

La classification des roches post-tectoniques peut-être faite sur la base des paramètres géochimiques (cf. Sorensen pour les roches alcalines). Pour nos syénites et granites, les indices d'agpaïcité de Ussing (Na+K/Al) et de Zlobin (Na/Al-K) et les paramètres de Shand (Na+K(Si/6)), Na+K+2Ca/Al ont été calculés à partir des pourcentages cationiques (tableau 5).

Les deux indices d'agpaïcité ont toujours des valeurs inférieures à 1 (sauf pour la syénite n° 913) et des valeurs supérieures à 1 pour le paramètre de Shand.

Utilisant ces paramètres, Polanski (1949) subdivise les roches en deux groupes : les roches subalcalines pour lesquelles les rapports (Na+K)/Al et ((Na+K)/(Si/6)) sont inférieures à 1 et les roches alcalines elles-mêmes réparties en deux sous-ensembles :

- miaskitiques avec $(Na+K)/Al < 1$ et $(Na+K)/(Si/6) > 1$,
- agpaïtique avec $(Na+K)/Al > 1$.

Selon cette classification, nous avons des roches alcalines miaskitiques.

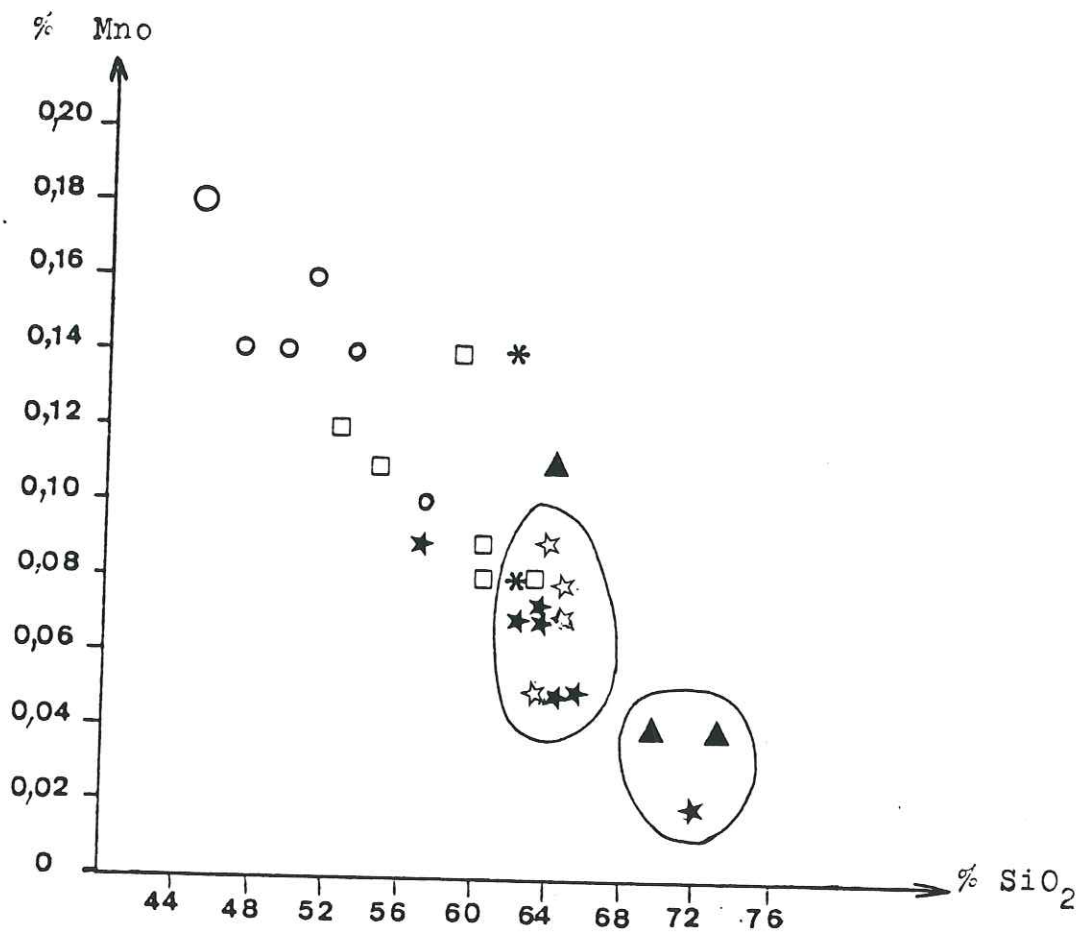


Fig.17

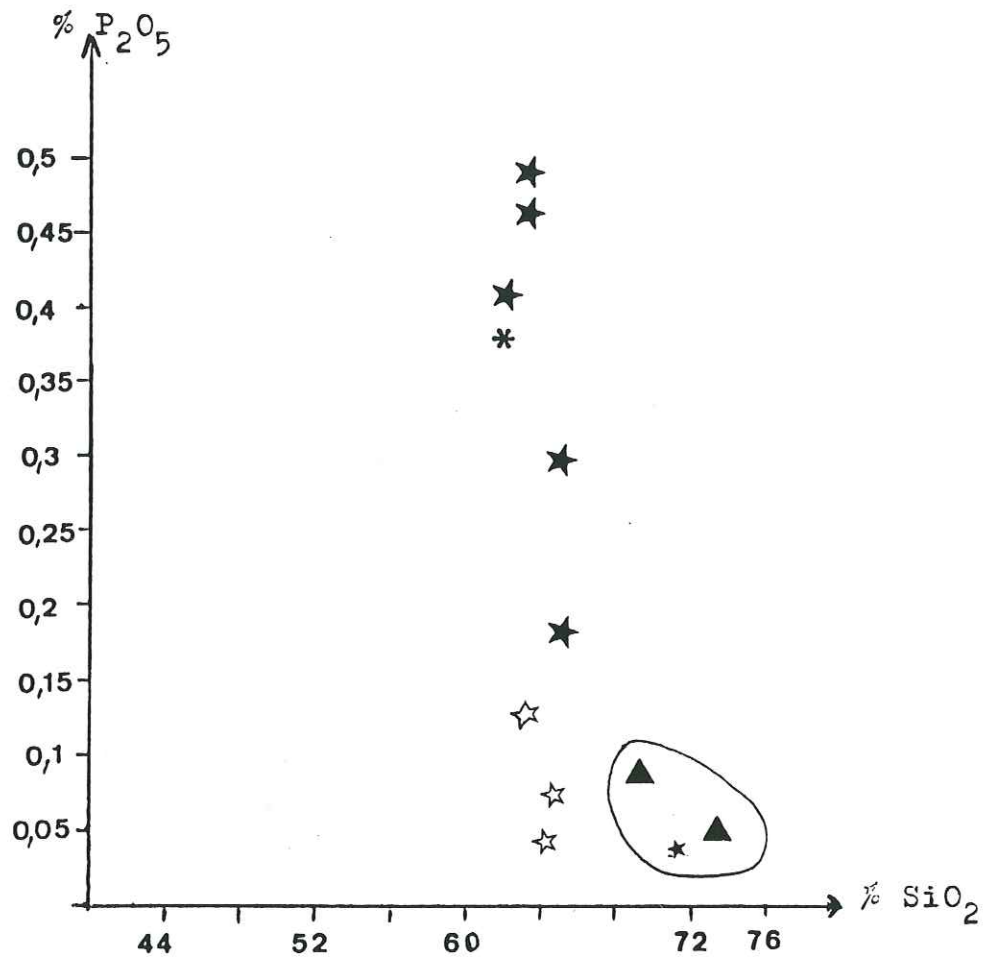


Fig.18

A
P
Le
an
d'A
L'é
de f
L'écl
grac
Debr
Ce d
préc

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	365	372	913	914	925	177 J	366	931	934	937	247 J	920	990	382	971	255 J
(Na+K) / Al	0,92	0,88	1,12	0,92	0,98	0,95	0,87	0,98	0,95	0,96	1,10	1,00	0,91	0,84	0,85	0,76
Na / (Al-K)	0,84	0,78	1,22	0,86	0,97	0,88	0,79	0,97	0,92	0,94	1,11	1,00	0,83	0,69	0,72	0,63
(Na+K) / (Si/6)	1,59	1,64	1,99	1,60	1,76	1,92	1,28	1,87	1,79	1,83	1,82	1,75	1,63	1,03	1,27	1,20
(Na+K+2Ca) / Al	1,16	0,94	1,32	1,18	1,06	1,29	0,88	1,09	1,07	1,06	1,18	1,26	1,20	0,94	1,00	1,07

Tableau N°5 : les paramètres géochimiques des roches post-tectoniques calculés à partir des pourcentages cationiques

- syénites d'Ambatofinandrahana = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7,
- syénites de Marovoalavo = 8, 9, 10, 11,
- syénites d'Andoharano = 12, 13,
- granite de Vohimavo = 14, 15, 16

I.3 - Natures et tendances géochimiques

Pour aborder le problème de la nature de l'ensemble plutonique, nous utiliserons ici la classification de Debon-Lefort (1988), basée sur le traitement cationique des éléments majeurs dans un ensemble de diagrammes chimico-minéralogiques.

I.3.1 - Diagrammes QP (ou de nomenclature) - Fig. 19

A l'aide de ce diagramme, nous voyons que les gabbros et les syéno-diorites se placent au sein des monzo-gabbros et monzo-diorites quartziques.

Les syénites se cantonnent bien au secteur syénitique avec quand-même trois analyses hors-diagramme, et qui sont toutes trois des syénites d'Ambatofinandrahana.

L'échantillon 913 passe en secteur feldspathoïdique ; 177J et 372 ont des valeurs de P positives.

L'échantillon 366 se confirme bien en secteur granitique . Quant au granite de Vohimavo, il se place légèrement en dessous de la valeur-type de Debon-Lefort, avec aussi une analyse hors diagramme (P positif).

Ce diagramme confirme les trois sous-ensembles que nous avons déjà observés précédemment.

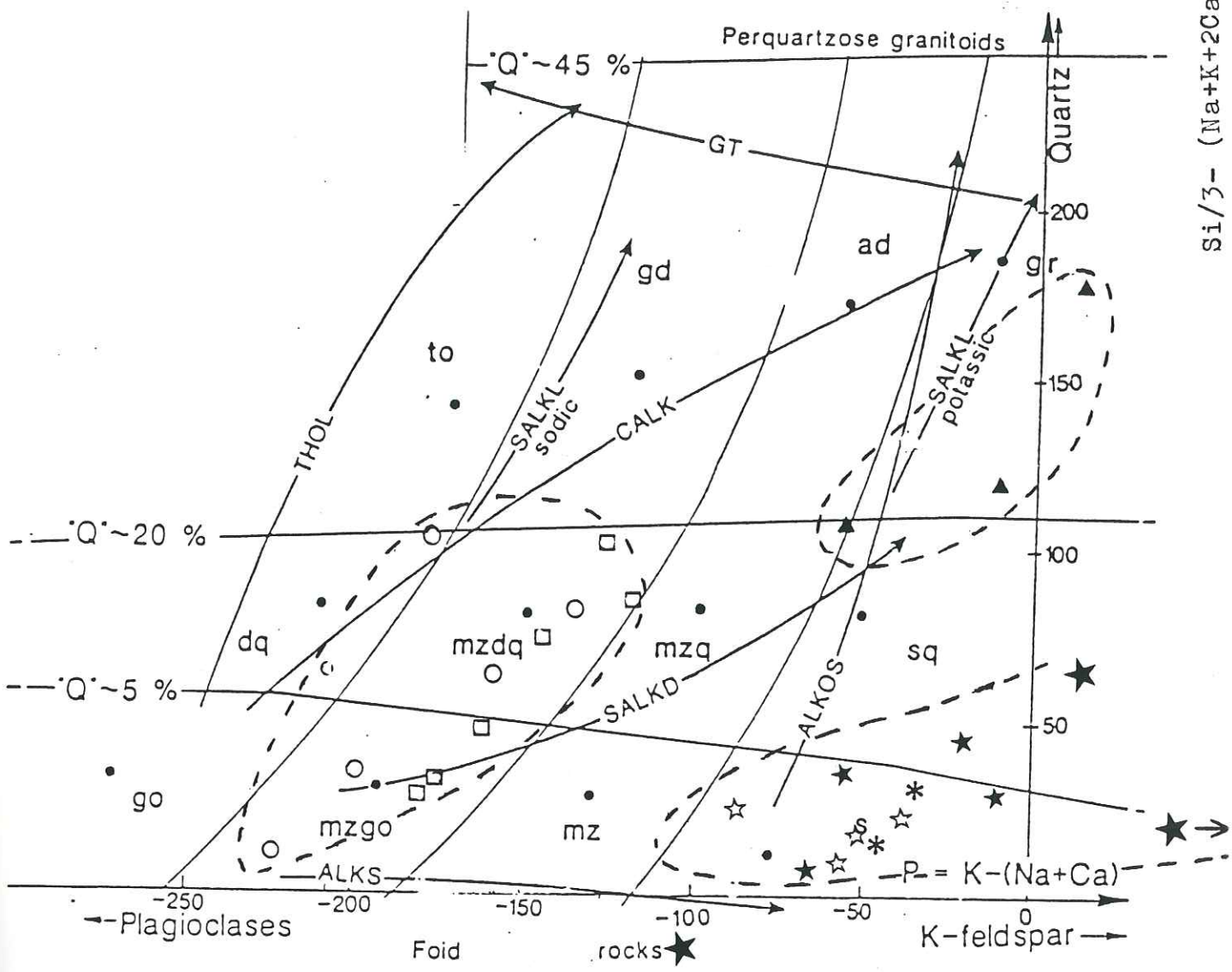


Diagramme Q-P. Légende p.

Fig.19

ad:adamellite ,dq:diorite quartzique; gd:granodiorite; go:gabbro
 gr:granite, mz: monzonite , mzdq: monzodiorite quartzique
 mzgo: monzogabbro , mzq: monzonite quartzique , s: syenite
 sq: syenite quartzique , to: tonalite

THOL: tholeiitic ; CALK: calc-alkaline ; SALKD,SALKL: dark and light- coloured subalkaline respectively ; ALKS: dark-coloured alkaline saturated ; ALKOS: light-coloured alkaline oversaturated;

I.3.2 - Essai de détermination du type d'association

a - Diagramme A - B - Fig. 20

Ce diagramme nous permet de voir que la majorité de nos roches se situent dans le domaine métalumineux (A étant en général ici toujours négatif) avec une pente négative. Le cumulat (n° 838) est bien à l'écart du sous-groupe gabbros-diorites, syéno-diorites.

En outre, notons que les trois syénites à valeur de A positives sont des syénites d'Ambatofinandrahana : à corindon normatif d'après les normes CIPW. On aurait au sein des syénites d'Ambatofinandrahana une tendance alumineuse. Ces syénites forment avec celles d'Andoharano un sous-groupe différent des syénites de Marovoalavo.

Le granite de Vohimavo présente lui aussi deux valeurs de A positives et présente également du corindon à la norme.

D'après ce type de diagrammes, les compositions observées correspondent à une association de type cafémique.

b - Diagramme Q.B.F. - Fig. 21

Ce diagramme met en jeu trois paramètres :

- Q = quartz %,
- B = minéraux foncés %,
- F = feldspath % + muscovite %.

Par ce diagramme, nos roches peuvent se regrouper en trois sous-ensembles. Ainsi, il est acquis que nous sommes en présence non pas d'une série type déterminable, mais de plusieurs séries.

c - Diagramme Mg / Fe+Mg vers B - Fig. 22

En principe, ce diagramme sert à préciser le type d'association à définir. La figure 22 nous montre que la majorité des analyses sont du côté de l'association magnésienne.

I.4 - Conclusion à l'étude des éléments majeurs

Il ressort de cette étude que nous sommes en présence d'une diversité de matériaux qui se divisent en trois sous-groupes différents, contrairement au semblant d'unité qui se dégageait de l'étude pétrographique.

Les roches au sein d'un même sous-groupe sont cogénétiques. Il s'agit, d'après la typologie de Debon et Lefort, d'une association de roches de type cafémique alcaline.

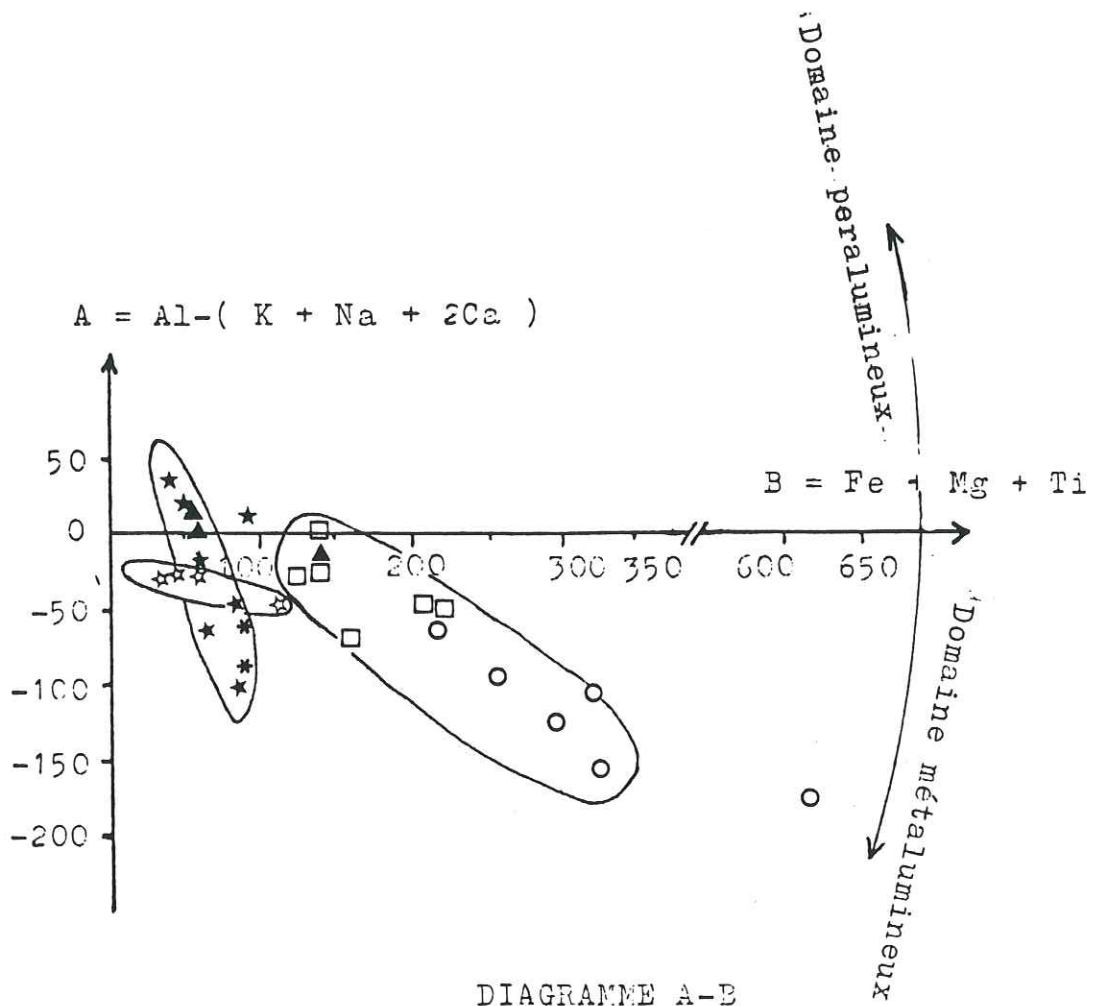


DIAGRAMME A-B

Fig.20 Légende p.

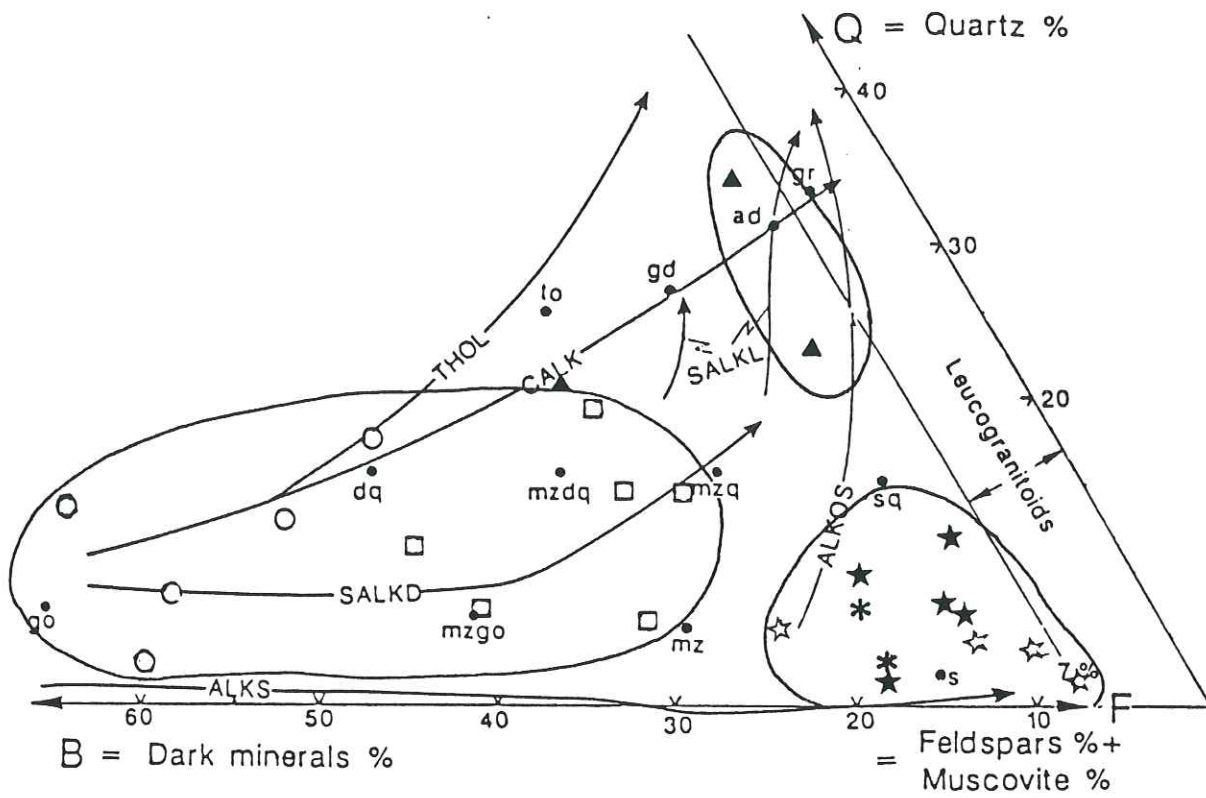


Diagramme Q-B-F

Fig.21 Légende p.

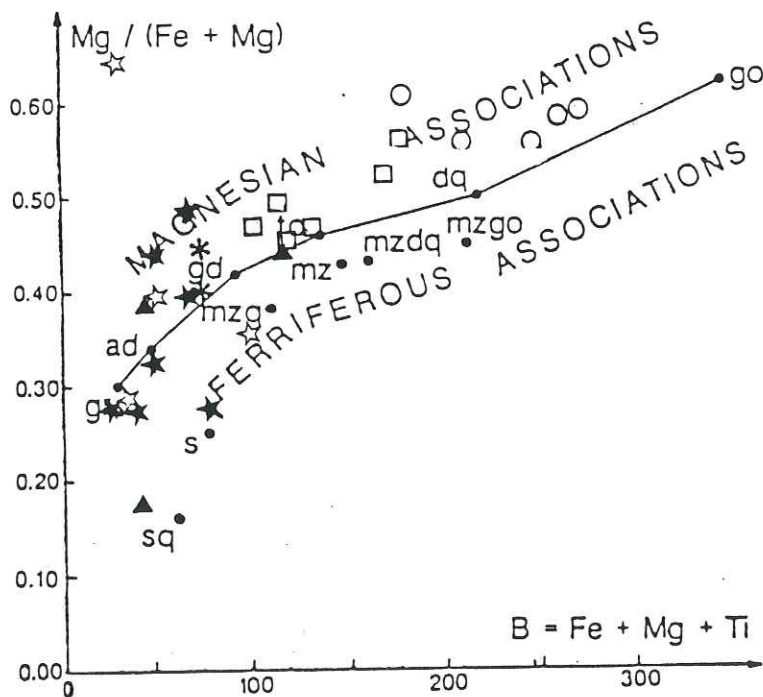


Diagramme $Mg / (Fe + Mg)$ fonction de $B = Fe + Mg + Ti$

Légende p. Fig.22

Nous allons voir si la géochimie des éléments traces confirme la trilogie observée ici.

II - ELÉMENTS TRACES

II.1 - Distribution des éléments traces

La distribution des éléments traces est assez commune (sauf pour Sr), pour l'ensemble gabbros-syéno-diorites. Les syénites et le granite de Vohimavo présentent quelques enrichissements ou tendances particulières en Th, Zr, Pb, Nb et Y. En effet, on notera surtout les syénites d'Andoharano minéralisées qui sont riches en Pb (90 et 372 ppm).

De même pour l'échantillon granitique n° 366.

Les fortes teneurs en Th de ces syénites d'Andoharano sont liées à la présence de monazite.

Le granite de Vohimavo se distingue par des valeurs élevées en Y (279 et 462 ppm) et en Sr (366 et 176 ppm). Ces teneurs sont en effet, respectivement 3 à 7 fois (pour le Sr) supérieures aux valeurs moyennes de granite de Whalen et al, 1987 (tableau 6).

En ce qui concerne l'Y, les teneurs sont 4 à 6 fois supérieures aux valeurs moyennes de granite de Whalen. Ces valeurs élevées en Sr et Y sont probablement liées à la présence d'allanite dans ce granite.

On remarquera aussi une valeur moyennement élevée en Nb (49 ppm).

En ce qui concerne les gabbros, on notera particulièrement les teneurs élevées en Sr qui varient de 1058 ppm à 1516 ppm ($x = 1338$ ppm).

	Whalen et al * (1987) ppm	Granite Vohimavo valeurs moyennes ppm
Rb	169	187,5
Sr	48	266,5
Th	23	25
Y	75	370,5
Zr	528	418

Tableau N° 6 :
composition moyenne
des éléments traces du
granite de Vohimavo
comparées à celles de
Whalen

* Les valeurs de Whalen sont des moyennes de 148 analyses de granites, de type A (granites issus de la fusion de granulites et donc à tendance riche en Zr).

II.2 - Diagramme traces-traces

Afin d'éviter d'avoir une idée fautive de série unique, nous avons utilisé les diagrammes traces-traces.

II.2.1 - Diagramme Rb - Sr

Le diagramme (fig. 23) montre le décalage entre le cumulat (838) et les gabbros-diorites, syéno-diorites (plus de 1000 ppm de Sr).

Le Sr étant un élément relativement compatible, sa concentration dans les liquides résiduels diminue rapidement avec le fractionnement des minéraux précoces (pyroxènes, plagioclases). Ce qui explique des teneurs plus élevées dans les gabbros par rapport aux roches plus différenciées. Cependant, les valeurs en Sr des gabbros d'Ifasina sont élevées pour ce type de roches.

En ce qui concerne les syénites, on observe une légère corrélation négative avec une dispersion des valeurs du Sr ; cette dispersion pourrait suggérer une remobilisation secondaire de cet élément (cf. chapitre géochronologie).

Toutefois, l'examen de la corrélation Ca-Sr (fig. 24) montre la décroissance générale du Sr dans ces matériaux avec la différenciation qui s'exprime ici par la diminution des teneurs en CaO. On peut constater le comportement particulier du Rb pour quelques roches différenciées (syénites d'Ambatofinandrahana) et sa corrélation positive avec le Sr pour ces teneurs particulières.

II.2.2 - Diagramme Y - Zr. Fig. 26

Ce diagramme permet de voir que Y et Zr sont indépendants pour la majorité des roches.

Les teneurs en Y sont constantes quelles que soient les teneurs en Zr.

Les syénites d'Andoharano et de Marovoalavo montrent par contre une corrélation négative après le découplage Zr/Y par précipitation de zircon.

II.2.3 - Diagramme Nb - Zr. Fig. 25

Ce diagramme nous montre trois sous-ensembles de roches déjà observés en géochimie des majeurs.

Dans chaque sous-ensemble, on observe une corrélation positive entre ces deux éléments. Cette corrélation ne s'observe pas dans les granites.

Ce diagramme montre bien que nous sommes en présence de trois populations de roches différentes.

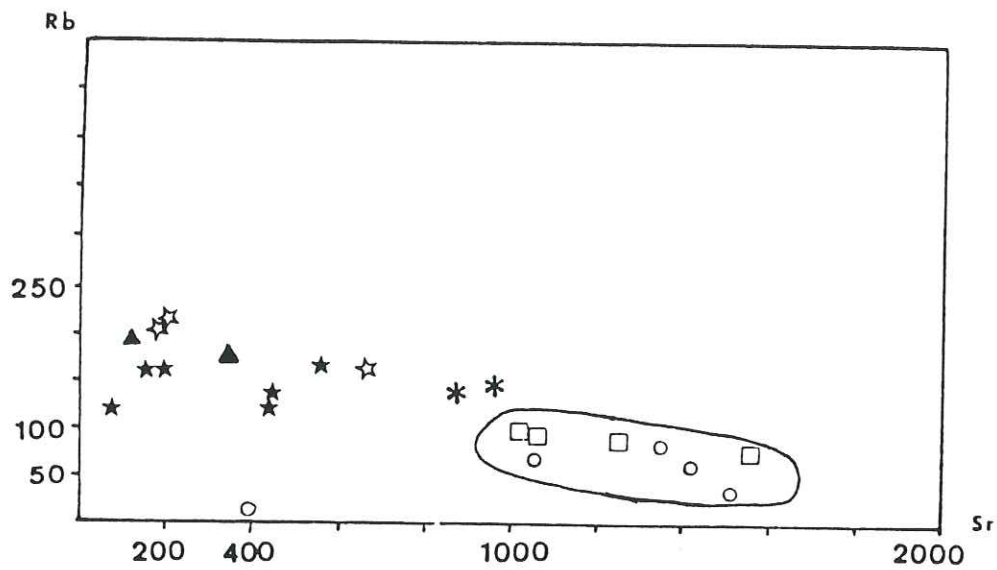


Fig.23

Diagramme Rb vs Sr

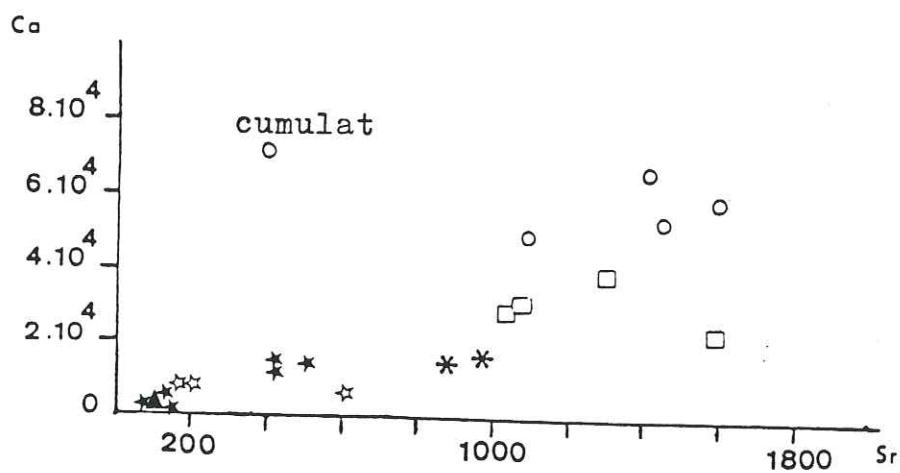


Fig.24

Diagramme Ca vs Sr ; Ca et Sr en ppm ; légende p.

Fig.25

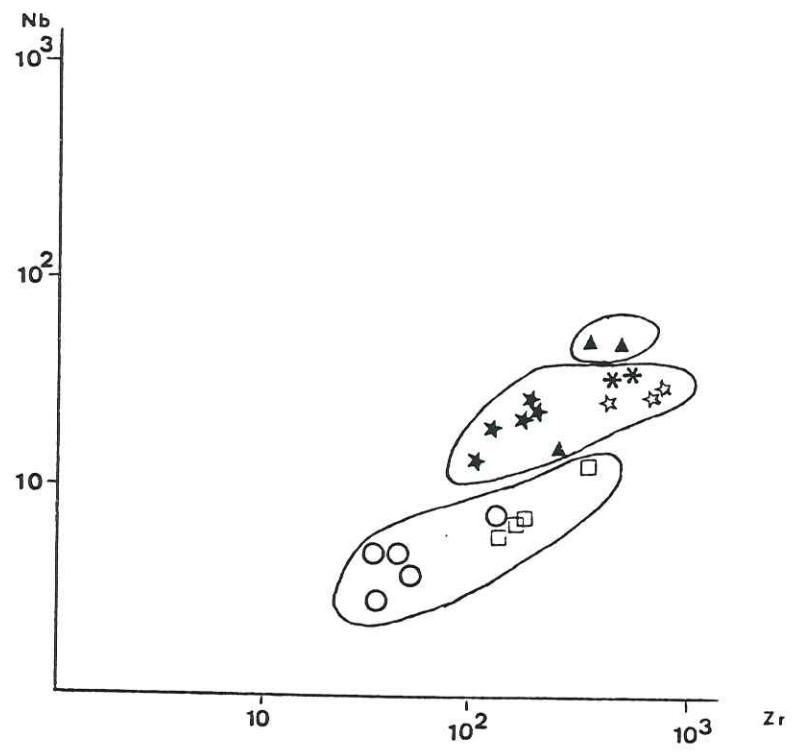
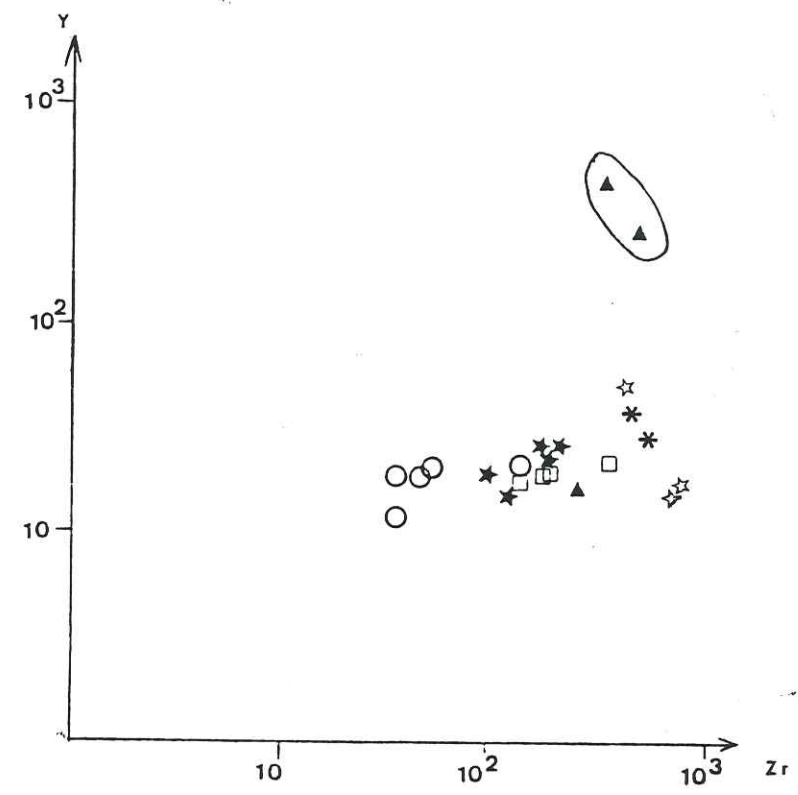


Fig.26



Diagrammes Nb-Zr , Y-Zr

II.2.4 - Diagramme Pb - Th. Fig. 27

Ce diagramme nous montre encore les trois sous-ensembles.

La syénite d'Andoharano se distingue par ses teneurs remarquables en Pb et Th, ce qui tendrait à montrer que ces enrichissements sont dûs à un facteur commun qui serait la circulation de fluides hydrothermaux.

II.3 - Terres rares

II.3.1 - Généralités sur les terres rares

On désigne par terres rares l'ensemble des 15 éléments allant du Lanthane (n° atomique 57) au Lutétium (n° atomique 71), généralement appelés lanthanides. Le Prométhéum (élément radioactif) n'existe pas à l'état naturel.

II.3.1.1 - Propriétés physico-chimiques

De par leurs configurations électroniques très proches les unes des autres, les terres rares ont des propriétés chimiques presque identiques.

L'état normal de valence est de 3 (les orbitales 5d et 6s participant de façon précoce aux liaisons par rapport à l'orbitale 4f).

Cependant, pour le Ce et l'Eu, on peut avoir respectivement Ce^{4+} et Eu^{+} .

II.3.1.2 - Electronégativité des terres rares

Pour toutes les terres rares, on a des valeurs autour de 1.

Cette homogénéité des valeurs est remarquable bien qu'elle croisse légèrement du La au Lu, accroissement qui se répercutera sur les propriétés chimiques.

II.3.1.3 - Rayons ioniques

Une des caractéristiques des terres rares est la diminution régulière du rayon ionique de La à Lu ; c'est la contraction lanthanidique. La contraction en elle-même est normale (phénomène général au sein des éléments d'une même période) mais ce qui est remarquable, c'est sa régularité, ce qui engendre une quasi-uniformité de leur comportement.

Ce phénomène de diminution permet d'établir la subdivision suivante :

- les terres cériques allant du La à l'Eu,
- les terres yttriques allant du Gd au Lutetium.

Dans les roches, ces deux groupes sont très rarement répartis de façon égale ; un

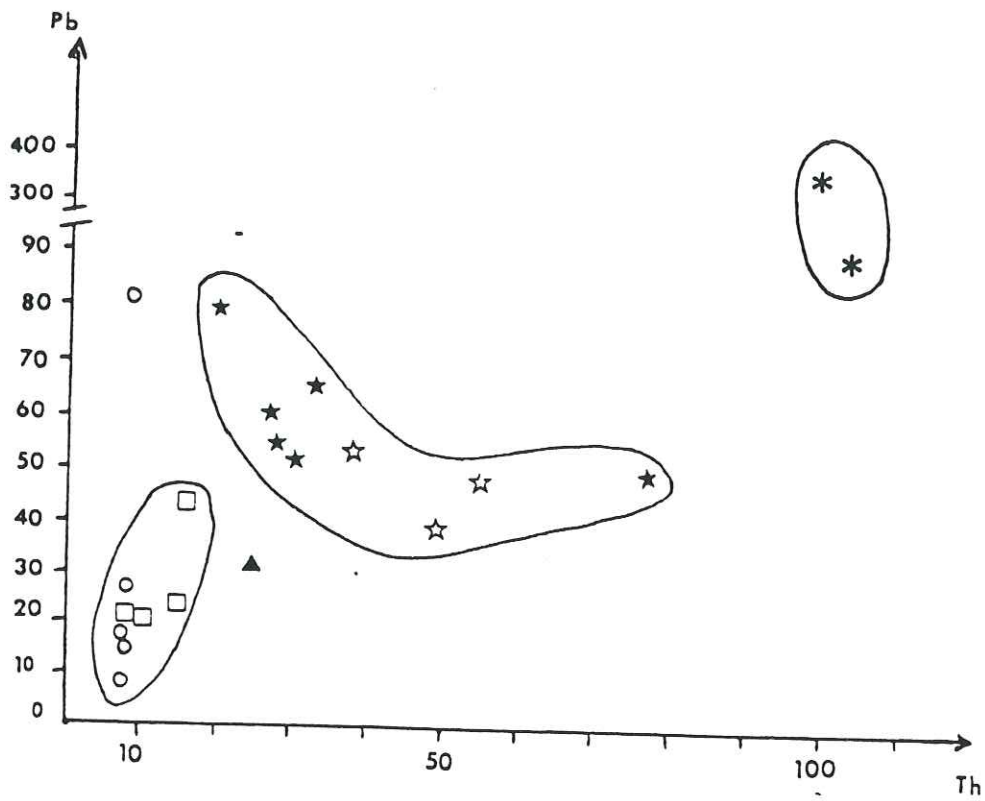


Diagramme Pb vs Th

Fig.27

groupe l'emporte très souvent sur l'autre avec une tendance aux terres cériques pour les roches syénitiques et une tendance yttrique pour les roches granitiques (en valeurs normalisées).

Abondance naturelle - Représentation graphique

Les terres rares sont relativement abondantes mais le problème est qu'elles sont rarement concentrées dans les minerais.

En raison de l'alternance des teneurs entre les éléments de n° atomique pairs et impairs (règle d'Odds - Haskin, on représente graphiquement les teneurs en procédant à une normalisation. Il s'agit de mettre en abscisse le numéro atomique et en ordonnée les rapports teneur échantillon / teneur chondrite (ceci pour chaque lanthanide).

La normalisation permet de visualiser les teneurs des terres rares, le comportement général, ainsi que les différentes anomalies.

On a ainsi une sorte de fiche d'identité lanthanidique de l'échantillon.

Comportement géochimique des terres rares

Les terres rares font partie des éléments en traces peu sensibles au métamorphisme, voire même à l'altération (Condie et al, 1977).

Au cours des processus magmatiques, les terres rares se fractionnent beaucoup, ce qui au niveau des spectres, permet de caractériser différents types de roches ou de minéraux selon leur origine et leur genèse (fig. 28).

Minéraux de terres rares et minerais

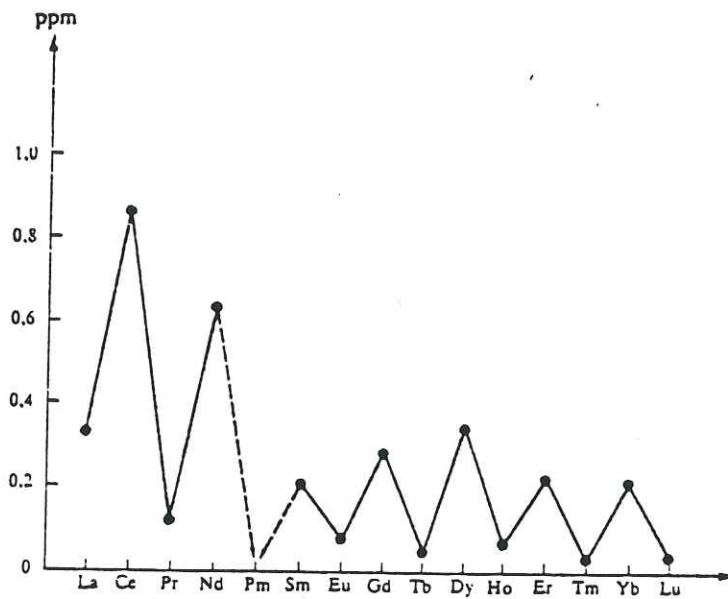
Les minéraux contenant des terres rares sont nombreux (> 200), à compositions diverses et à teneurs variables.

En ce qui concerne les minerais, il y a principalement la bastnaesite (fluocarbonate de terres rares), la monazite (phosphate de T.R.).

III.3.2 - Teneurs et spectres

Les teneurs en terres rares ont été déterminées sur les syénites de Marovoalavo, d'Ambatofinandrahana, d'Andoharano et sur le granite de Vohimavo. Les teneurs ont été déterminées au CRPG de Nancy par ICP. Les résultats bruts sont normalisés par rapport à la chondrite C1 et à la chondrite de Herman (1974).

* rapport non normalisé



Abondance des Terres Rares dans les chondrites in CHAUVEL (1982). Données de NAKAMURA (1974), sauf Pr, Tb, Ho, Tm, d'après HASKIN et al. (1968).

ROCHE/CHONDRITES

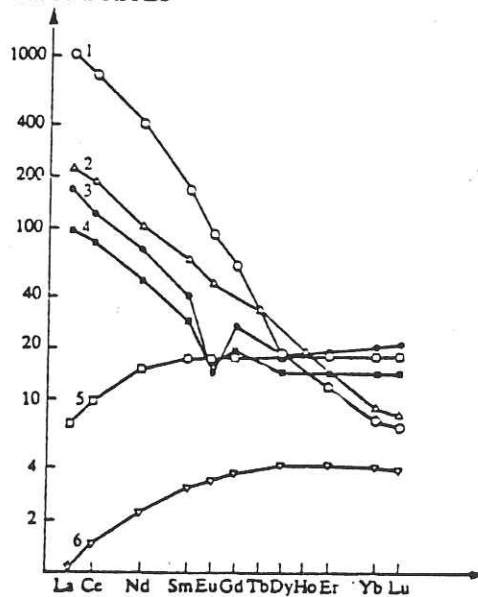


Diagramme de CORYELL et al. (1963). Spectres de Terres Rares caractérisant certaines grandes familles de roches in CHAUVEL (1982).

Les données sont :

- (1) Basalte potassique : KAY et GAST (1973).
- (2) Basalte alcalin : FREY et al. (1978).
- (3) Granite : HERRMANN (1974).
- (4) North American sédiment : WILDEMAN et HASKIN (1973).
- (5) MORB : JAHN et al. (1980 b).
- (6) Komatiïte : JAHN et al. (1980 a).

Fig.28

III.3.2.1 - Syénite de Marovoalavo - Fig. 29

On a une teneur totale en terres rares de 1135 ppm.

Le spectre ne présente pas d'anomalie en Eu ; par contre il est déprimé en Ce. Le rapport La / Yb * (indice général de fractionnement) est remarquablement élevé (La / Yb = 180).

III.3.2.2 - Syénite d'Andoharano - Fig. 30

Cette syénite donne une teneur totale de 755 ppm de terres rares avec un spectre sans anomalie en Eu. Ce spectre présente plutôt un léger déficit en La. Le rapport La / Yb = 60 indique un fractionnement important.

L'analyse par microsonde d'un sphène* de cette syénite montre (fig 34) un spectre à tendance identique marqué par un déficit en La.

III.3.2.3 - Syénite d'Ambatofinandrahana. Fig. 31

Avec une teneur totale de 752 ppm, cette syénite présente un fractionnement important (La/Yb = 127) mais régulier (La/Sm = Gd/Yb). Ce spectre ne présente aucune anomalie en Eu.

III.3.2.4 - Granite de Vohimavo. Fig. 32

Ce granite, riche en terres rares, présente une teneur totale de 800 ppm. Le spectre apparaît surtout enrichi en HREE.

Le fractionnement est peu important (par rapport aux syénites) (La/Yb = 13), cependant le fractionnement des LREE est plus important que celui des HREE.

On observe aussi deux anomalies négatives : l'une nette en Eu, l'autre plus discrète en Ce. Celle de l'Eu est imputable au fractionnement précoce des plagioclases.

III.3.3 - Discussion et commentaires

En ce qui concerne la syénite de Marovoalavo, le déficit en Ce est certainement à rechercher dans un lessivage, un départ sélectif de cet élément.

Pour la syénite d'Andoharano, le déficit en La pourrait s'expliquer par un lessivage sélectif tardif du La de la syénite vers la monazite observable dans le filon de calcédoine (cf. partie 2, chapitre III). En effet, cette monazite possède une très forte teneur en La.

Les syénites présentent des spectres identiques, ce qui est en faveur du cogénéisme de ces roches ; ceci se confirmera par la suite avec l'étude géochronologique (partie 2, chapitre III).

* Les teneurs en REE du sphène sont basses.

Valeurs de normalisation : Chondrite CI de Evensen et al
(1978)

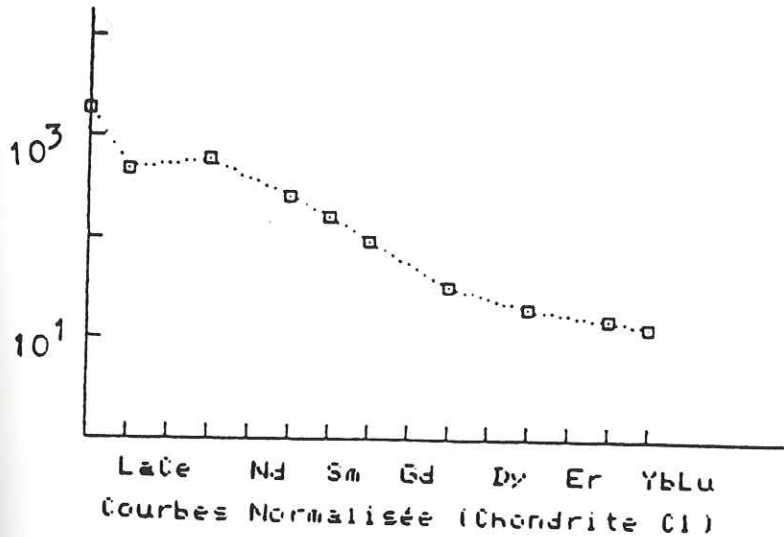
La	0.2446
Ce	0.6379
Pr	0.09637
Nd	0.4738
Sm	0.1540
Eu	0.05802
Gd	0.2043
Tb	0.03745
Dy	0.2541
Ho	0.05670
Er	0.1660
Tm	0.02561
Yb	0.1651
Lu	0.02539

Tableau 7

Dosage de terres rares (+ Y) par Emission-Plasma (ICP)
 No.Fusion:5975 No.ANALYSE:4587 No.CRPG:R4287 No.Echantillon: 937
 NOM DU DEMANDEUR:CUNNEY DATE:19 1 88
 Résultats en ppm:

La = 454.46	Ce = 311.34	
ND = 287.04	SM = 40.76	
EU = 9.23	GD = 18.98	
DY = 8.15	ER = 3.24	
YB = 2.48	LU = 0.33	Y = 50.70

Fig.29

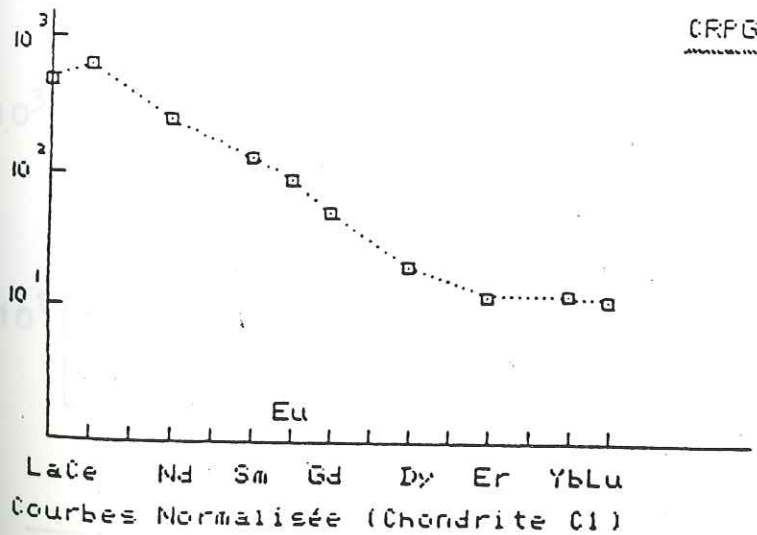


FR#0

Dosage de terres rares (+ Y) par Emission-Plasma (ICP)
 No.Fusion:5976 No.ANALYSE:4588 No.CRPG:R4288 No.Echantillon: 990
 NOM DU DEMANDEUR:CUNNEY DATE:19 1 88
 Résultats en ppm:

La = 132.28	Ce = 447.32	
ND = 128.96	SM = 21.99	
EU = 5.79	GD = 11.29	
DY = 5.48	ER = 2.20	
YB = 2.20	LU = 0.32	Y = 28.81

Fig.30



Dosage de terres rares (+ Y) par Emission-Plasma (ICP)

No.Fusion:5974 No.ANALYSE:4586 No.CRPG:R4286 No.Echantillon: 914

NOM DU DEMANDEUR:CUNEY

DATE:19 1 88

Résultats en ppm:

La = 172.71	Ce = 393.94	
ND = 144.67	SM = 23.03	
EU = 5.54	GD = 10.61	
DY = 4.77	ER = 1.76	
YB = 1.35	LU = 0.17	Y = 23.55

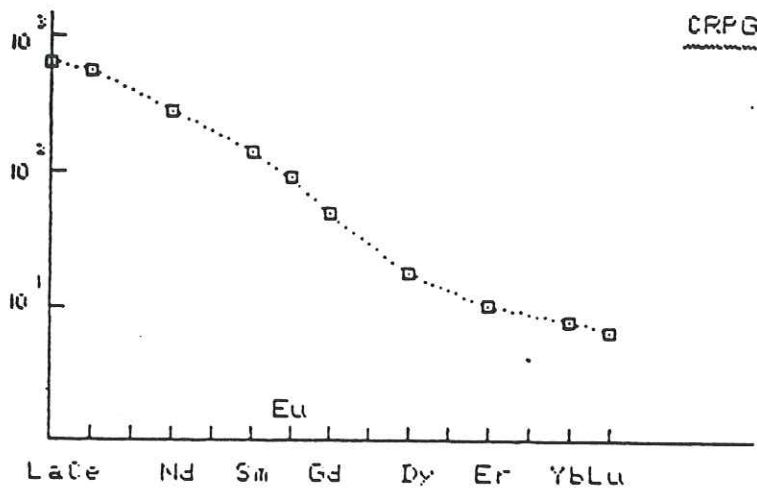


Fig.31

Syénite d'Ambatofinandrahana

LaCe Nd Sm Gd Dy Er YbLu
 Courbes Normalisée (Chondrite C1)

Dosage de terres rares (+ Y) par Emission-Plasma (ICP)

No.Fusion:5973 No.ANALYSE:4585 No.CRPG:R4285 No.Echantillon: 382

NOM DU DEMANDEUR:CUNEY

DATE:19 1 88

Résultats en ppm:

La = 277.12	Ce = 251.56	
ND = 190.77	SM = 40.83	
EU = 6.78	GD = 37.20	
DY = 35.13	ER = 21.32	
YB = 20.22	LU = 2.66	Y = 486.68

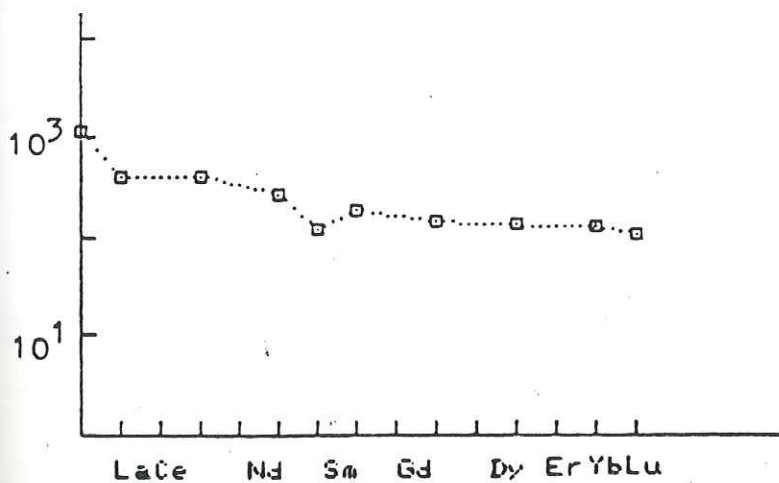
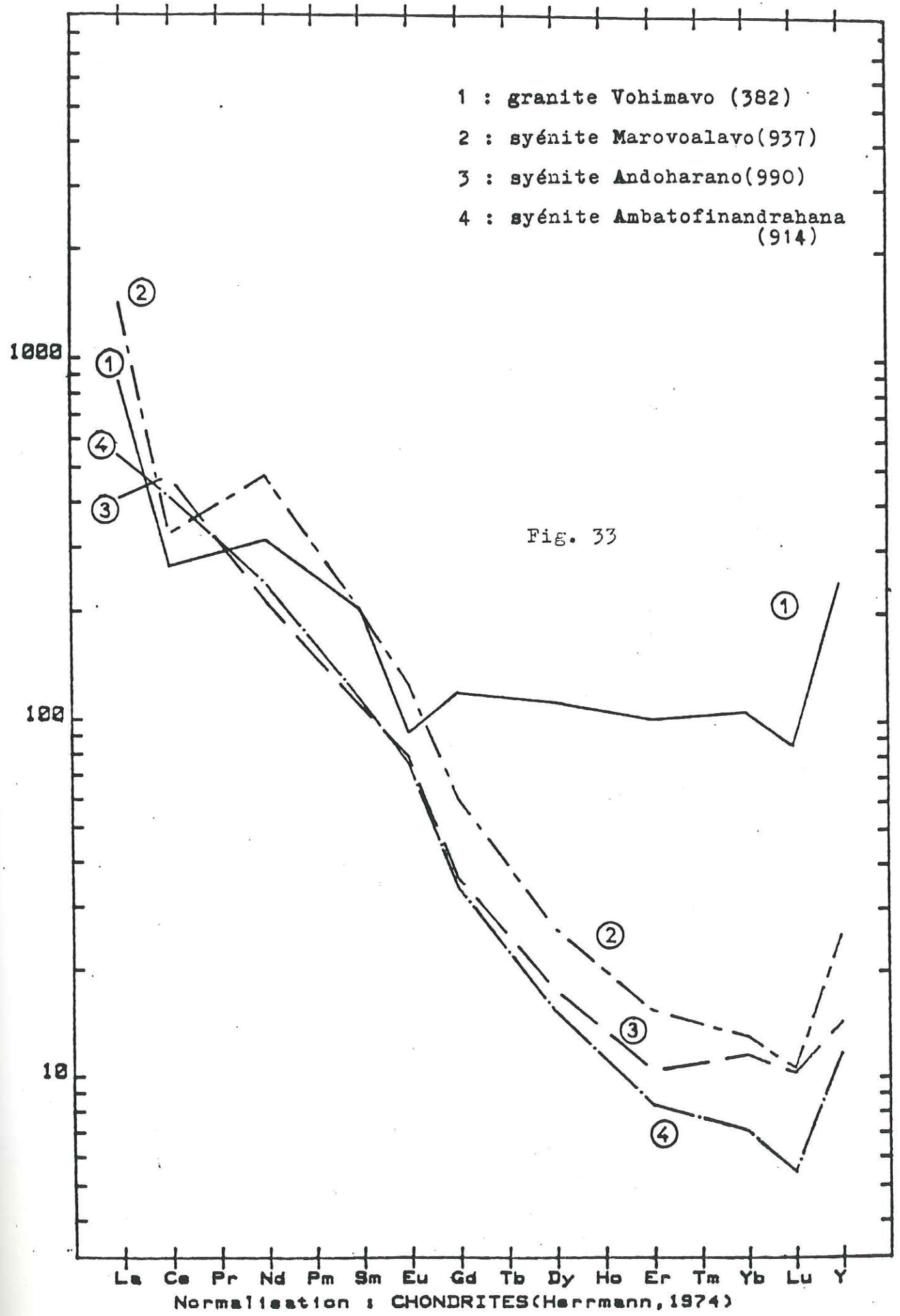


Fig.32

Granite de Vohimavo

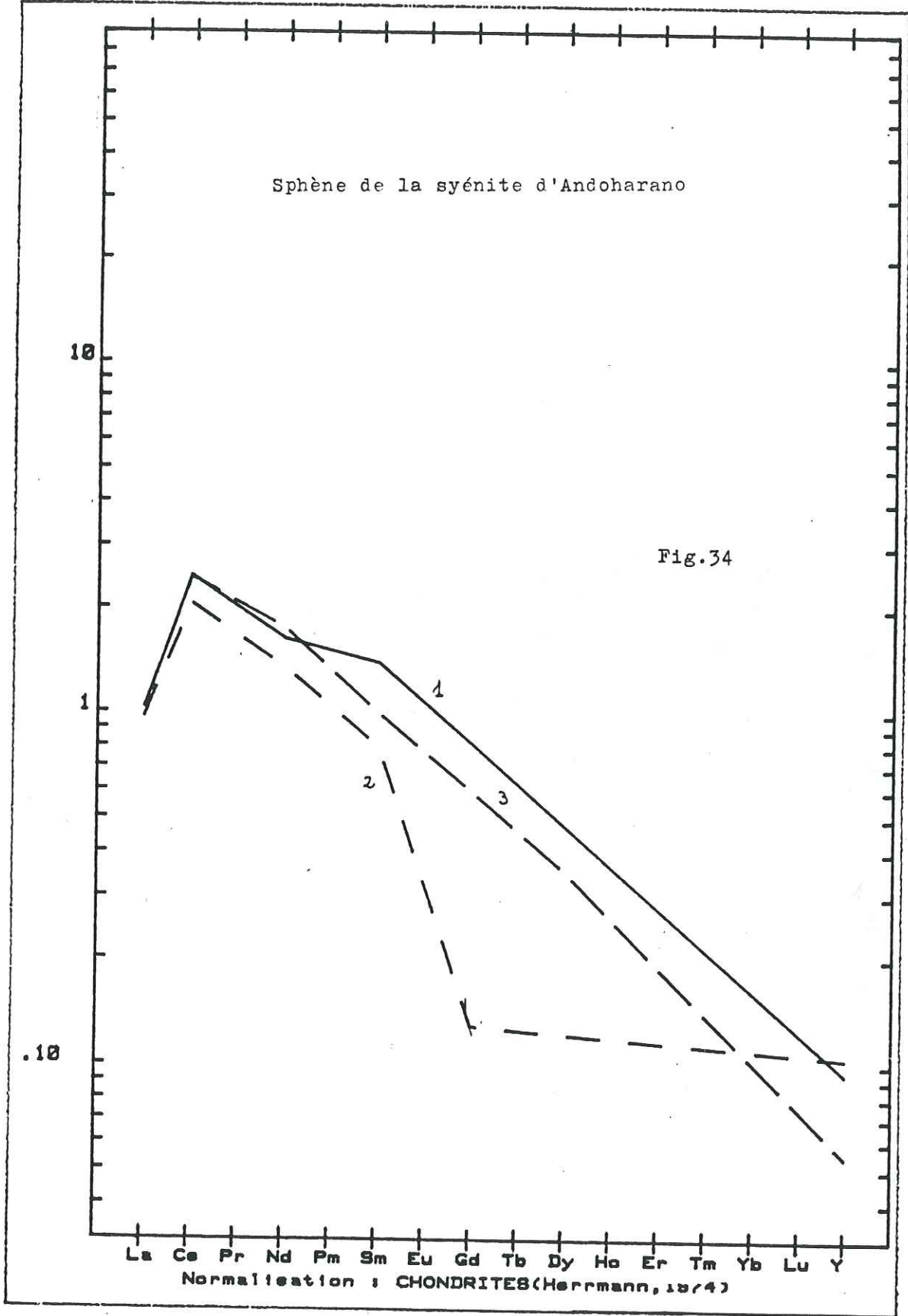
LaCe Nd Sm Gd Dy Er YbLu
 Courbes Normalisée (Chondrite C1)

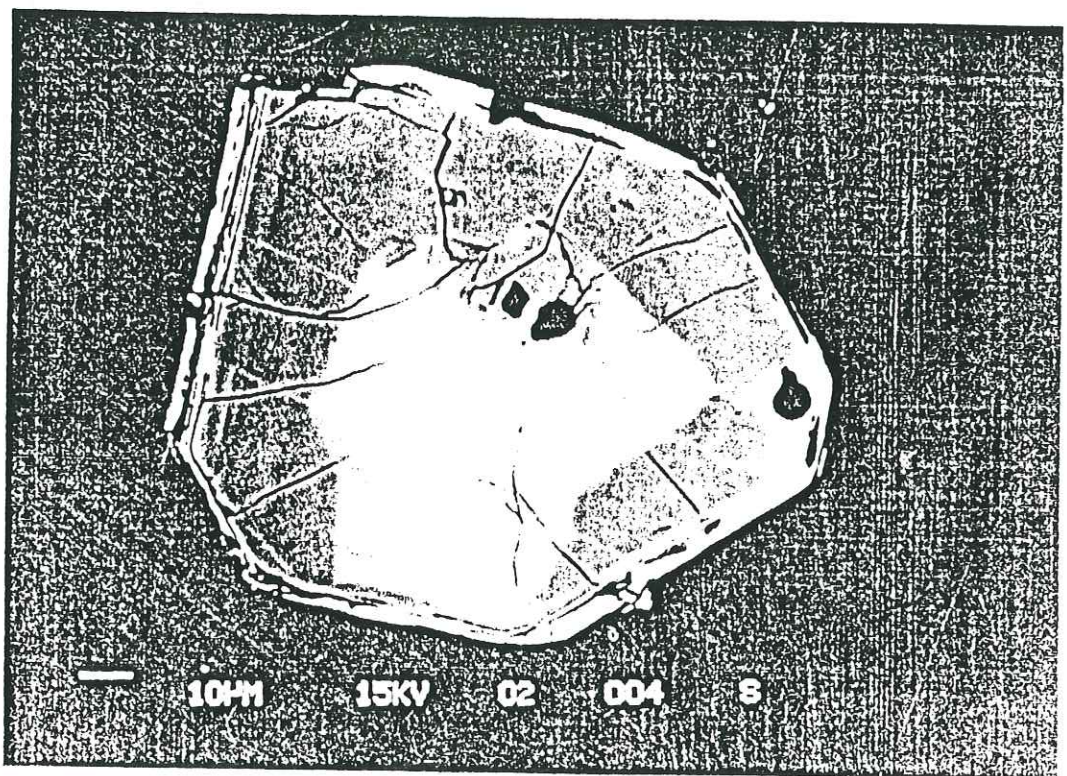
- 1 : granite Vohimavo (382)
- 2 : syénite Marovoalavo(937)
- 3 : syénite Andoharano(990)
- 4 : syénite Ambatofinandrahana (914)



Spectre de terres rares des syénites et du granite (de Vohimavo)

Sphène de la syénite d'Andoharano





Zircon zoné à microfractures radiales (syénite
d'Andoharano)(Ambatofinandrahana)

Fig.35

En outre, nous remarquerons que les syénites présentent des spectres de terres rares similaires à ceux des carbonatites et des roches alcalines associées (fig. 36 a et b), sans anomalies en Eu.

Malgré la ressemblance, on ne peut pas dire, au vu de nos données, s'il y a relation ou pas avec la partie carbonatée de la SQD.

II.4 - Conclusion à l'étude des éléments traces

La géochimie des éléments traces permet de constater que la trilogie de roches observée précédemment se retrouve. En outre, l'étude des terres rares montre clairement que le granite de Vohimavo (avec anomalie en Eu) n'est pas cogénétique des roches syénitiques (sans anomalie en Eu).

On retrouve ici les effets de l'action des fluides hydrothermaux par la corrélation entre le Pb et le Th ; ceci montre le rôle joué par les fluides hydrothermaux dans la concentration de phases riches en Th, Pb, et T.R.

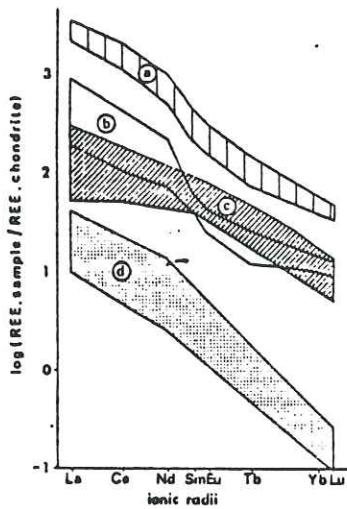


Fig. 36a

Profils de syénites (b) associés à des carbonatites (a)

in Moller 1989

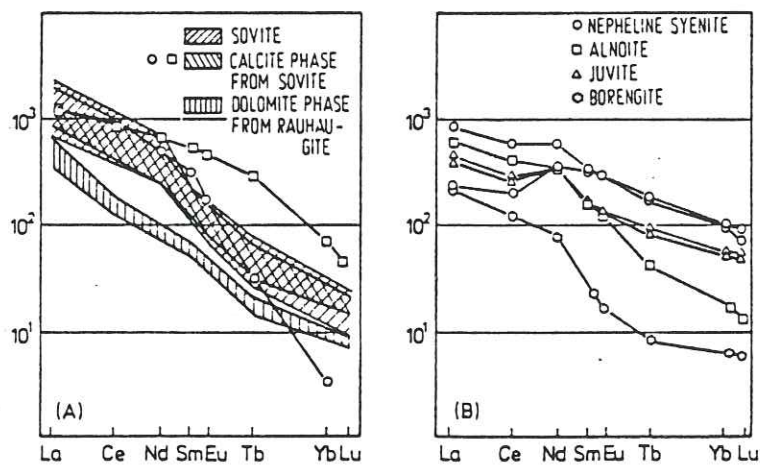


Fig. 36b

Spectres de REE de carbonatites (A) et de roches alcalines (B)
d'Alnö (Suède)

in Moller, 1989

III - CONCLUSION SUR LA GÉOCHIMIE GÉNÉRALE

L'étude géochimique (majeurs + traces) nous permet de voir que nous sommes en présence d'une association spatiale de roches de type cafémique alcaline. Ces roches se regroupent en trois sous-ensembles qui ont été observés aussi bien en géochimie des éléments majeurs qu'en géochimie des éléments traces. On peut dire qu'il s'agit d'une association complexe.

Le développement préférentiel des gabbros et syénites dans l'environnement carbonaté, de même que l'héritage lié à cet environnement (sous tirage de CO_2) montre que la série schisto-quartzocalcaire joue un rôle important dans l'histoire finale des massifs étudiés. Qu'en est-il pour les minéralisations observées dans la région ?

CHAPITRE III : RADIOMÉTRIE ISOTOPIQUE DES SYÉNITES DE LA RÉGION D'AMBATOFINANDRAHANA

I - INTRODUCTION

Le but est de dater les syénites de la région d'Ambatofinandrahana et les minéralisations qui les accompagnent (âges absolus respectivement non connus).

Le littérature (in Daso, 1986) nous indique que le complexe intrusif d'Ambatofinandrahana (A. Emberger, 1955) et qui inclut les syénites, a été daté récemment par isochrone de roches totales Rb-Sr, à 735 m.a + / - 81 m.a. (fig. 37) avec un intercept de 0,7064 + / - 0,0059 par Moine et al (1980) (non publié). Cette isochrone est discutable.

Devant la variété des formations complexes et devant le fait que Mme Vachette (1977, 1979) évoque la possibilité d'un "télécopage des orogénèses kibarriennes et parafricaines conduisant à un mégacycle ayant couvert une période de 900 m.a de 1350 à 450 m.a" à Madagascar, une datation plus précise des syénites est nécessaire.

Les tentatives de datation des minéralisations n'ont pas donné de résultats positifs aussi bien par les couples La-Ce, Sm-Nd sur les minéraux de terres rares que par K-Ar sur le filon à calcédoine.

L'étude géochronologique des syénites portera sur le couple isotopique Rb/Sr.

II - DATATION Rb-Sr

L'étude Rb-Sr a été réalisée sur 7 roches totales, à savoir les syénites d'Ambatofinandrahana, de Marovoalavo et d'Andoharano (fig. 38).

Les analyses ont été faites au CEN de Grenoble et de Saclay respectivement par P. Holliger et P. Turpin.

Les résultats sont regroupés dans le tableau ci-après (fig. 39).

Une bonne isochrone est définie par 6 échantillons ; le point 990 échappe à cette isochrone.

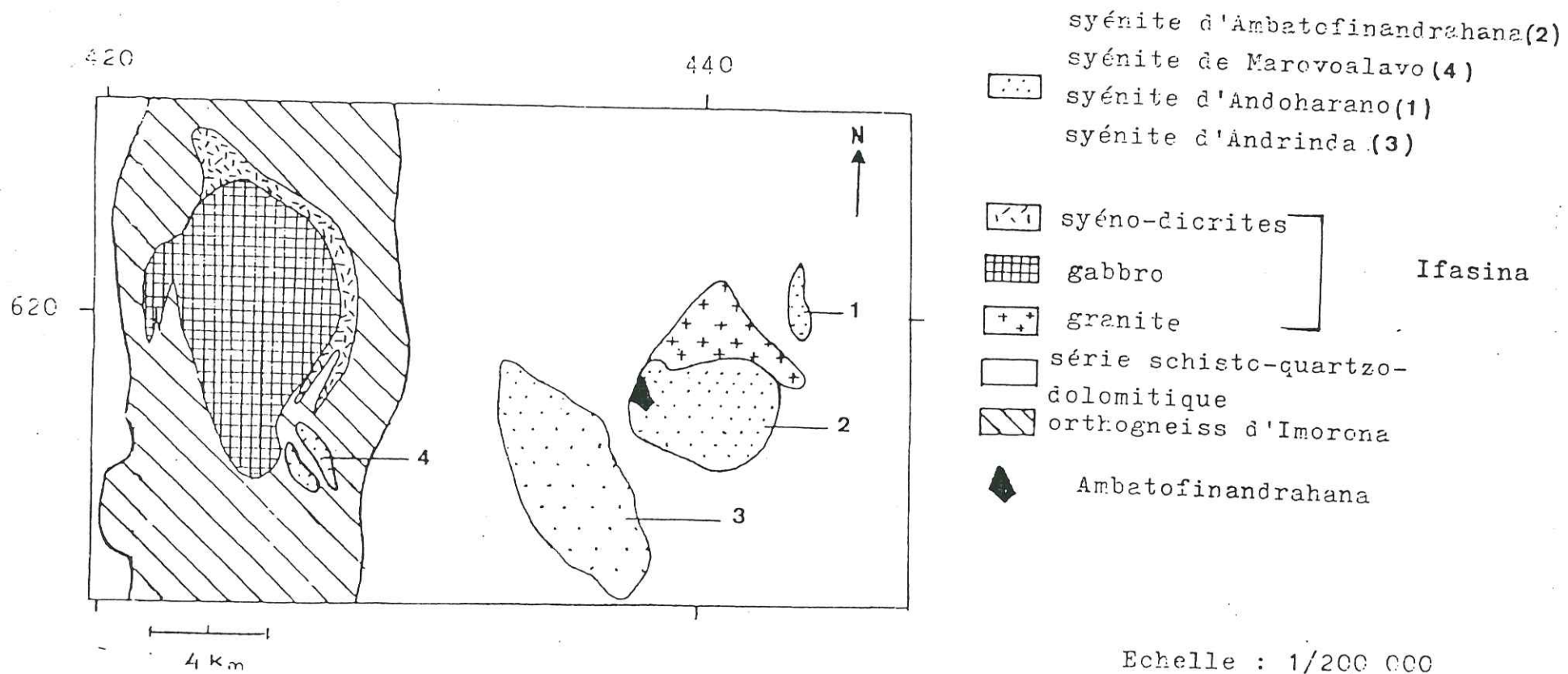
L'âge défini par cette isochrone est de 455 m.a + ou - 0,06 avec pour rapport originel $87_{\text{Sr}}/86_{\text{Sr}} = 0,708$.

L'échantillon 990 paraît avoir à l'origine une composition isotopique différente et plus élevée s'il a le même âge.

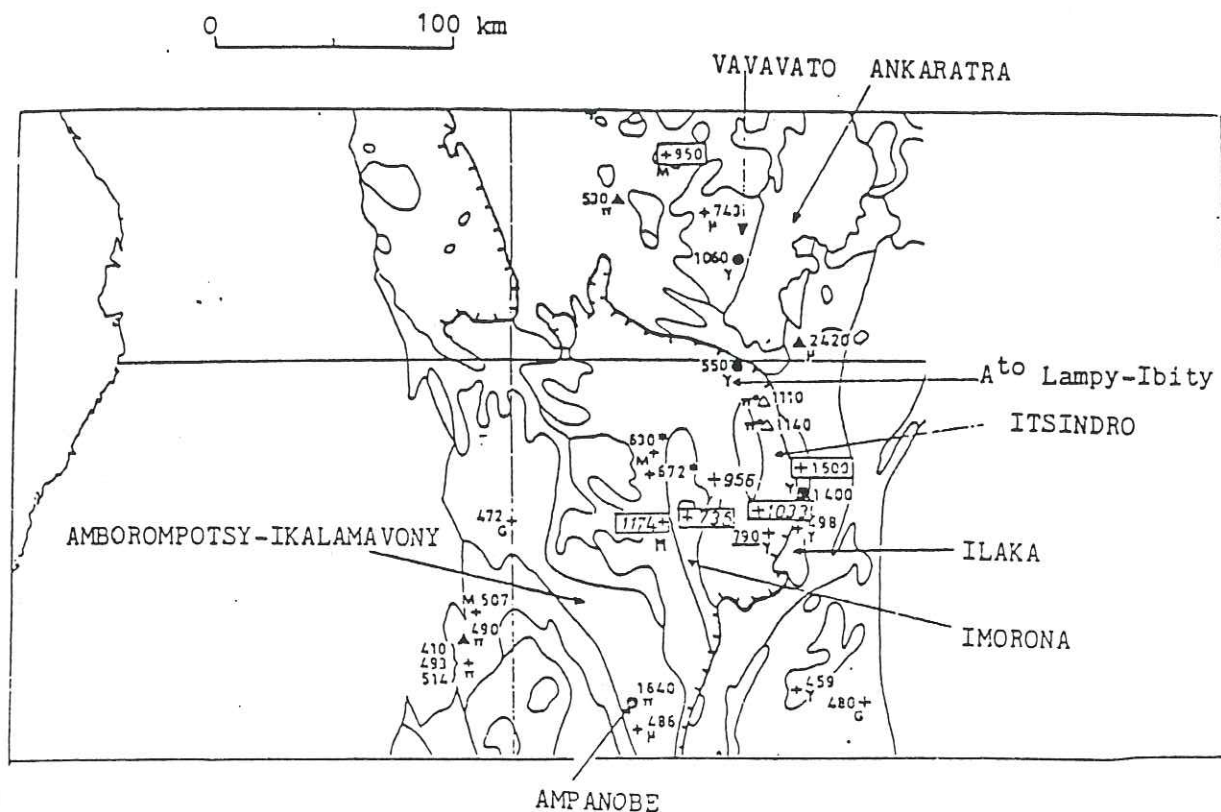
Conséquences :

- Il apparaît bien que la majorité des échantillons (6 sur 7 échantillons) a subi la même évolution depuis leur mise en place. Ils sont vraisemblablement comagmatiques, cogénétiques, c'est-à-dire, issus d'une même lignée géochimique appartenant à un seul magma.

Fig.38



Localisation des syénites de la région d'Ambatofinandrahana



METHODES

Rubidium-Strontium conventionnel

Sur roche totale	490
Sur biotite	490
Sur muscovite	490*

Pb₂₀₆/alpha sur zircons

Isotopes du plomb (méthode complète du plomb) sur minéraux uranifères de pegmatites (H)

Plomb commun sur filons (H^o) à galène

[- 2758] Isochrone Rb/Sr sur points éloignés d'une même formation : massif ou série métamorphique

PRINCIPAUX TYPES DE ROCHES ECHANTILLONNES

Y : Granites	μ : Migmatites	G : Gneiss	θ : Gabbro
H : Pegmatites	H ^o : Filon quartzeux	M : Micaschistes	

⌋ Limites entre les unités géologiques

⌋ Limite générale de la série SQD

- Carte de radiodatations (extraite de HOTTIN, 1976, et complétée par les données récentes, VACHETIE, 1977, MOINE et al., 1980)

(in Laso, 1986)

Fig. 37

					87Sr/86Sr
Ech.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	455
1	366	88	4,205	0,735428	0,708174
2	952	176,2	2,923	0,727504	0,708557
3	931	240	2,713	0,725778	0,708190
4	934	194	3,311	0,729947	0,708486
5	365	537,7	0,875	0,713980	0,708306
6	937	646,9	0,807	0,713587	0,708355
7	990	607	0,758	0,728815	0,723903
		Age		(87Sr/86Sr) _i	
	Valeur	455		0,708362	
	2sigma	0,06		0,000097	

syénite d'Ambatofinandrahana : 1,2,5

syénite d'Andoharano : 7

syénite de Marovoalayo : 3,4,6

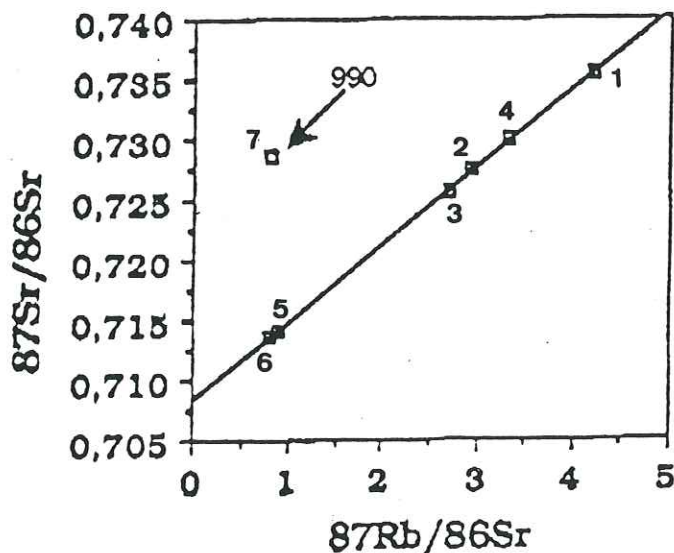


Fig.39

Isochrone Rb/Sr sur roches totales des syénites de la région d'Ambatofinandrahana

N.B : Le point 990 (Syénite d'Andoharano) est exclu du calcul

• L'échantillon 990 ne paraît pas suivre la même évolution en raison d'un rapport peut être plus élevé à l'origine (contamination de magma, contamination en Sr du magma postérieurement à la mise en place, homogénéisation différente). Avec un $Sr_i = 0,708$, on remarquera qu'on a ici une valeur élevée, différente de la valeur mantellique moyenne de l'époque (0,702) ; on peut penser à une participation crustale notable du magma parent.

III - LES MINÉRAUX DE TERRES RARES

III.1 - Conséquences pour les minéraux

En admettant un âge identique ou voisin des syénites et des minéraux de terres rares, le stock initial de strontium utilisé lors de la cristallisation des chevkinites et des bastnaesites possède une valeur (0,715) supérieure à celle de la majorité des syénites.

Apparemment, il y a eu héritage de Sr initial venu d'ailleurs, qui ne s'inscrit pas dans la suite de la cristallisation des syénites ; des échanges de Sr (lessivage) avec l'environnement et des syénites et des minéralisations pourrait expliquer cet apport de Sr.

III.2 - Comparaisons

Comparées aux valeurs faibles du Sr initial des minéralisations à terres rares de Bayan Obo (Chine) données par la littérature (in Naka et al, 1989) (cf tableau 8), celles des minéraux de REE de Madagascar sont en définitive très élevées.

	Minéral	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr_i (ppm)
Bayan Obo* (Chine)	Aeschynite	0,350	1082	0,704
	Allanite	0,925	527	0,704
	Huanghoïte	0,221	5867	0,706
	Monazite	1,968	550	0,707
	Parisite	< 0,05	2640	0,706
Madagascar	Bastnaesite	<0,6	1074	0,715
	Chevkinite	< 1	13261	0,715

Tableau N°8 :
données sur Sr_i
de minéraux de
terres rares

* in Nakaï et al, 1989

En plus, on ne note pas de variation de Sri puisqu'il est le même pour les deux minéraux (cf tableau 8).

Ces valeurs élevées dénotent une origine partiellement crustale du magma parent comme pour les syénites.

IV - IMPLICATIONS GÉOLOGIQUES

IV.1 - Age du magmatisme alcalin régional

L'âge à 455 m.a obtenu sur les syénites est très important dans la mesure où il permet d'affirmer que les syénites sont de l'Ordovicien, nettement tardives et postérieures à l'orogénèse panafricaine. Cela remet en cause en particulier la position géochronologique du complexe intrusif d'Ambatofinandrahana (dont il est classiquement admis (A. Emberger, 1955) que font partie les syénites).

Si l'on considère que l'on aurait selon Mme Vachette (1979) un mégacycle, celui-ci irait jusqu'à 450 m.a et non 550 m.a avec une troisième phase (les syénites d'Ambatofinandrahana post-panafricaines), les deux autres phases étant celles à 1100 (voire 900 m.a) et 750 m.a.

A moins que les syénites ne soient plus simplement l'expression d'un magmatisme alcalin ponctuel tardif, post-panafricain, sans aucune liaison génétique avec le complexe intrusif d'Ambatofinandrahana. Nous penchons vers cette seconde hypothèse au regard des données sur les terres rares (cf. partie 2 chapitre III).

En ce qui concerne la région d'Ambatofinandrahana les dernières manifestations magmatiques plutoniques ne sont plus les granites andringitréens du Tomy et de Vohimavo (qui n'ont jamais été datées de façon absolue) mais les syénites d'Ambatofinandrahana.

IV.2 - Age relatif des minéralisations

La position géométrique recoupante des minéralisations en REE montre que celles-ci sont postérieures à 455 m.a.

IV.3 - Relation avec l'Afrique

De nombreuses roches alcalines arabiques et africaines datées se rapportent à une fourchette allant de 700 m.a à 500 m.a : 587 m.a Arabie Saoudite (Du Bray, 1985), 739 m.a syénites du Burundi (Tack et al, 1984), 660 m.a syénite de Mabounié, Gabon (Laval et al, 1988). Les syénites d'Ambatofinandrahana paraissent légèrement plus récentes et se situent à la fin de cette fourchette 700-500 m.a. Elles s'insèrent toutefois dans une province magmatique alcaline (province mozambiquienne) regroupant des intrusions du Mozambique, du Malawi, et de Madagascar (encore rattachée à l'Afrique à cette époque).

La plupart des roches alcalines africaines sont décrites liées à un magmatisme carbonatitique (Tack et al, 1984) ; On peut noter ici qu'il n'a jamais été décrit de roches carbonatitiques à Madagascar.

V - CONCLUSION

L'étude de la radiométrie isotopique a permis de dater les syénites de la région d'Ambatofinandrahana par isochrone Rb/Sr à 455 m.a. Ces syénites sont comagmatiques et possèdent un Sri à 0,708.

Ainsi, ces syénites sont ordoviciennes moyennes (Palmer, 1983), post-panafricaines. Par ailleurs, on peut affirmer que ces syénites sont les dernières manifestations magmatiques de la région après les granites de Vohimavo considérés (Moine, 1974) comme panafricains et tardi-cinématiques.

En plus, on peut ajouter que, la notion de "complexe intrusif d'Ambatofinandrahana" (Emberger, 1955) incluant ces syénites est remise en question ; les syénites constitueraient une entité magmatique différente ; en effet, on peut leur envisager au vu des données, une origine avec participation crustale.

Il serait intéressant de dater les gabbros et syéno-gabbros d'Ifasina pour plus de précision concernant ces roches intrusives naguère liées selon Emberger (1955). Concernant les minéralisations à REE, tout ce que l'on peut dire, c'est qu'elles sont postérieures à 455 m.a, et même nettement postérieures car les minéralisations ne montrent aucun caractère syn- magmatique. Ainsi, les minéralisations auraient eu lieu après mise en place et refroidissement des syénites.

PARTIE 3 :
LES MINERAUX A
LANTHANIDES ET LEURS
GISEMENTS

CHAPITRE I : LA BASTNAESITE DE MADAGASCAR

I.1 - INTRODUCTION, HISTORIQUE, ET INDICES CONNUS

La bastnaesite* est un fluo-carbonate de terres cériques, de formule générale (Ce, La) (CO₃,F). C'est un minéral hexagonal à forme en tablettes (fig. 40a).

Le terme de bastnaesite est également utilisé pour désigner l'ensemble des minéraux de fluocarbonates de terres cériques qui constituent le groupe de la bastnaesite (Fleischer, 1978).

La bastnaesite est assez souvent liée aux roches plutoniques alcalines (granites, syénites, syénites néphéliniques et carbonatitiques).

Elle est aussi présente dans des formations pegmatitiques, pneumatolytiques ou hydrothermales.

En outre, elle a été signalée dans des skarns de contact comme à Bastnaes (Suède).

Il existe donc plusieurs catégories génétiques de bastnaesite (Fleischer, 1978) :

- bastnaesite hydrothermale,
- bastnaesite de roche carbonatitique,
- bastnaesite de roche alcaline,
- bastnaesite de pegmatite granitique et de granite.

La Thorbastnaesite est décrite comme étant une bastnaesite enrichie en thorium. (in Girault, 1980) .. Cependant, elle ne constitue pas une espèce particulière.

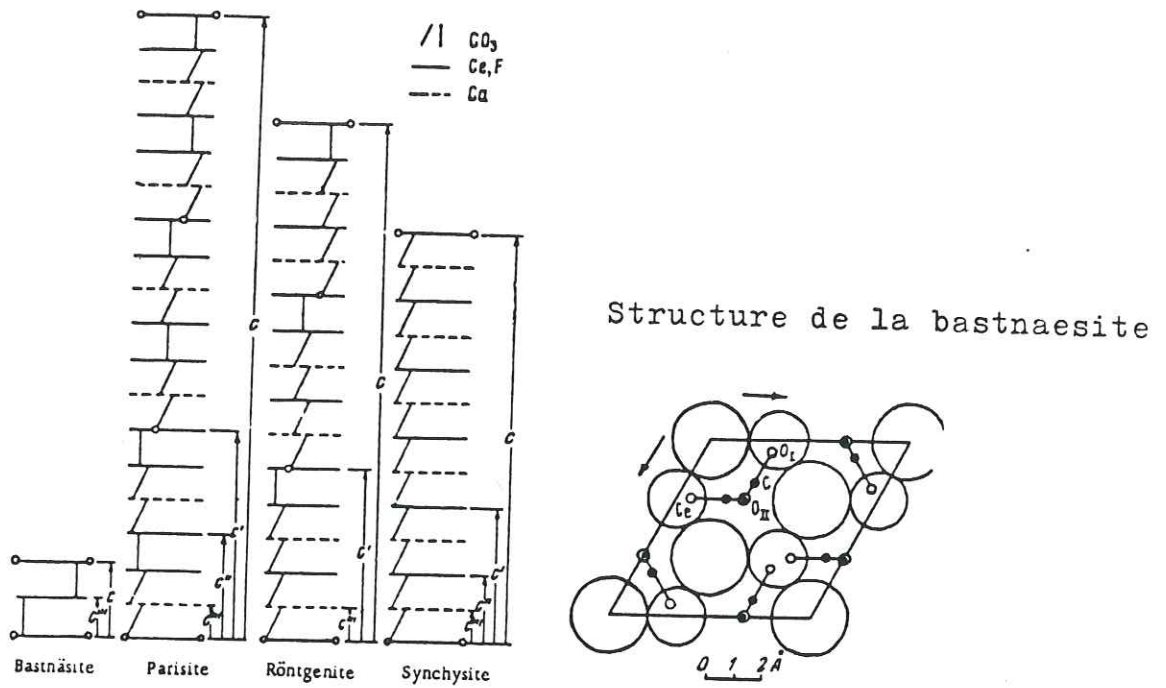
La bastnaesite peut aussi parfois remplacer la fluocérite (Styles & Young, 1983) (Clark, 1984), car il existe une relation génétique entre ces deux minéraux (Platt et al, 1987) (cf fig. 40c). De la chevkinite se transformant en bastnaesite a souvent été observée (Lacroix, 1915, 1922 ; Vlasov, 1968 ; Segalstad & Larsen, 1978).

I.1.1 - Région centrale de Madagascar

La bastnaesite a été décrite dès 1915 par Lacroix qui en a trouvé à l'ouest d'Ambositra. En fait, il s'agit de la région d'Ambatofinandrahana (fig. 41) où la bastnaesite apparaît dans plusieurs indices dans un rayon de 40 km autour d'Ambatofinandrahana.

- indice d'Andakatany (Dudan, 1959),
- indice de Begabona (Ankazohambo) (Dudan, 1959) (Rantoanina, 1977),
- indice de Sambalahy (Rantoanina, 1977),
- indice de Marovoalavo (Besairie, 1965) (Fournié, 1968),

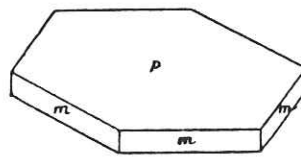
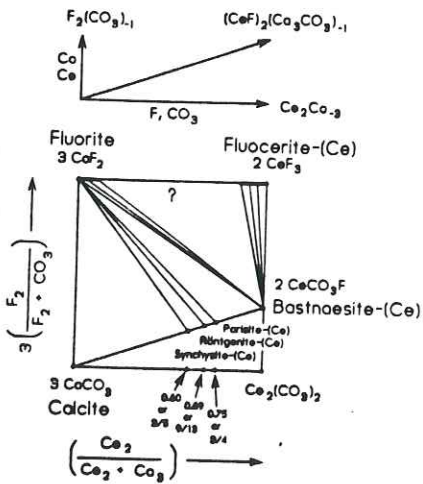
* quelque fois appelée hamartite.



Structure schématique des fluocarbonates

(G et J. Donnay , 1953)

Fig.40b



Bastnaésite d'Ambatofinandrahana (in Lacroix 1922)

Fig.40a

Diagrammes de phases du système $\text{Ca Ce} / \text{F}_2 ; \text{CO}_3$

(in Lipin , 1989)

Fig.40c

CARTE DE LOCALISATION DES INDICES DE TERRES RARES
DE LA REGION D'AMBATOPINANDRAHANA

LEGENDE

BASTNÆSITE ▲

MONAZITE ■

ZONE A MONAZITE GRISE ALLUVIONNAIRE



DOCUMENTS CONSULTÉS : P.R.G.M ; RANTOANINA ; B.MOINE ; OMNIS



Fig.41

- indice de Sahafa (Rantoanina, 1977),
- indice d'Ifasina-Lesada (Lacroix, 1922) (Fournié, 1968),
- indice de Mont Tomy (Fournié, Trottereau, 1968).

I.1.2 - Autres régions

Outre la région de l'Est de Madagascar, la bastnaesite a été signalée en alluvions sur le flanc Ouest du massif gabbroïque de l'Andriantantely (40 km WNW de Brickaville) (Lacroix, 1922) (fig. 42).

Elle y coexiste avec monazite, ilménite, zircon.

Elle a été également signalée (Lacroix, 1922) sur la rive droite de la Mania à 4 km au Sud de Laondany (Mont Marotampona)*.

Enfin, de la bastnaesite a été notée par Emberger (1954) dans la région de Mangataboahangy (N d'Amborompotsy).

I.2 - BASTNAESITE D'ANKAZOHAMBO (OU DE BEGABONA)

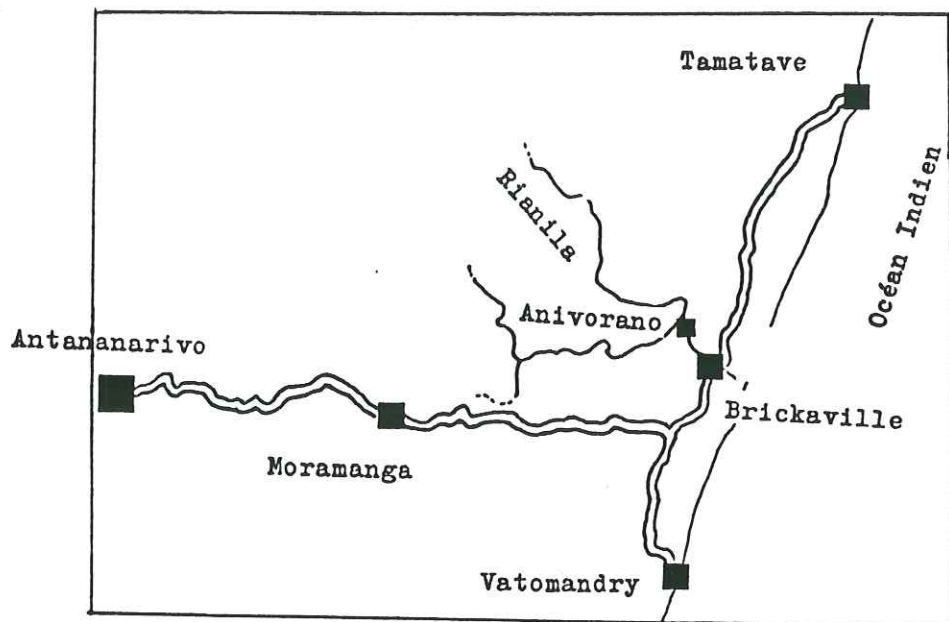
I.2.1 - Situation géologique

Ces indices se trouvent au Nord d'Ambatofinandrahana en suivant la route qui suit la vallée, avec sur sa gauche (en direction de Tsangandrano) les contreforts du Saronara (quartzites avec ses indices de manganèse) et à sa droite, les bancs de cipolins dolomitiques blancs allongés N-S. Au niveau du village de Begabona, on accède au plateau d'Ankazohambo (à 2 km du village) où se trouvent les indices en question.

I.2.2 - Les cipolins dolomitiques

Ce sont des marbres dolomitiques, blancs, qui constituent la partie sommitale de la série schisto-quartzo-calcaire (où l'on a les quartzites de base, et les micaschistes intermédiaires). Ces cipolins sont à minéraux tels que trémolite, diopside, humite (Moine, 1971 ; Daso, 1986). De rares microclines ont également été relevés dans ces marbres.

* Cependant, il semblerait d'après cette localisation qu'il s'agirait de la bastnaesite du Mont Tomy décrite par Fournié et Trottereau, (1968).



Région de Tamatave

1/2000000

Fig.42

I.2.3 - Indices de bastnaesite

Ces indices sont situés au sein des marbres en deux points distants de 1 km. L'un est au Nord, et l'autre au Sud du plateau latéritique qui contient aussi en éluvions de la bastnaesite en proportion variable (cf carte A).

I.2.3.1 - Indice Sud

Cet indice est constitué de roches à calcédonite, bréchifiées, cataclasées, de couleur rouge brun.

Plusieurs faciès peuvent être notés :

- Certains sont massifs, homogènes présentant de grandes tablettes de bastnaesite, jaune marron, atteignant jusqu'à 4 cm. Les druses (5 mm à 2 cm) sont tapissées de quartz ou imprégnées de produits ferrugineux noirs. Ces derniers vaguement disposés en rubans, confèrent une texture flammée à la roche.
- Sur d'autres échantillons, on peut voir deux parties distinctes :
 - le cipolin blanc plus ou moins bien conservé (selon les échantillons),
 - la partie minéralisée (hydrothermale) qui s'immisce par microfractures dans le cipolin. Ainsi, nous avons toutes les étapes : du cipolin blanc pur au cipolin bariolé de filonnets rouges bruns aux enclaves de cipolins blancs.

Nous décrivons ci-dessous quelques échantillons dont la position est indiquée sur la carte A.

Ech. 190 :

Roche compacte hétérogène avec deux domaines différents, l'un blanc et l'autre légèrement teinté, affecté par les venues hydrothermales minéralisées.

Ech. 180 :

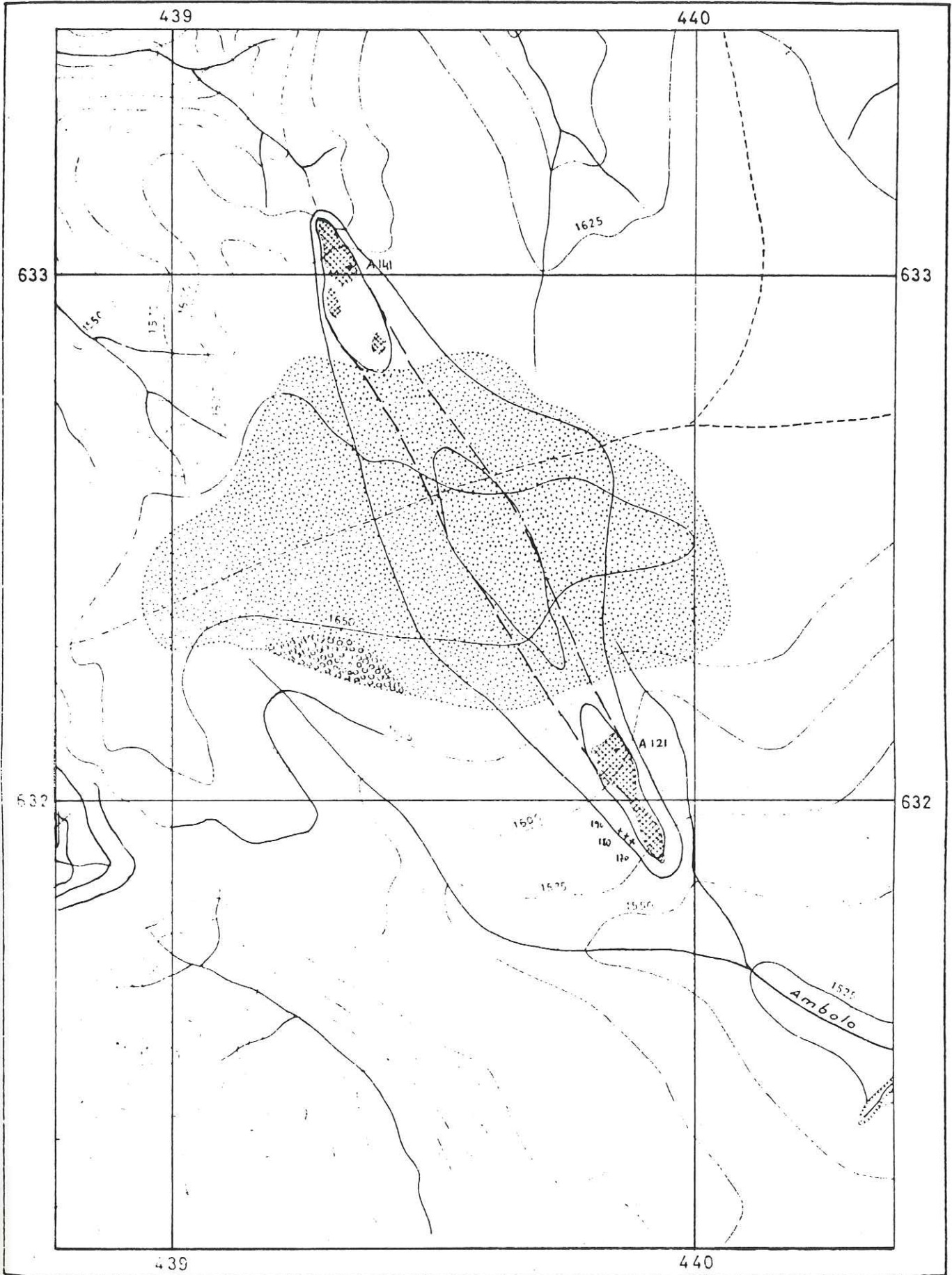
La roche est toujours compacte, mais les filonnets de venues hydrothermales sont nettement plus nombreux et plus larges (1 cm à 5 cm).





Ech 170 :

Roche bariolée, compacte avec des enclaves de cipolin blanc, emballées dans une matrice rose jaunâtre formée d'une multitude de filonnets au sein d'une masse de cipolin altéré. De temps à autre, on trouve aussi de petites druses (3 cm) de barytine.

Ech. 170b :

Les filonnets ne sont plus individualisés. Cependant, de très rares fragments de cipolins blancs des épontes sont parfois préservés.



-  Argile de decalcification
-  Ciqouin
-  Cuirasse ferrugineuse
-  Calcédoine à bastnaesite

C M N I S
 DEPARTEMENT MINERAUX RADIOACTIFS
GISEMENT D'ANKAZOAMBO

On remarquera aussi au niveau de cette roche de nombreuses druses. L'ensemble est fortement cataclaté avec de nombreuses micro-fractures.

Ech. A 121b :

C'est une roche homogène, compacte, brune-rougeâtre. Les cristaux de bastnaesite jaune-brun, apparaissent en tablettes (1 cm à 2 cm) ou en fragments (0,5 mm).

Au microscope, on observe :

- bastnaesite : 5 à 10%,
- pyrite : 1%,
- quartz : 10%,
- calcédoine : 80%.

Les cristaux de bastnaesite sont automorphes (0,5 mm à 2 cm) et dispersés dans la roche. Les grains sont souvent altérés, fracturés ; par endroits, on n'observe que des débris de bastnaesite.

Souvent à la faveur de microfractures, la calcédoine pénètre la bastnaesite, comblant les espaces vides.

La pyrite se trouve le plus souvent dans la calcédoine et quelques cristaux corrodés indiquent qu'elle est antérieure à la calcédoine. On peut aussi avoir les espaces interstitiels remplis par du quartz.

Texture :

On a une texture rubanée assez marquée avec cette calcédoine laissant des trainées et espaces vides remplis par du quartz.

I.2.3.2 - Indice Nord

Cet indice se présente dans ses grandes lignes comme l'indice Sud mais avec une texture plus fine.

Ech. A 141

En lame mince, on a :

- calcédoine : 80%,
- pyrite : 10 à 15 %,
- bastnaesite : 1 à 5%,
- rares cristaux de monazite.

La bastnaesite est régulièrement répartie (de petite taille 0,1 mm) à cristaux xénomorphes, rarement automorphes. Une pellicule d'altération extérieure entoure le minéral. Tous les degrés de fraîcheur et de cataclase de grains peuvent être rencontrés.

La texture est équante.

0,1mm

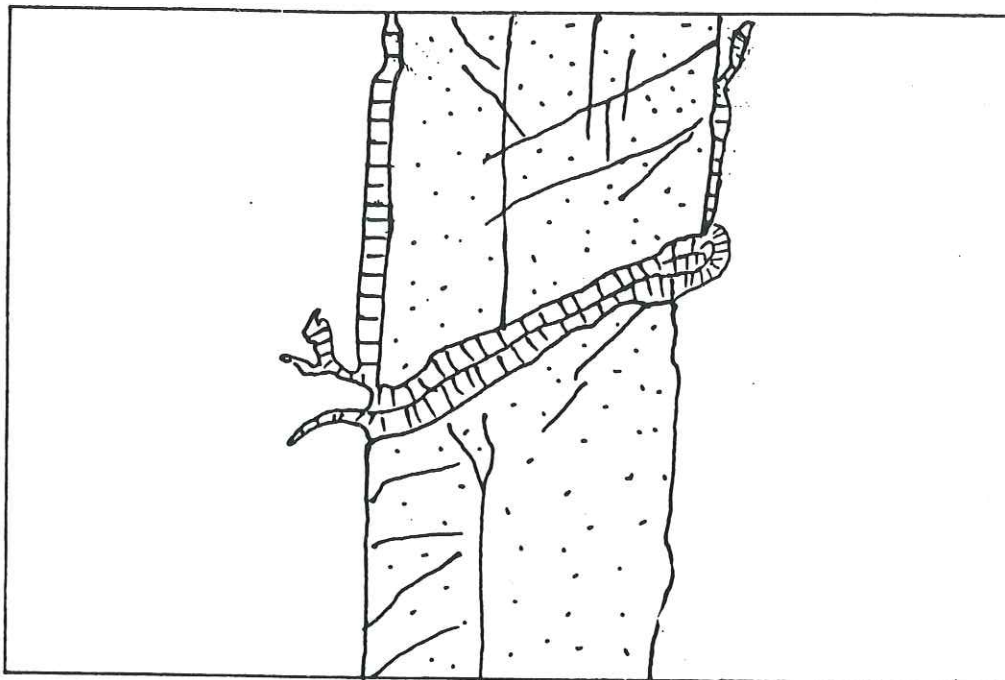


Fig.43

Bastnaesite d'Ankazohambo (Ambatofinandrahana)
Fracture envahie par la calcédoine dans
une bastnaesite

0,1mm

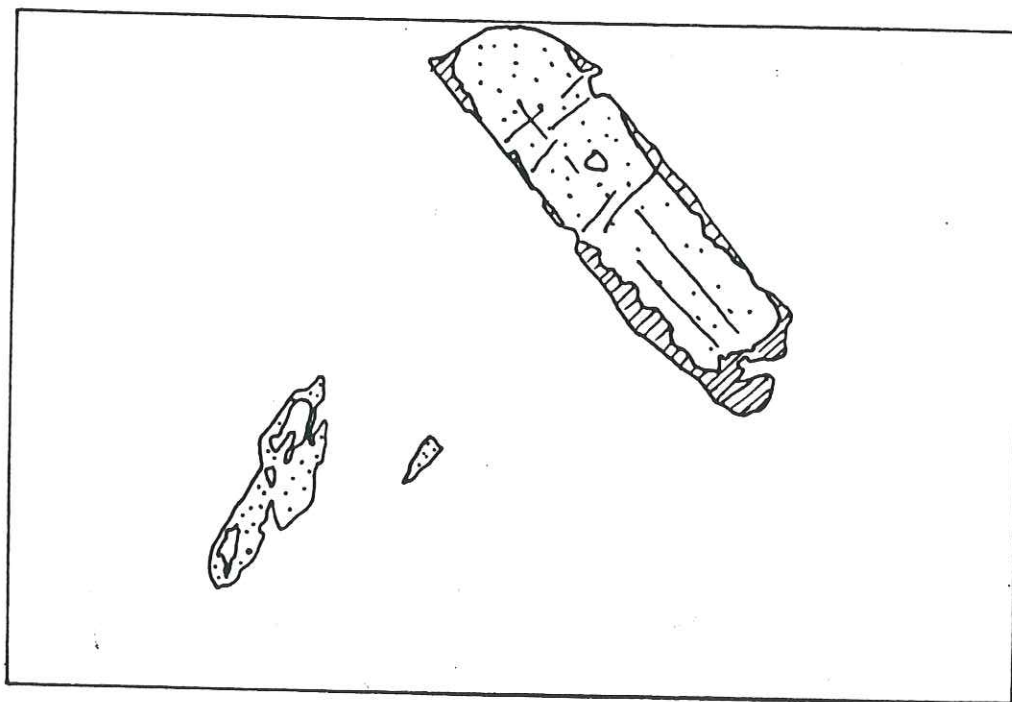


Fig.44

Bastnaesite d'Ankazohambo à bordure altérée

Cet indice Nord, par l'état de cataclase et d'altération des grains de bastnaesite, semble avoir subi une fracturation et une altération plus forte que celles de l'indice Sud où les cristaux sont relativement bien conservés.

I.3 - BASTNAESITE D'IFASINA

I.3.1 - Indice d'Itorendrika

C'est à Ifasina-Itorendrika (W d'Ambatofinandrahana) que furent recueillis à l'état éluvionnaire les premiers échantillons de bastnaesite et de chevkinite (Lacroix, 1915). Bien que très altérée, la roche encaissante est surtout constituée d'un granite alcalin à grain moyen à quartz, microcline avec un peu d'albite, d'aegyrine, zircon, biotite et amphibole bleue (Lacroix, 1915).

La terre rouge d'altération renferme de la bastnaesite en cristaux libres, de la chevkinite, biotite, aegyrine, magnétite et hématite, tous en minéraux assez grands (Lacroix, 1915). Cet indice est pratiquement épuisé (Besairie, 1965).

I.3.2 - Lesada

Les indices se distinguent par les anciens travaux en trois tranchées parallèles (N50E) à flanc de colline, ouverts dans des orthogneiss porphyroïdes à amphibole et magnétite très altérés.

L'orthogneiss est affecté de fractures, souvent remplies par de la calcédoine (Guigues, 1954).

En éluvions, des blocs décimétriques de calcédoine brune contiennent de la bastnaesite, de la galène, de la pyrite, et de la fluorine (Guigues, 1954). Des indices de recimentation des minéraux par de la calcédoine ont été observés (Fournié, 1968). Quelques blocs éluvionnaires (Ech. 550 et 557d) ont permis d'observer :

- calcédoine : 80-90%,
- bastnaesite : 10%,
- fluorine violette : 1%.

Il s'agit d'une roche homogène brune. La bastnaesite est sous forme de minéraux bruns à jaunes-miel (de plusieurs mm). La fluorine violette est plutôt concentrée en agrégats.

I.3.3 - Indices de Vohiniriana

Ces indices à bastnaesite correspondent à des filonnets décimétriques riches en oxydes de manganèse (psilomélane). Ils contiennent : biotite, monazite, bastnaesite (Fournié, 1968) et sont radioactifs.

Quelques fois, il s'agit de filons zonés dont la zone centrale argileuse est minéralisée et à biotite plus ou moins chloritisée (cf fig. 45). Cette zone centrale est fortement radioactive ; la radioactivité s'estompe en s'écartant de la zone centrale à biotite ; quant aux blocs éluvionnaires de calcédoine, ils proviennent du démantèlement de ces filons silicifiés.

I.4 - INDICE DE MAROVOALAVO

Situés à une vingtaine de km à l'Ouest d'Ambatofinandrahana, les nombreux indices sont situés dans la zone déprimée centrale (Ankaditany) de la colline de Marovoalavo.

Il s'agit de filons argileux, biotitisés décimétriques riches en oxydes de manganèse et en bastnaesite (millimétrique) de direction 75W, à pendage subvertical (Fournié, 1968) (cf fig. 45).

On y retrouve barytine, rutile, zircon, bastnaesite, monazite (Fournié, 1968). Cette paragenèse se retrouve également dans les éluvions latéritiques.

Par ailleurs, par l'intermédiaire du SPP2*, fut trouvé un amoncellement de roche latéritique friable à forte radioactivité, qui après lavage, s'est avérée très chargée en cristaux de monazite (confirmation par rayons X) très roulés.

Associée à la monazite, la bastnaesite se trouve en cristaux pouvant atteindre 5 cm. Elle est accompagnée par de la chevkinite.

Nous remarquons aussi que la calcédoine jaune est très rare à Marovoalavo. De plus, l'association calcédoine-bastnaesite n'a jamais été signalée ici.

I.5 - INDICE D'ANDAKATANY

Situé à une vingtaine de km à l'Est d'Ambatofinandrahana, nous citerons cet indice pour son caractère particulier.

Il s'agit toujours de bastnaesite et monazite avec le cortège biotite, zircon, rutile, psilomélane, quartz (Guigues, 1954 ; Fournié, 1968).

Ici, il n'y a ni sulfures, ni venue silico-barytique. La bastnaesite, avec les minéraux accessoires est supportée par des blocs de quartz ou des filons argileux.

I.6 - INDICES DU MONT TOMY (FOURNIÉ, TROTTEREAU, 1969)

Pour des raisons d'infrastructure routière (pont coupé), nous n'avons pas pu accéder à ces indices.

* *Scintillomètre Prospection Portatif de type II.*

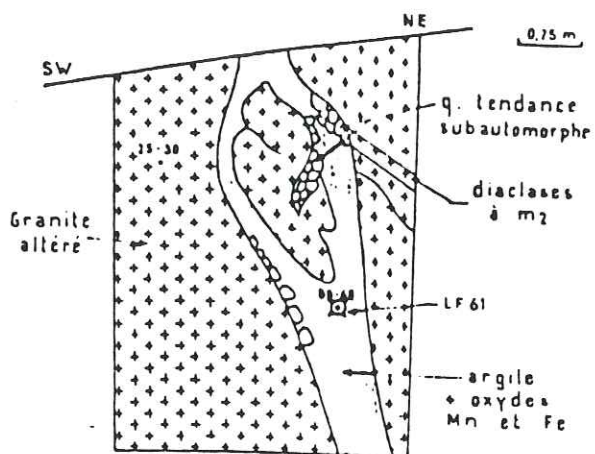
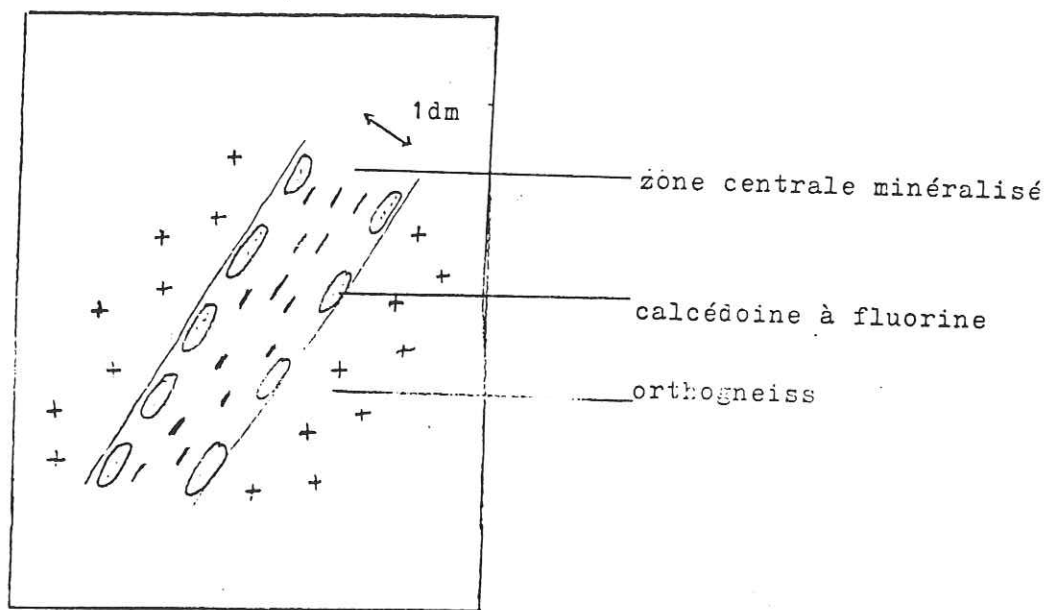


Fig.45

6b - Puits P1 - Parement W

Filon de bastnaesite à Marovoalavo (in Fournié, 1968)



Minéralisation de Vohiniriana
Schéma interprétatif

Fig.46

Les minéralisations sont situées au Nord de Tsangandrano.

Il y a deux types de minéralisations :

- minéralisation à bastnaesite,
- minéralisation à monazite.

Minéralisation à bastnaesite :

A la bordure Sud du massif granitique de Tomy, on a sur 1200 m une zone latéritique avec des blocs de calcédoine contenant bastnaesite, fluorine, rare pyrite, magnétite et localement une altération intense de leurs épontes en une roche argileuse surmicacée (à biotite) minéralisée en bastnaesite (roche radioactive).

I.7 - CONCLUSION

Les minéralisations de bastnaesite sont localisées dans la partie carbonatée de la série schisto-quartzocalcaire ou dans un environnement granitique alcalin (granite de Tomy, de Vohimavo) ou syénitique (filons syénitiques du Mont Tomy, syénite de Marovoalavo).

Les minéralisations se présentent sous trois formes :

- filonnets décimétriques subverticaux de roche radioactive, argileux, à biotite et à bastnaesite,
- de roches silicifiées rougeâtres, cataclasées,
- en éluvions où la bastnaesite est mélangée à la latérite avec de la pyrite limonitisée.

La paragenèse des minéralisations (calcédoine, barytine, fluorine) indique qu'il pourrait s'agir de filons hydrothermaux (épithermaux) issus de l'altération des filonnets syénitiques avec remobilisation des terres rares (sous forme de bastnaesite) sous l'action de fluides hydrothermaux riches en éléments¹ tels que le fluor. Par la suite, il y aurait eu silicification partielle ou totale des épontes.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE II : LA PARISITE D'ITORENDRIKA

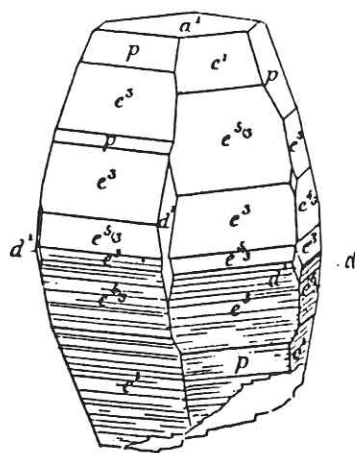
La parisite est un fluo-carbonate de calcium et de terres rares. De structure hexagonale, sa formule générale est $\text{Ca F}_2 (\text{CO}_3)_3 (\text{Ce}, \text{La})_2$. En d'autres termes, il s'agit d'une bastnaesite calcique ; en effet, la parisite fait partie du groupe de la bastnaesite (Fleischer, 1978).

Elle fut découverte à Madagascar dans la région d'Itorendrika avec de la bastnaesite (Lacroix, 1922).

Elle est jaune paille, terne et clivable suivant la base et jaune miel, très éclatante et dépourvue de plans de séparations dans sa partie centrale (Lacroix, 1922) (cf fig. 47).

La parisite est caractéristique de dépôts hydrothermaux liés génétiquement à des syénites et granites alcalins (Vlasov, 1966).

Elle a aussi été observée dans des pegmatites et des gîtes hydrothermaux de séries alcalines, en Italie, USA (Massachussets) et au Groenland (Vlasov, 1966). Elle a été aussi observée dans les carbonatites de Oka au Canada, avec de la bastnaesite.



Parisite d'Itorendrika (Ambatofinandrahana)

Fig.47

in Lacroix, 1922

CHAPITRE III : LA MONAZITE D'ANDOHARANO

La monazite (monoclinique) est un phosphate de terres cériques dont la formule générale est : $(\text{Ce, La, Nd, Th}) (\text{PO}_4)$.

On peut avoir des traces de Fe, Al, Ca (Bariand et al, 1978) en substitution de La, Nd et même du thorium. Minéral accessoire assez commun des granites à biotite et de leurs pegmatites, la monazite est également abondante dans les complexes charnockitiques.

Relativement résistante à l'altération (dureté : 5,55), elle peut se concentrer en alluvions et être exploitable. De ce fait, c'est le principal minerai de lanthanides et selon les cas, de thorium.

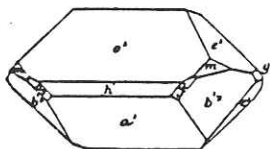
I - LA MONAZITE À MADAGASCAR

La monazite est assez répandue aussi bien en place qu'en alluvions.

I.1 - Les pegmatites granitiques

La monazite est principalement localisée dans les pegmatites uranifères (Ambatofotsikely, au Nord de Mandoto) ou dans les pegmatites potassiques à béryl de Berere (Tsaratanana) et Ampandramaika (W de Fianarantsoa) (Lacroix, 1922) (Besairie, 1973).

Fig.48



Monazite d'Ambatomarina (in Lacroix, 1922)

I.2 - Les pegmatites syénitiques

La monazite est décrite par Lacroix (1922) dans des éluvions de "pegmatites syénitiques" de la région d'Ambatofinandrahana. La monazite est allongée suivant l'axe b et se termine par (010) (type III selon Lacroix, 1922) (fig. 48).

I.3 - Monazite des chaînes anosyennes

De la monazite en place fut trouvée au col de Manongotry dans les chaînes anosyennes (*). Ces chaînes sont constituées par une imbrication (avec transitions très brusques) de granites et de charnockites, le tout formant un énorme massif stratoïde (De la Roche, 1956). La monazite y apparaît en cristaux de 1 mm à 5 mm d'un jaune sombre plutôt marron au sein des charnockites (Besairie, 1973).

Des concentrations d'intérêt économique se trouvent au sein de ces roches.

I.4 - Monazite alluvionnaire

La monazite en alluvions s'observe assez fréquemment. Elle a été signalée dans les alluvions aurifères de l'Est et du Sud de Madagascar, ou encore dans les placers de Kiravoravo (N d'Ihosalotra). On la trouve surtout dans les sables de plages du Sud (Fort Dauphin) et de la côte Est (Sonierana - Ivongo). Dans les sables quartzeux, la monazite est associée au zircon, à l'ilménite. Ces minéraux proviennent tous les trois de l'érosion des charnockites du massif anosyéen (N de Fort Dauphin) (H. de la Roche, 1957) (Mignot, 1954).

Il existe aussi de la monazite grise en alluvions qui serait, elle, issue des schistes et micaschistes de la région d'Ambatofinandrahana (Fournié, 1968).

I.5 - Monazite d'Ambatolahifotsy

Il s'agit de monazite disséminée dans les cipolins à 9 km à l'Ouest d'Andakatany (Lacroix, 1922; Fournié, 1968; Foissy, 1967). Elle est associée à la carbocernaïte, la magnésio-riebeckite, galène, célestite, barytine et phlogopite. Cet indice est certainement en relation avec les filons de syénite très altérée observés.

I.6 - Monazite du Mont Tomy

Il a été décrit des cipolins minéralisés de façon diffuse en monazite (Fournié, Trottereau, 1969). Ces cipolins renferment phlogopite, trémolite, galène et rares paillettes de molybdénite.

* (du Sordet (C.E.A) 1952, in Besairie 1966)

Là encore, les cipolins minéralisés sont en relation (spatiale) avec les filons de syénite quartzifère altérés.

II - Le filon à monazite d'Andoharano

II.1 - Situation géologique

L'indice est situé au sein du massif syénitique d'Andoharano, lequel est encaissé dans les cipolins de la série schisto-quartzo-dolomitique. Il s'agit d'un filon de calcédoine qui s'individualise bien dans la topographie (voir fig. 49). Ce filon, orienté N70, à pendage subvertical long d'une centaine de mètres, épais de 2 m, est sécant sur la syénite.

Les contacts avec la syénite encaissante sont nets, francs (fig. 50). La syénite est leucocrate, à amphibole, le principal feldspath étant du microcline. On peut aussi noter les cristaux de sphène millimétriques.

II.2 - Description du filon

Dans l'ensemble, le filon de calcédoine présente une texture rubanée due à l'alternance de bandes brunes de calcédoine et blanches de barytine (fig. 51a). Ces bandes (1 cm d'épaisseur) sont parallèles aux épontes du filon et peuvent donner une texture diffuse, marquée par de très fins niveaux clairs de barytine. Sur de tels affleurements, on peut aussi observer de petites druses allongées, disposées parallèlement au filon, dans les niveaux siliceux.

A l'une de ses extrémités (SW), ce filon présente une texture "bréchoïde" qui consiste en des bandes de barytine à sections anguleuses (fig. 51a).

La monazite apparaît sous forme de petites tâches brunâtres éparpillées dans la roche ou groupées par niveaux. Certaines de ces monazites peuvent atteindre jusqu'à 5 mm de longueur. Cependant, en moyenne, leur taille est de 1 mm.

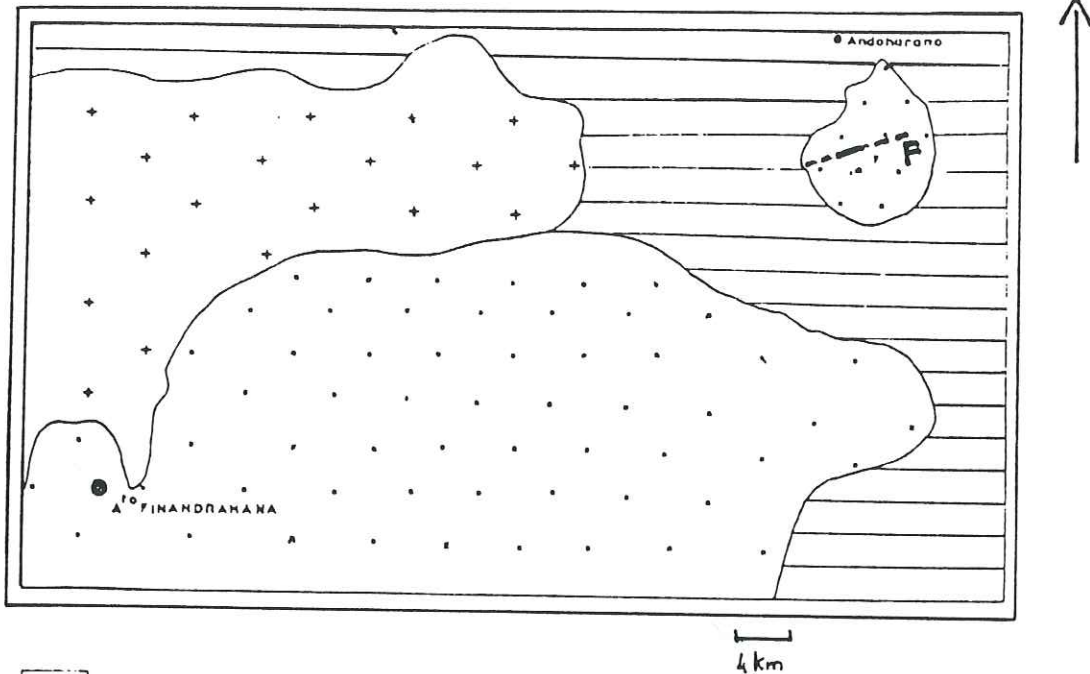
II.3 - Radioactivité

A l'aide d'un compteur SPP2, le filon a été rapidement identifié avec des valeurs allant jusqu'à 3000 cps, alors que les syénites encaissantes présentent un fond de 250 à 300 cps (présence de Th dans les monazites).

II.4 - Minéralogie

Les échantillons de minerai broyés ont permis d'observer la paragenèse suivante:

- calcédoine,
- monazite,
- barytine,

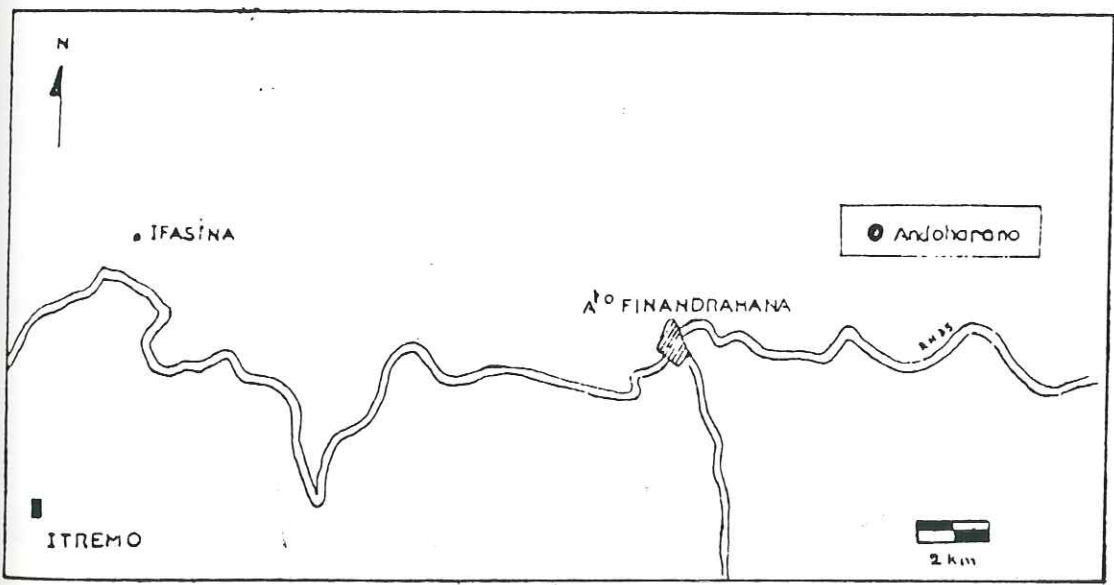


- + + Granite
- . . Syénite
- | | Cipolins

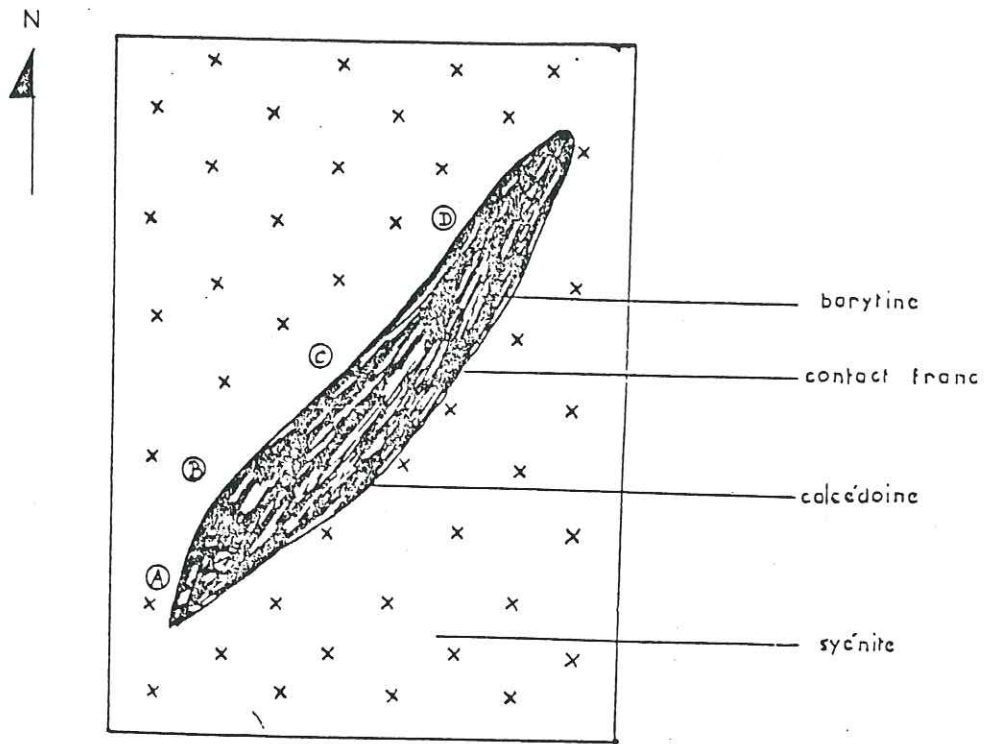
Carte géologique du secteur Andoharano.
Ambatofinandrahana.

F : Filon de calcédoine et de barytine

Fig.49



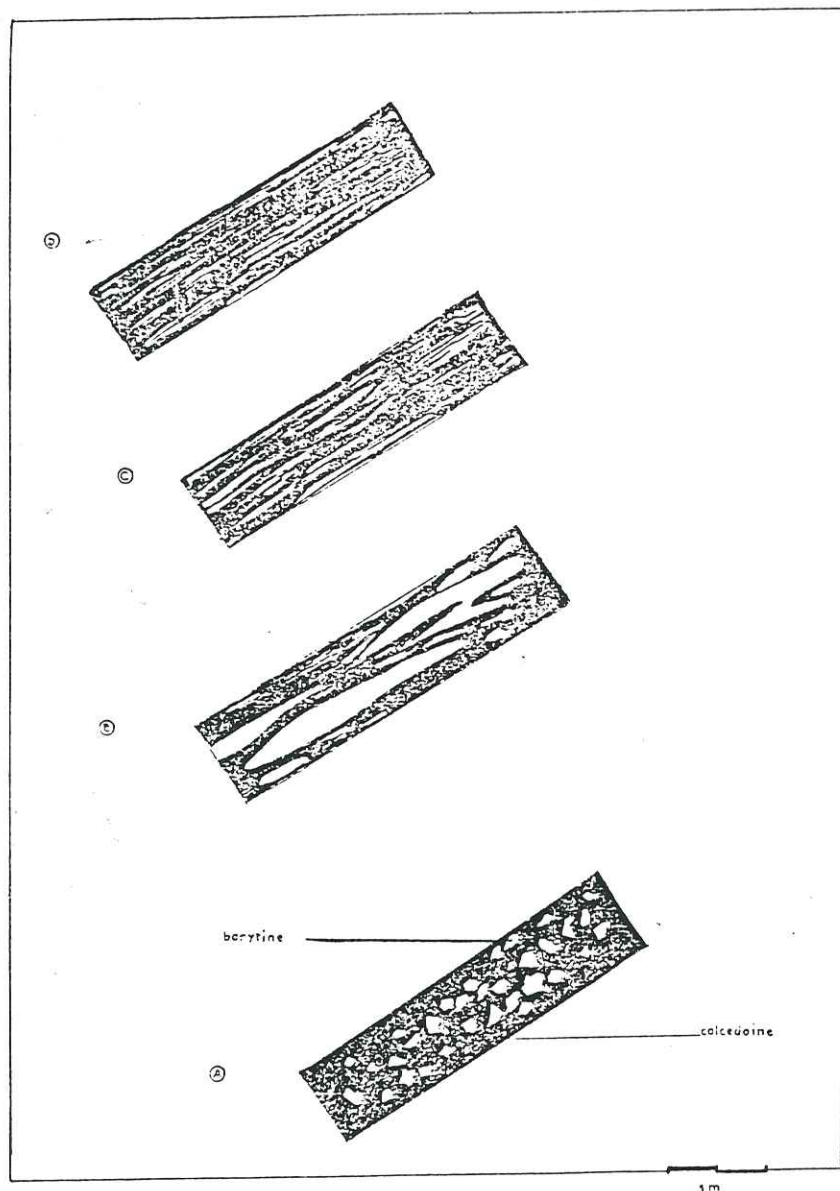
Position géographique du filon de calcédoine
à monazite. Andoharano (Ambatofinandrahana)



- Ⓐ : texture bréchoïde
- Ⓑ : texture fluidale
- Ⓒ : texture fluidale
- Ⓓ : fine alternance de calcédoine et de barytine

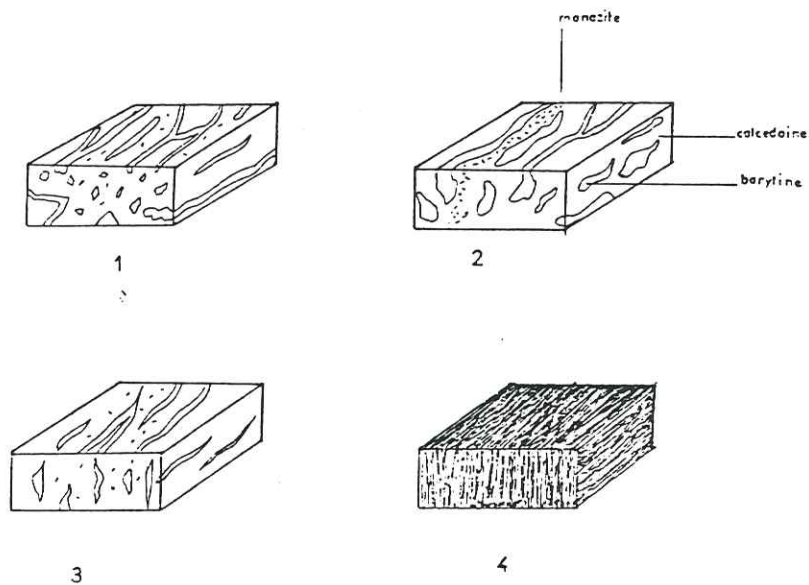
Filon de calcédoine à monazite. Andoharano (Ambatofinandrahana).

Fig.50



DIFFÉRENTS ASPECTS DU FILON DE CALCÉDOINE
ANDOHARANO (Ambatofinandrahana)

Fig. 51a



- 1 : Texture bréchoïde
- 2 : Texture fluidale
- 3 : Texture fluidale
- 4 : Texture fine à alternance
de calcédoine et de barytine

Différents types d'échantillons re-
présentés au sein du filon de calcédoine à monazite.
Andoharano. (Ambatofinandrahana).

Fig. 51b

- quartz,
- magnétite.

II.5 - Description microscopique

Des lames minces ont été taillées dans des échantillons à texture fine où les niveaux de barytine et de calcédoine sont diffus.

Ech. 800a - zone D :

Il s'agit d'une calcédoine brune homogène, présentant des filonnets clairs subparallèles à barytine offrant une succession de niveaux sombres (calcédoine) et de niveaux clairs (barytine) (0,2 cm).

La barytine et la calcédoine sont associées à des oxydes de fer.

La roche entière présente un aspect rubané net et régulier. Sur ce fond de calcédoine et de barytine, la monazite se détache nettement : par sa réfringence élevée (1,8), sa biréfringence élevée et par sa taille (2 mm).

Les cristaux de monazite se présentent sous deux formes :

- en cristaux automorphes : on a des cristaux bien formés qui présentent un début de corrosion et de fracturation (microfractures, golfe de corrosion) (cf photo n° 2 - fig. 52). Les cristaux possèdent en inclusions des minéraux opaques à produits d'altération rougeâtre,
- en cristaux xénomorphes : plus petits que les cristaux automorphes, ils sont tantôt arrondis, tantôt anguleux, dispersés dans la roche, et issus des cristaux automorphes par fracturation.

En outre, les cristaux de monazite sont généralement orientés parallèlement aux épontes.

III - CONCLUSION

L'étude du filon à monazite d'Andoharano apporte des éléments complémentaires à la compréhension des minéralisations en terres rares de la région d'Ambatofinandrahana.

Tout d'abord, l'examen pétrographique a montré qu'il y avait deux types de cristaux de monazite, les uns automorphes, les autres plus petits xénomorphes, issus des premiers par fracturation. Ces deux habitus peuvent être expliqués de la façon suivante : la monazite automorphe a cristallisé en premier, et lors de la silicification elle a été fracturée, corrodée en partie.

La paragenèse du filon (calcédoine, barytine, monazite) laisse entrevoir un cachet épithermal (température de l'ordre de 200°C). Ce caractère épithermal est étayé par le fait que les contacts avec l'encaissant sont francs. On peut également suggérer la circulation de fluides hydrothermaux à la faveur de fractures de distension affectant la syénite.

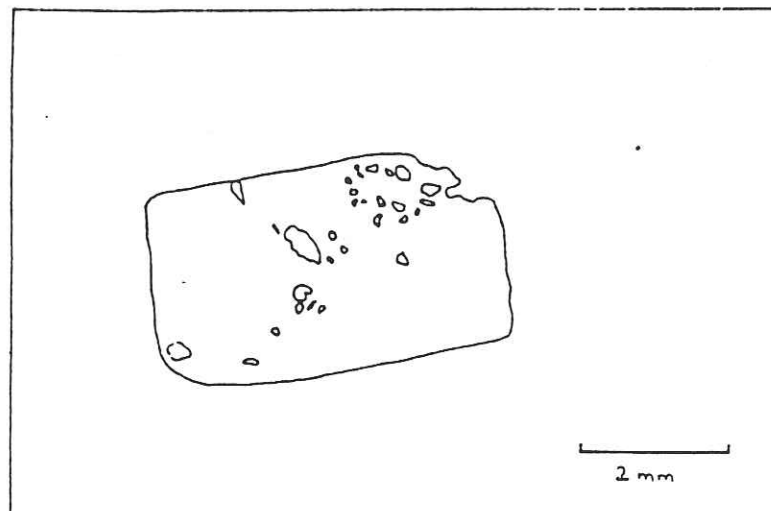


Fig.52a

Ech. 800.a

Monazite d'Andoharano. Cristal automorphe englobé

Monazite d'Andoharano. Cristal automorphe englobé dans de la calcédoine brune. Notons le 'golfe de corrosion', les cavités remplies de calcédoine ainsi que l'arrondi des arêtes.

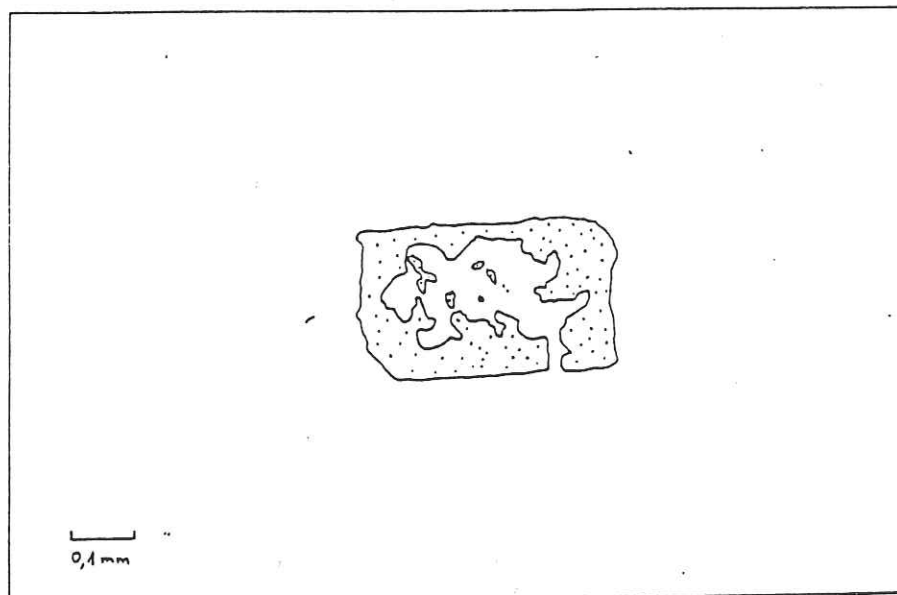


Fig.52b

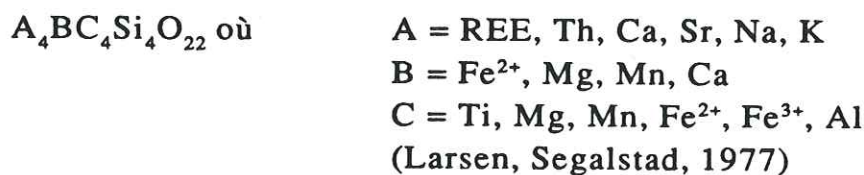
Monazite très altérée d'Andoharano (Ambatofinandrahana)
Notons l'altération de la monazite par la calcédoine qui pénètre le minéral (en pointillés)

CHAPITRE IV : LA CHEVKINITE DE MAROVOALAVO

I - INTRODUCTION

La chevkinite est un minéral complexe, assez rare, qui a été découvert en 1839 par Rose. Elle est monoclinique.

Sa formule est :



Les terres rares peuvent être remplacées par du thorium (de 1 à 4% de ThO₂), parfois par de l'uranium (jusqu'à 2,5%).

Le niobium peut se substituer au titane et Mn peut remplacer le fer (Vlasov, 1968). D'après Vlasov (1968), la chevkinite est un minéral caractéristique de roches granitiques ou syénitiques alcalines.

I.1 - La chevkinite à Madagascar

La chevkinite a été signalée dans deux régions :

① Dans la région centrale, dans le secteur minier d'Ambatofinandrahana*.

② Dans la région d'Ihosy (sud) où elle est liée à des roches granitiques potassiques, à Itrongay, à Isoanala (ouest de Betroka), à Andalona (ouest de Midongy de l'ouest) dans la latérite rouge ; à Androngovato entre Sahaninoka et Itrongay) et aussi dans de petites veines de pegmatites sur la rive gauche de l'Onilahy en amont de Benenitra (Lacroix, 1922).

I.2 - Quelques gisements de chevkinites

La chevkinite a été observée entre autres dans les granites alcalins de Keivy, péninsule de Kola (Vlasov, 1968), dans les granites alcalins corses (Bonin, 1980), au Mozambique (Meponda), dans les syénites (Lulin, 1984) et au Malawi dans un granite alcalin, où elle est associée à la bastnaesite, monazite (Platt et al, 1987).

* A Ifasina et à Marovoalavo (20 km ouest d'Ambatofinandrahana).

II - PRÉSENTATION DE LA CHEVKINITE

II.1 - Macroscopie

Toutes les chevkinites ont été observées en éluvions, mélangées à la latérite rouge. La chevkinite est exceptionnelle par sa taille (environ 3 cm). Elle se présente (patine rougeâtre, et cassure noire de velours ; éclat vitreux gras) sous deux formes :

- ① de forme quelconque subarrondie (état amorphe) métamicté,
- ② en cristaux losangiques avec la présence des faces (110), (100), (520) et (740) et toujours métamictés.

II.2 - Diffractométrie des rayons X

L'état métamicté a été contrôlé par un passage aux rayons X qui n'a donné qu'un spectre plat.

Pour contourner la difficulté, due à l'état métamicté, nous avons appliqué la méthode de Lima de Faria (1962).

Nous avons chauffé la chevkinite à 1000 °C pendant une heure (atmosphère libre), ce qui a permis d'obtenir un spectre de diffraction (fig. 53).

Nous remarquons sur le spectre la présence d'un pic à $d : 1,915$ qui correspond à un pic de la cérianite (CeO_2). Ceci est dû au fait que le Ce, en quantité supérieure au La, s'est oxydé pour former du CeO_2 .

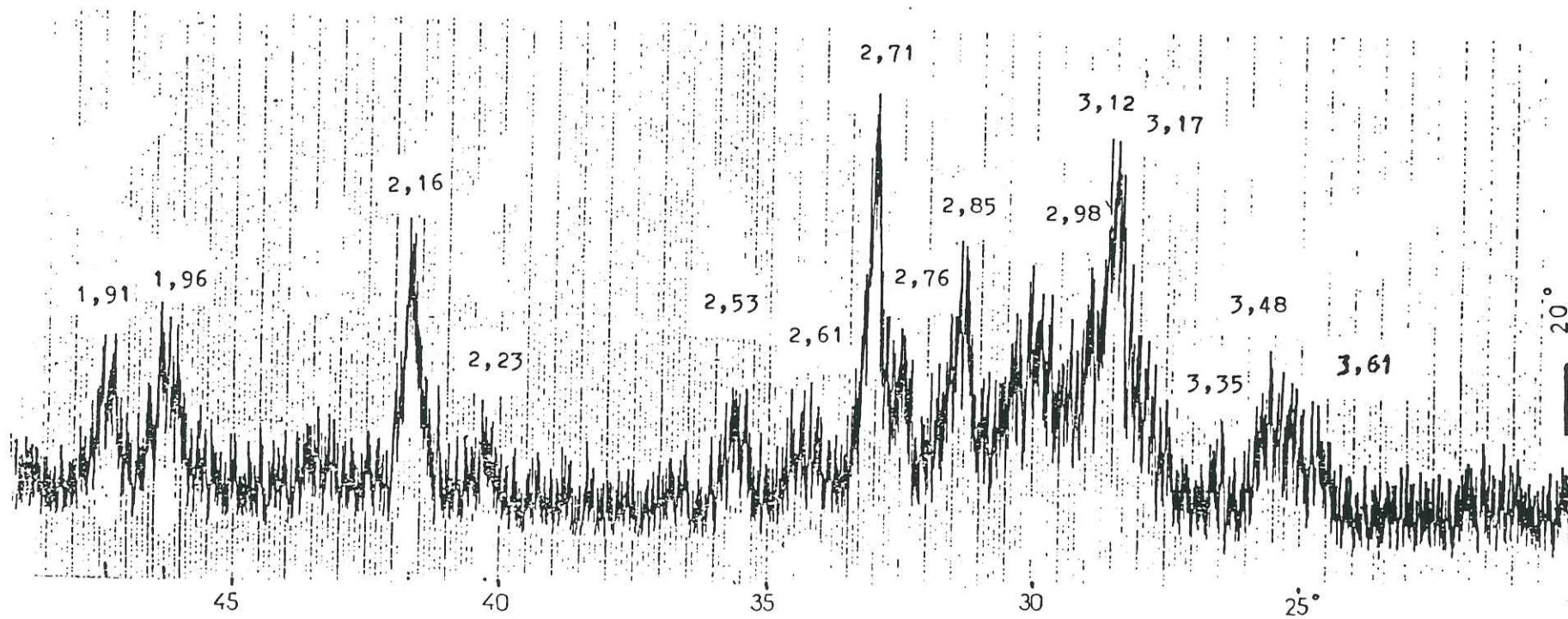
II.3 - Microscopie

En lame mince, la chevkinite montre :

- masse de chevkinite 70%, de couleur brune, à nuance plus ou moins foncée, zonée, isotrope,
- des druses (25%) de 1 mm, remplies de minéral sombre (oxydes de fer),
- les bordures (1/10 mm) de chevkinite sont altérées de façon "coronitique" en jaune sombre,
- on observe du mica (1%) : biotite qui remplit les espaces vides. C'est une biotite à fort pléochroïsme, elle contient des inclusions de chevkinite (inframillimétriques),
- on a aussi de la bastnaesite fraîche, en grandes plages, qui remplit les espaces interstitiels. Dans la bastnaesite, on a des fines baguettes parallèles, roses de rutile, qui sont des reliques de chevkinite altérée.

Diagramme de rayons-X de la chevkinite chauffée à 1000°C
avec production de cérianite (CeO_2)

Fig.53



$d_{(hkl)}$ chev.M/scar	d_{ASTM} chev.	d chev.chauffée	d_{ASTM} cérianite	$d_{(observ.)}$ chev.Norway atm.N ₂
3,61	3,61			
3,48	3,46	3,48		3,48
3,35	3,17	3,20		3,20
3,17	3,14	3,15		
3,12				
3,08	3,07	3,08		3,09
2,98	2,99	3		3
2,85	2,86	2,86		
2,76	2,74	2,76		
2,71	2,71	2,71		
2,61	2,61	2,61		
2,52	2,52	2,53		
2,23	2,23			
2,16	2,16	2,17		
1,96	1,96	1,97		
1,91			1,911	

Valeur de d de la chevkinite

Principales valeurs de la perrierite(ASTM)

d	2,99	2,96	3,56	10,9
1/1 ₁	100	100	80	20

Principales valeurs de la chevkinite (ASTM)

d	3,17	3,14	2,71	6,6
1/1 ₁	100	100	100	10

Tableau 9

En bordure de lame, la chevkinite est accolée à du microcline très altéré, vestige d'une ancienne roche magmatique (syénitique).

La transformation de chevkinite en bastnaesite avec formation de rutile est considérée par Lacroix (1922) comme étant de la pseudomorphose sous l'action de fluides hydrothermaux riches en F. La transformation a été également observée en Norvège par Segalstad & Larsen (1978) et en Virginie (USA) par Mitchell (1966).

II.4 - Conclusion

L'étude de la chevkinite nous montre que ce minéral a été observé :

- en éluvions (avec bastnaesite automorphe) à Marovoalavo,
- avec de la calcédoine (Lacroix, 1922),
- présentant des signes d'altération avec production de bastnaesite xénomorphe.

En outre, il n'a jamais été observé de chevkinite associée à de la bastnaesite automorphe sur le même échantillon.

Cela conduit à considérer que l'altération de la chevkinite est contemporaine de la formation de la bastnaesite automorphe trouvée en éluvions.

Ainsi, à Ifasina et Marovoalavo, nous avons deux phases de cristallisation des terres rares séparées dans le temps :

- la première étant le dépôt de la chevkinite,
- la seconde étant l'altération de la chevkinite en bastnaesite xénomorphe et dépôt de bastnaesite automorphe.

Il existe dans cette région d'Ambatofinandrahana d'autres minéraux de terres rares, la parisite, l'ambatoarinite (Lacroix, 1922) (Fournié, 1968) (Foissy, 1967) et la monazite grise (Fournié, 1968). Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé ces minéraux.

Aussi, nous nous contenterons des résultats de Lacroix pour les deux premiers minéraux.

CHAPITRE V : L'AMBATOARINITE OU CARBOCERNAITE D'AMBATOARINA

Sa formule générale est : $5 \text{CO}_3 \text{Sr}_4 (\text{CO}_3)_3 (\text{Ce, La})_2 (\text{Ce, La})_2 \text{O}_3$.

C'est un carbonate de strontium et de terres rares trouvé par Lacroix (1922) à Ambatoarina (Est d'Ambatofinandrahana) dans les calcaires à imerinite.*

La roche est assez claire, à gros éléments, formée de calcite, célestite, quartz, albite, de mouches de galène et de cristaux de monazite (Lacroix, 1922).

Composition :	CO_2	25,4
	Ce_2O_3	34,1
	$(\text{La, Dy})_2\text{O}_3$	22,7
	SrO	17,1

100,00 (in Lacroix, 1922)

Ayant trouvé le même type de minéral dans des carbonatites à dolomite-calcite du massif de Vuorijarvi (URSS), Kozyrena et Il'inski (en 1959) l'ont appelé carbocernaïte, en raison de sa composition $(\text{Ce, Na, Sr, Ca}) \text{CO}_3$.

Ils ont par ailleurs proposé pour ce minéral une formation sous des conditions hydrothermales (Vlasov, 1966).

*

imerinite : κ_8 -richterite

CHAPITRE VI : RAPIDE REVUE D'AUTRES OCCURENCES MONDIALES

I - AU NIVEAU DE L'AFRIQUE

I.1 - Madagascar

Les concentrations de terres cériques de la région d'Ambatofinandrahana sont remarquables par le fait qu'elles sont cantonnées dans cette région centrale de l'île. Cependant il ne faut pas oublier qu'en parlant de terres rares, on peut étendre le cercle à la région d'Antsirabe (40 km au nord) où on a euxenite, fergusonite, des minéraux à terres yttriques. En effet, nous sommes à proximité des champs pegmatitiques de la région d'Antsirabe qui sont à U, Th, Terres rares, Be et Li. Nous avons donc ainsi un champ minier sur la région centrale de Madagascar ponctué de concentrations en terres rares avec d'une façon globale au sud de la rivière Mania, les terres cériques, et au nord de la Mania, les terres yttriques associées à U, Th.

Par ailleurs, il faut signaler les roches magmatiques anosyennes du sud (granites et charnockites) qui sont à l'origine des placers à monazite de la côte S.E (Besairie, 1973).

A Madagascar, il semble que l'association gabbro-syérite soit un élément en faveur de la présence des terres rares, car outre la région d'Ambatofinandrahana, il y a aussi la bastnaesite alluvionnaire de la côte Est signalée par Lacroix (1922), non loin du massif gabbroïque d'Andriantantely (40 km NNW de Brickaville). Actuellement, on ne connaît pas à Madagascar, d'autres indices de bastnaesite en place que ceux d'Ambatofinandrahana.

I.2 - Burundi

La minéralisation de terres rares se présente dans le secteur de la rivière Karonge au sein d'une structure de dôme et est constituée essentiellement par des filons et filonnets avec comme roches encaissantes des gneïss, et granites quelques fois recoupés par des pegmatites avec un contrôle structural (Wambeke, 1977).

La minéralisation est composée principalement de bastnaesite de monazite verte dont la gangue est quartz, barytine goethite.

On observe une transformation de bastnaesite en monazite, la silicification intense de la gangue et localement de la bastnaesite (Wambeke, 1977).

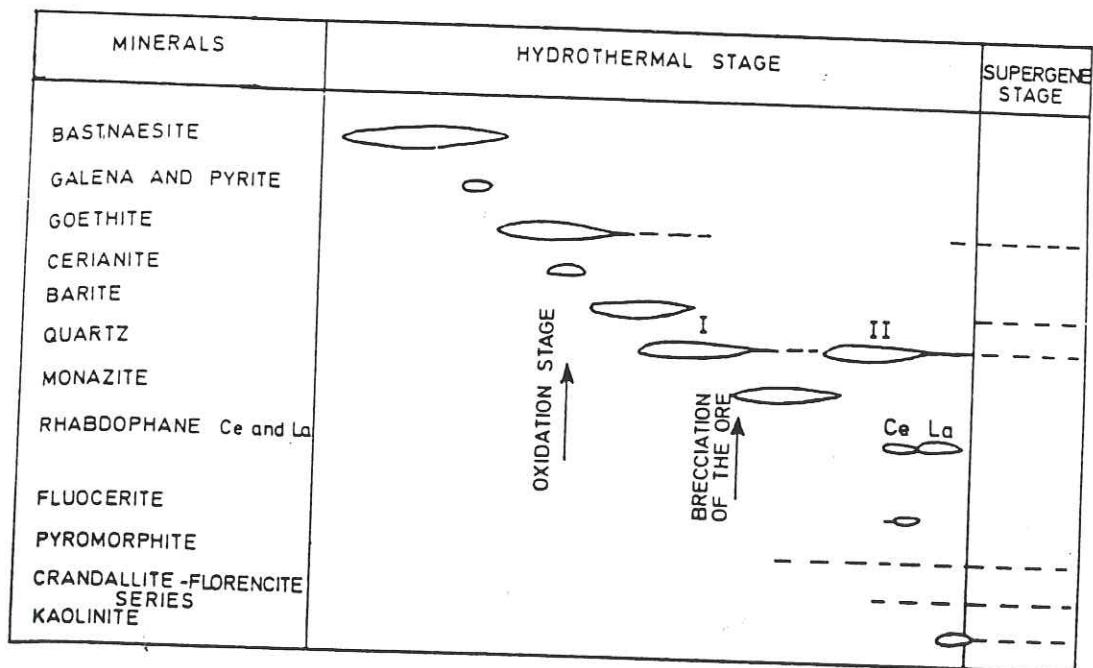
La minéralogie est assez variée : outre les minéraux cités précédemment, il y a : cérianite, rhabdophane à Ce et rhabdophane à La, barytine, fluocérite, et divers sulfures (fig.55) où on voit que le stade hydrothermal commence par la cristalli-

. Distribution in weight of the rare earths (basis Ce = 100)

Minerals	Ce	La	Pr	Nd	Sm	Gd
BASTNAESITE	100	60.4	9.4	32.5	3.1	1.05
GREEN MONAZITE	100	72.	11.6	43.	4.5	1.8
RHABDOPHANE-Ce	100	80.	15.8	61.2	5.9	2.0
RHABDOPHANE-La	100	1350.	289.	1040.	152.	47.
CERIANITE	100	6.4	0.6	2.3	0.07	0.04
BASTNAESITE PARTLY REPLACED BY GOETHITE	100	31.1	5.4	17.2	1.9	1.3

Concentrations en poids des terres rares
de la Karonge-Burundi in Van Wambeke 1977

Tableau 10



Séquence de la minéralisation de Karonge
Burundi . in Van Wambeke 1977

Fig.54

Mineral Assemblage in Rare Earth-Bearing Carbonatites (Hydrothermal Stage)

KAISERSTUHL REP.FED. GERMANY Dolomitic carbonatites	KANGANKUNDE , MALAWI		SOVIET UNION Several deposits	MOUNTAIN PASS, CALIFORNIA USA		KARONGE REP. BURUNDI
	I ankeritic carbonatites	II siliceous Type		I not highly silicified Types	I highly silicified Type	
Dolomite	Ankerite	Carbonate	Dolomite	Dolomite	(Calcite)	
Ankerite (Calcite)	Strontianite (Sahamalite)		Ankerite Calcite (Strontianite) (Burbankite)	Ankerite Calcite (Siderite) (Sahamalite)		
Barite	Barite	Barite	Barite (Celestite)	Barite (Celestite)	Barite	Barite
(Bastnaesite-La)	(Bastnaesite) (Parisite) (Synchisite)	Bastnaesite (Parisite)	Bastnaesite (Parisite) (Synchisite)	Bastnaesite (Parisite)	Bastnaesite	Bastnaesite
(Monazite-La)	Monazite (Florencite)	Monazite (Florencite)	Monazite	(Monazite)	(Monazite)	Monazite (Rhabdophanes)
(Quartz)	(Quartz)	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz
Hematite Goethite	Iron oxides ?	Goethite	Hematite Goethite	Hematite Goethite	Hematite Goethite	Goethite
(Mn-Ba-phlogopite)	(Sulfides)	(Sulfides)	(Phlogopite) (Sulfides)	(Phlogopite) (Sulfides)	(Sulfides)	(Biotite ?) (Sulfides)

Remarks: 1. In brackets: accessory constituents of the deposits. 2. These deposits may contain other accessory minerals, generally in low or very low amounts such as apatite, chlorite, cerianite (Karonge), cerite, fluorite and others.

in Van Wambeke, 1977

Fig.55

sation de bastnaesite pour se terminer par la formation de rhabdophane-La avec par la suite une intense silicification (Wambeke, 1977).

La diminution du rapport Ce/La à Karonge durant la différenciation conduit à la formation de minéraux dans lesquels la prédominance du La par rapport au Ce est typique selon Wambeke (1964) d'un stade hydrothermal de développement de carbonatites. Cela ne se produit pas dans les pegmatites granitiques (Wambeke, 1977).

I.3 - Autres gisements en Afrique

De nombreuses minéralisations sont présentes en Afrique.

Nous avons entre autres le gisement de Bounaga (Mauritanie) où les minéralisations sont localisées dans des syénites massives avec quartz magnétite, microcline et bastnaesite, ou dans des syénites filoniennes avec prédominance de minéraux yttriques (xénotine) (in Fournié, 1968), celui de la Karonge (Burundi) (Thoreau, 1958) ; (Aderca, 1971) ; (Wambeke, 1977), le complexe de Meponda à Nb, Ta, Y, Terres rares (Mozambique) (Lulin, 1984).

En général, les terres rares sont associées à des formations alcalines, à des complexes alcalins et/ou des carbonatites. En effet, les complexes alcalins précambriens vont de la Tanzanie à l'Afrique du Sud constitués principalement de carbonatites et de syénites alcalines (fig. 56), sans oublier les complexes alcalins en liaison avec le rift Est Africain actuel qui sont donc régionalement distribués en relation avec les failles du rift (Mitchell et al, 1981) ; des minéralisations en terres rares sont signalées dans plusieurs carbonatites du Malawi et de Zambie (Mitchell et al, 1981). Nous rappelons que les syénites d'Ambatofinandrahana sont datées à 455 m.a.

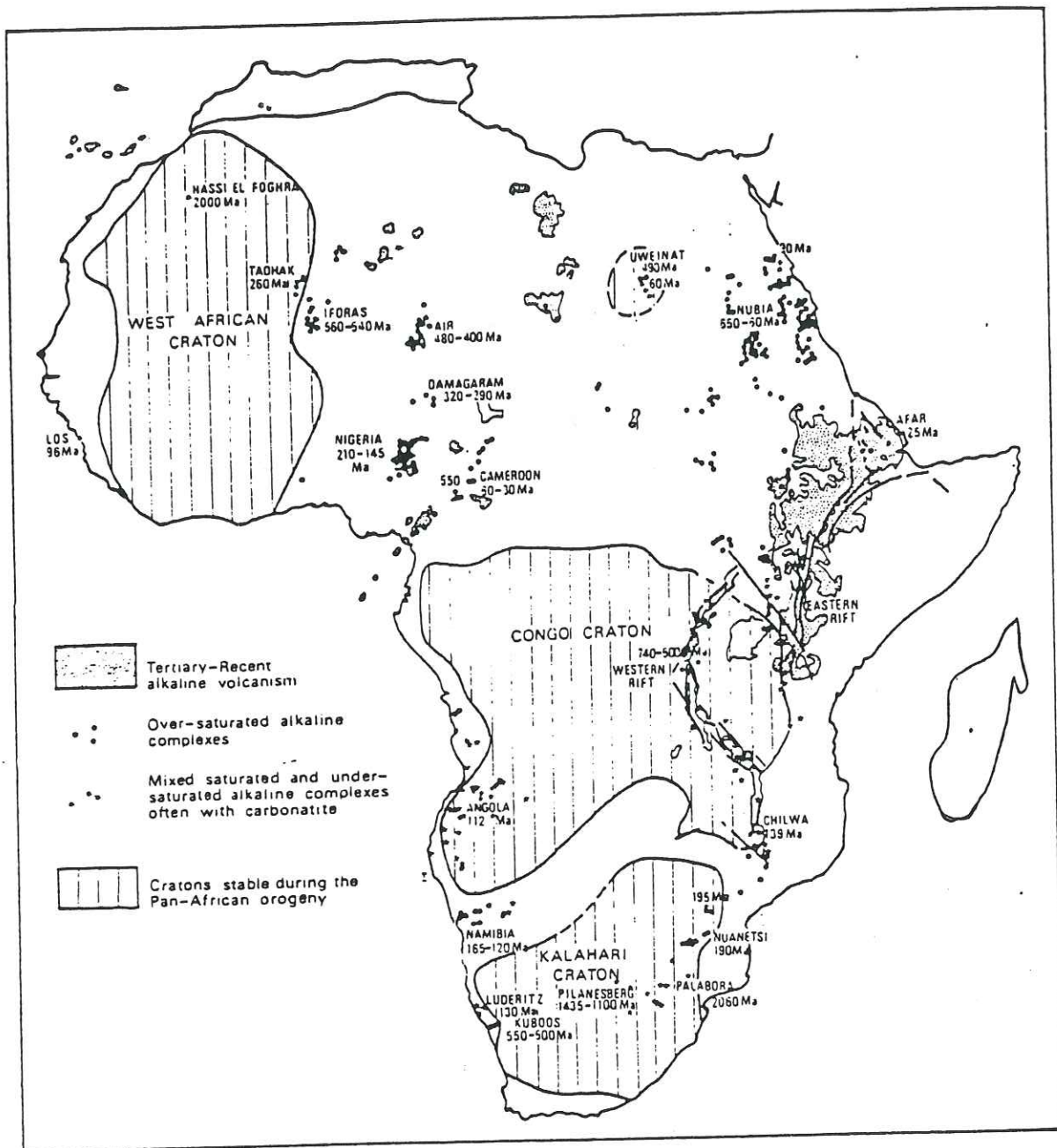
II - AUTRES GISEMENTS MONDIAUX

II.1 - Turquie : le gisement de bastnaesite fluorine, barytine du district de Kizilcaoren, Eskisehir

Géologie :

Le socle consiste en des roches paléozoïques (cf fig. 57) telles que des grauwackes, schistes à glaucophane, grès, phyllites et marbres (Kupfahl, 1954 ; Weingart, 1954).

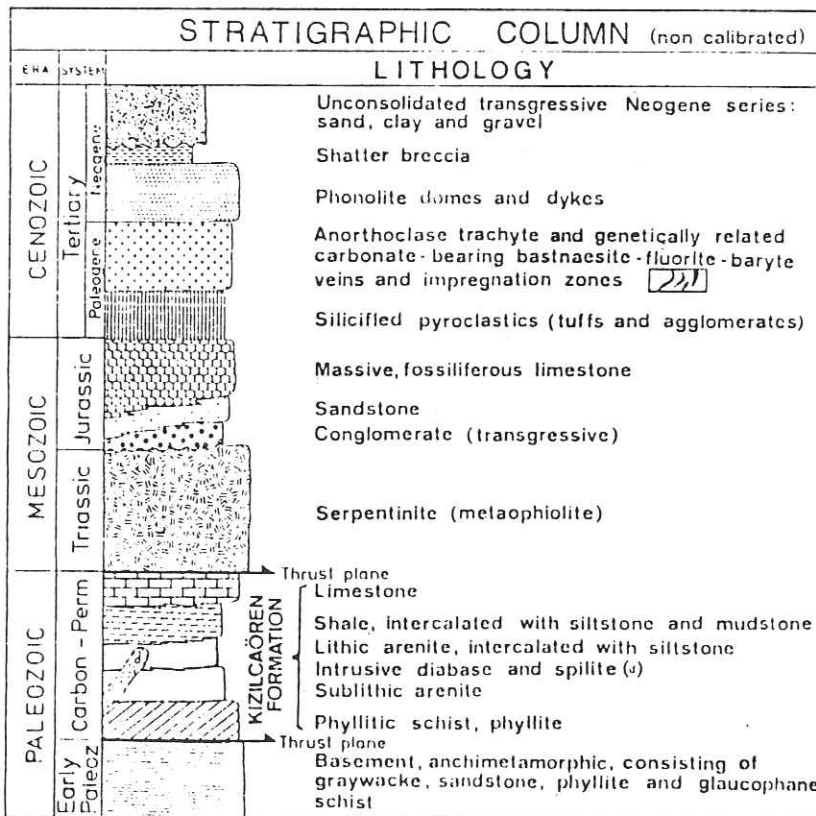
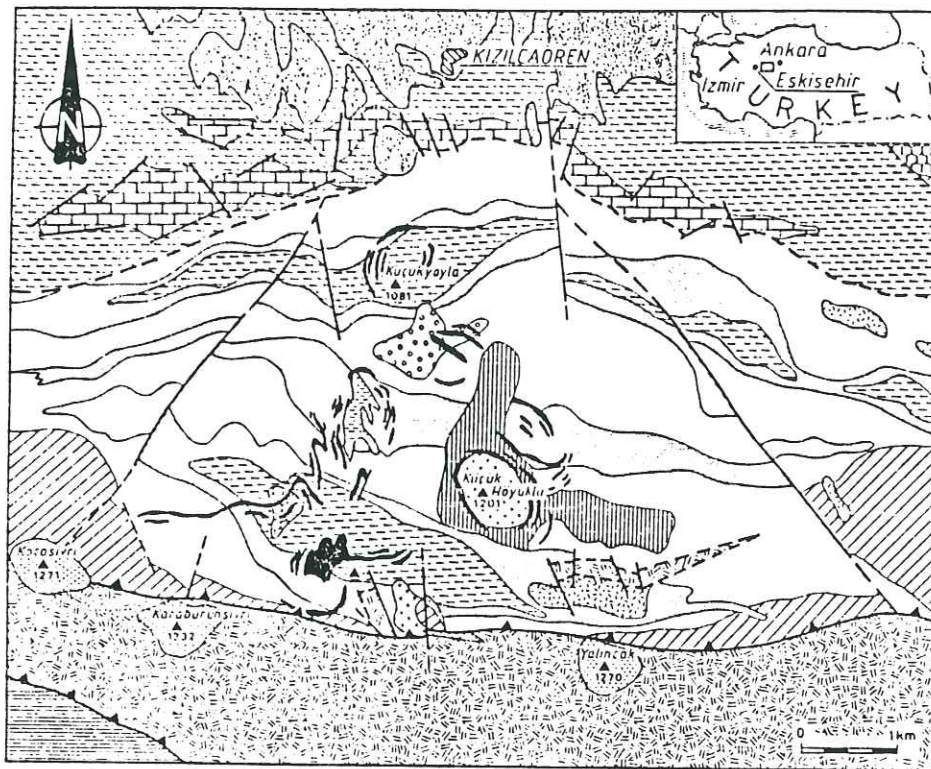
Cet ensemble est recouvert par contact tectonique par les formations de Kizilcaören du Permo-Carbonifère (schistes argileux intercalés avec des grès et arenites) suivis de métaophiolites, de conglomérats et enfin de calcaires transgressifs sur l'ensemble antérieur. Des veines de carbonatites sont liées spatialement et génétiquement aux roches volcaniques trachytiques. Ces carbonatites montrent de la calcite à gros grain avec de petites quantités de diopside, magnétite et apatite.



Distribution of alkaline complexes in Africa.

in Black, 1985

Fig.56



in Moller, 1989

Fig.57

La présence de carbonatite montre (Morteani et Satir, in Moller, 1989) l'importance de l'implication génétique de ces carbonatites comme source du Ba, F, REE de ces gisements.

Minéralisations :

Les minéralisations forment de petites veines et des masses minéralisées allongées le long de zones de plissement, à l'intérieur de zone tectonisée.

Selon Stumpfl et Kirikoglu (1986), il s'agit de minéralisation polyphasée dont la phase à bastnaesite, fluorine et barytine serait la plus tardive.

Les minéraux observés sont : barytine, fluorine, pyrite, psilomélane, braunite, bastnaesite, brockite, fluocérite, monazite et une gangue variant de la calcite au quartz ou à la calcédoine.

Selon Ozkocak (1983), la minéralisation s'est formée avec l'une ou la combinaison des trois facteurs suivants :

- ① Solution hydrothermale générée par les roches granitiques ou syénitiques (non représentées en fig. 57).
- ② Magma carbonatitique
- ③ Processus volcano-sédimentaire

Cependant, devant l'existence d'une autre minéralisation aussi riche à Kocayayala Tepe, qui se situe au sein d'une veine de carbonatite, il apparaît que le facteur carbonatitique soit le bon (Morteani et Satir in Moller, 1989).

II.2 - Nouveau Mexique : bastnaesite de Gallinas Mountains (USA)

Gallinas Mountains est au coeur d'un granite précambrien recouvert de roches sédimentaires permienne dans lesquelles pointent deux laccolites alcalins, trachyte porphyrique et rhyolite leucocrate avec riebeckite, aegyrine, augite, augite titanifère, plagioclase extrêmement sodique. Au sein d'une série faillée NE, la minéralisation fluorine - bastnaesite se trouve le long des fractures (Perhac et Heinrich, 1963). Il y a aussi de la galène, barytine, bornite, chalcoppyrite, pyrite, quartz et quelques minéraux supergènes (chrysocolle, malachite, azurite, cérusite) (Perhac et Heinrich, 1963).

Deux phases de dépôt sont décrites : la première (quartz, barytine, minéraux sulfurés, fluorine, bastnaesite) est séparée de la seconde par une période de fracturation ; la seconde phase correspond à la barytine, fluorine et localement calcite selon les gîtes, suivi de calcédoine bordant les cavités (Perhac et Heinrich, 1963).

La température de formation a été mesurée (inclusions fluides dans un cristal de bastnaesite) et a permis de donner une fourchette de 175°C - 185°C, ce qui a conduit Perhac et Heinrich à classer ces filons comme épithermaux.

CHAPITRE VII : COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS ET SIGNIFICATION PARAGENETIQUE

I - COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS

I.1 - Burundi

La ressemblance de cet indice de Burundi avec ceux de Madagascar est à noter ; en effet, la minéralogie présente de nombreux caractères communs (minéraux de terres rares, barytine, divers sulfures) (cf fig. 58), en plus ici on retrouve encore des minéralisations dans un environnement de structure en dôme d'un socle fracturé, la même silicification intense et non loin des pegmatites.

Quant au rapport La/Nd, au Karonge (Burundi), il est de :

- 1,85 bastnaesite,
- 1,67 monazite verte,
- 1,29 rhabdophane La,

valeurs inférieures à celles de Madagascar, qui en général, dépassent toutes 2,20 (Begabona) pour atteindre quelque fois 5 (Ifasina).

I.2 - Turquie

Comparaison avec les minéralisations de Madagascar :

Caractères identiques	Caractères différents
<p>Minéralogie :</p> <ul style="list-style-type: none">- minéraux de terres rares : bastnaesite et monazite,- minéraux hydrothermaux : barytine, fluorine,- pyrite, calcédoine.	
<p>Minéralisation en filonnets, veines. Anomalies radioactives. Présence de roches alcalines intrusives (granite, syénite).</p>	<p>Pas de roches volcaniques dans la région centrale de Madagascar.</p>
<p>Présence de schistes et de calcaires (marbres). Silicification.</p>	<p>Pas de quartzites en Turquie. Pas de carbonatites (jusqu'à présent) à Madagascar.</p>

I.3 - Nouveau Mexique : Gallinas Mountains

Il y a une grande similitude avec les indices de Madagascar : fluorine, barytine, sulfures de cuivre, calcédoine, quartz, remplissage de fractures ouvertes.

En outre, les roches encaissantes (granite) de Gallinas Mountains sont aussi précambriennes avec d'autres roches intrusives, alcalines, donnant un bombement aux alentours duquel les fluides hydrothermaux auraient percolé par l'intermédiaire de fractures.

Une différence importante est qu'à Gallinas Mountains, il n'y a que de la bastnaesite comme minéral de terres rares.

KANGANKUNDE , MALAWI I : ankeritic carbonatites	MALAWI II : siliceous type	SOVIET UNION Several deposits	MOUNTAIN PASS ,CALIFORNIA U . S . A I : Not highly silicified type		I : high y silicified type	KARONGE BURUNDI	AKBATOPINANDRAHANA MADAGASCAR several deposits silicified	TURQUIE KIZILCAOREN silicified
		Dolomite Ankerite Calcite (Strontianite) (Burbankite)	Dolomite Ankerite Calcite (Siderite) (Sahamalite)	(Calcite)				
		Barite (Celestite)	Barite (Celestite)	Barite	Barite	Barite celestite	carbocernaite	calcite barite
(Bastnaesite)	Bastnaesite	Bastnaesite Parisite) (Synchisite)	Bastnaesite (Parisite)	Bastnaesite (Parisite)	Bastnaesite	Bastnaesite (Parisite) (Chevkinite)		bastnaesite
Monazite (Florencite)	Monazite (Florencite)	Monazite	(Monazite)	(Monazite)	Monazite	Monazite		monazite
(Quartz)	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz		quartz
Iron oxides ?	Goethite	Hematite Goethite	Hematite Goethite	Hematite Goethite	Goethite	Hematite Magnetite		hematite
sulfides	sulfides	(Phlogopite) sulfides	(Phlogopite) (Sulfides)	sulfides	(Biotite) (Sulfides)	Biotite sulfides		sulfides

Mineral assemblage in rare
earth-bearing carbonatites (Hydrothermal stage)

Fig.58

II - SIGNIFICATION PARAGÉNÉTIQUE DE LA BASTNAESITE

Glass et Smalley (1945) ont déjà essayé de définir la signification paragenétique de la bastnaesite et ils ont souligné le fait que la plupart du temps les gîtes étaient liés à des zones de contact métamorphique. Cependant actuellement, il semble bien que les seuls gîtes décrits comme étant des gîtes par contact, sont ceux de Rhyddarhyattan, Norberg (Suède) et celui de Kychtyn, Oural (URSS). Nous pouvons remarquer que le gîte du Burundi est encore classé comme de type magmatique alors qu'aujourd'hui il est considéré comme correspondant à un stade hydrothermal de différenciation carbonatitique (V. Wambeke, 1977).

La bastnaesite de Madagascar se situe plutôt dans un contexte méso-à-épithermal vu les minéraux l'accompagnant et les conditions magmatiques et structurales de l'environnement.

- On remarquera surtout le fait que ces gîtes sont très souvent associés à des roches alcalines, hyper alcalines ou encore carbonatitiques.
- Par ailleurs, on notera aussi que la bastnaesite apparaît toujours accompagnée d'un autre ou d'autres minéraux de terres rares.
- La bastnaesite n'est presque plus considérée comme un minéral de haute température (bastnaesite de Gallinas Mountain à 200°C), (Perhac et Heinrich, 1963). (Elle accompagne le plus souvent des minéraux hydrothermaux).
- Depuis ces dernières années, un certain nombre de gisements de bastnaesite issue d'altération secondaire ont été découverts. L'environnement étant presque toujours à tendance alcaline, il s'agit surtout d'altération de minéraux de terres rares existant (fluocérite, allanite, chevkinite, perrierite) en bastnaesite (Lacroix, 1922), (Vlasov, 1965), (Mitchell, 1966), (Segalstad et al, 1978), (Clark, 1984), (Styles et Young, 1983).

CHAPITRE VIII : CONCLUSION GITOLOGIQUE

Les minéralisations en terres rares de la région d'Ambatofinandrahana sont caractérisées par une multitude d'indices sous forme de filons hydrothermaux post-ordoviciens en place ou érodés (éluvions). Les caractéristiques de ces gisements sont résumées dans le tableau suivant :

RÉCAPITULATIF GITOLOGIQUE

MINERALISATIONS	Il s'agit d'une multitude de petits indices (filonnets et éluvions) pointant dans la partie carbonatée de la série schisto- quartzo-calcaire (dans un rayon de 20 Km autour d'Ambatofinandrahana)	CARACTERE HYDROTHERMAL température de formation $\leq 200^{\circ}\text{C}$
TYPES DE DEPOTS	<ul style="list-style-type: none"> - remplissages de fractures, - venues diffuses dans les cipolins dolomitiques, - filons courts et irréguliers, subverticaux, - en éluvions. 	
FRACTURES	<ul style="list-style-type: none"> - voies de circulations de fluides hydrothermaux, - NS ; NW-SE ; NE-SW 	
PARAGENESE	<ul style="list-style-type: none"> - calcédonite, barytine, fluorine, bastnaesite et/ou monazite, sulfures de Fe, - silicification générale des minéralisations. 	
RADIOACTIVITE	Anomalie radioactive aussi bien des syénites que des minéralisations	
ZONATION GEOGRAPHIQUE	<ul style="list-style-type: none"> - Sud Mania (rivière) -> terres cériques - Nord Mania -> terres yttriques 	
ZONATION STRATIGRAPHIQUE	<ul style="list-style-type: none"> - minéralisations à la verticale de la remontée du socle - minéralisations dans la SQD* (partie carbonatée) - minéralisations dans un environnement alcalin 	
ORIGINE	milieu alcalin (syénites, granites)	
Remarques diverses	<ul style="list-style-type: none"> - Ba > Sr - Th > U - absence de Nb, Ta - on n'a jamais observé de bastnaesite en diffusion dans les cipolins, ni en placers 	

* SQD : série schisto-quartzo-dolomitique.

Ce sont des minéralisations post-ordoviciennes.

Les minéraux de terres rares sont apparemment synchrones.

Leur géochimie isotopique a permis de trouver un rapport initial de $Sr = 0,715$.

La géochimie des terres rares et l'étude des spectres montrent que ces minéraux de terres rares sont de souche identique et appartiennent à une même "lignée" géochimique. Ces minéraux sont contrôlés par un fond géochimique se rapportant à des milieux d'origine alcaline (cf partie 4).

Une rapide comparaison avec les autres gisements malgaches laisse penser que la bastnaesite trouvée en alluvions sur le flanc W du massif gabbroïque d'Andriantantely (N-E de Madagascar) (Lacroix, 1923) est issue des granites alcalins associés aux gabbros ; cette association de roches serait dans ce cas semblable à celles de la région d'Ambatofinandrahana.

Cette bastnaesite est particulière pour son caractère alluvionnaire (peu courant).

En ce qui concerne la chevkinite, celle trouvée en éluvions à l'W de Midongy de l'Ouest (Lacroix, 1922) ressemble beaucoup à celle de Marovoalavo par son caractère éluvionnaire. Par contre, celle d'Itrongay en place dans des pegmatites granitiques présente une teneur légèrement plus importante en $(Ce, La, Di)_2O_3$, 44% contre 38% à Marovoalavo (analyses de Lacroix, 1922).

Pour la monazite, il y a de grandes différences avec les autres monazites malgaches.

D'abord, le mode de gisement diffère ; il est soit en placers (S.E de Madagascar), soit disséminé dans des granites et charnockites anosyéens (Sud : Col du Manongotry) ou dans les pegmatites uranifères ou à béryl (centre de Madagascar : Itasy).

En outre, la paragenèse est différente, celle d'Andoharano étant franchement hydrothermale.

Une autre différence réside dans le fait que la monazite d'Andoharano est nettement postérieure aux autres monazites précédemment citées plus haut.

Il ressort de cette comparaison, qu'à la suite de la mise en place de roches alcalines ordoviciennes chargées en T.R., il y a eu, à Madagascar, la formation par circulation hydrothermale reconcentration de terres rares sous forme de minéraux contemporains (bastnaesite, monazite, chevkinite, etc...) différentes des deux premières générations issues respectivement de charnockites anosyennes et des pegmatites.

PARTIE 4 :
GÉOCHIMIE DES
MINÉRAUX À T.R.

CHAPITRE I : INTRODUCTION

I - BUT

Le but de cette étude est de mieux caractériser les minéraux de terres rares de la région d'Ambatofinandrahana, à savoir, la bastnaésite-Ce, la monazite-Ce, et la chevkinite-Ce. Il s'agit également de préciser les caractéristiques géochimiques de leur milieu.

II - CHOIX ET LIMITES DES MÉTHODES D'ANALYSES

Les méthodes utilisées sont :

- la spectrométrie de masse à étincelles (SME),
- la microsonde électronique,
- la spectrométrie ICP (Inductively Coupled Plasma).

La spectrométrie de masse à étincelles (SME) permet d'analyser simultanément les éléments à partir du lithium jusqu'à l'uranium. Ici, nous aurons des résultats semi-quantitatifs en ppm, rapportés au Ce (le Ce ayant une valeur de 10^6 , valeur prise arbitrairement pour faciliter le comptage). La limite de détection pour tous les éléments analysés sont de l'ordre du ppm. Par cette méthode, on aura une incertitude forte de l'ordre de 20%.

La microsonde électronique présente l'avantage de pouvoir analyser des surfaces ponctuelles et d'étudier les zonations observées en microscopie sur la bastnaésite-Ce (cf partie 3, chapitre I). L'Eu et les terres rares lourdes ne seront pas analysées; par contre, cela sera possible pour les autres terres rares avec des erreurs de 10% pour La, Ce, Nd ; elles seront supérieures à 20% pour Sm et Dy.

L'ICP permet l'analyse simultanée des 10 REE avec un seuil de détection correspondant à trois fois le niveau de la chondrite. A fortes teneurs (cas des LREE), l'erreur est de 5% ; à faibles teneurs (HREE), elle est nettement supérieure (20%). En raison des teneurs observées et des incertitudes différentes des trois méthodes utilisées, nous ne comparerons ni les méthodes, ni les concentrations mais nous étudierons principalement les teneurs relatives entre elles des différentes terres rares analysées.

III - LES MINÉRAUX ÉTUDIÉS

Les minéraux étudiés sont les suivants :

- bastnaesite-Ce d'Ankazohambo,
- bastnaesite-Ce d'Ifasina,
- monazite-Ce d'Andoharano,
- chevkinite-Ce de Marovoalavo.

CHAPITRE II : ANALYSE DE LA BASTNAESITE - CE

I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

- teneur en fluor : cet élément n'a pas été analysé ici. Nous nous référons aux analyses précédentes de Lacroix (1922) qui donnent 7-8% et de Dana (1953) (in Vlasov, 1966) qui donne 6,23%,

- une analyse à la SME montre (cf tableau 11) du Fe, du Sr en faible quantité et des traces de Pb,

- des analyses à la microsonde révèlent de faibles teneurs (cf tableau 12) en Ca ($x = 0,17\%$)*, Y ($x = 0,13\%$), P ($x = 0,64\%$), Si ($x = 0,14\%$). Ces teneurs ne présentent pas de grandes particularités par rapport aux analyses précédentes de ce minéral.

Toutefois, pour le Thorium, la moyenne des mesures est élevée ($x = 1,3\%$) avec parfois des valeurs extrêmes (2,20% et 3,20%) qui la rapprochent de la bastnaesite sibérienne ($\text{ThO}_2 = 2,80\%$) (in Vlasov, 1966).

II - ZONATION DE LA BASTNAESITE

Cette bastnaesite zonée (cf partie 3, chapitre I) présente une zone claire frangeant la limite du cristal et une zone sombre altérée située au coeur.

La microsonde électronique a révélé (tableau 13) que les zones sombres altérées sont plus riches en Ca (0,16%), en P (0,23%), en Si (0,24%), Th (2,30%), que les zones claires (Ca = 0,08%, P = 0%, Si = 0,17%, Th = 0,42%).

Pour plus de clarté, nous discuterons tout de suite des variations du Ce. En effet, au niveau de la bastnaesite n° 141, on observe que la zone claire est légèrement plus riche en Ce (37,42%) que la zone sombre (34,66%).

Pour le thorium, on observe des variations des teneurs inverses de celles du Ce. Ainsi, il semble que l'altération ait permis une substitution du Th aux REE et surtout du Ce. Quand à P et Si selon Vlasov (1966), ils sont souvent observés dans les bastnaesites supergènes.

* moyenne de Ca, Y, P, Si, Th calculées sur dix individus

Analyses relatives des minéraux de terres rares
de la région d'Ambatofinandrahana. (Madagascar) par SME
teneurs en ppm et par rapport a Ce

	Bastnaesite	Chevkinite	Monazite		Bastnaesite	Chevkinite	Monazite
Li	nd	750	5000	Nb	30	75000	50
Be	30	75	50	Mo	2	70	20
B	200	700	310	Sn	1	750	2,5
Na	500	2500	750	Sb	0,1	30	0,5
Mg	320	maj.2%	5000	Cs	0,3	750	15
Al	500	maj.1,5%	2500	Ba	85	450	4000
Si	1080	maj	35000	Hf	10	50	2
P	50	7500	maj	W	5	30	10
S	1180	6000	maj	Pb	2000	5000	
Cl	1330	10000	660	Th	500	7500	7500
K	500	maj.1,5%	2000	U	50	250	7,5
Ca	6500	maj.2%	maj.1%	Sc	5	2500	15
Ti	n.dosable	maj.	n.dosable				
V	50	50000	750				
Cr	60	25000	200				
Mn	1500	maj.2%	7000				
Fe	6800	maj.	11000				
Ni	20	625	20				
Co	3	75	1,5				
Cu	35	50	2				
Zn	30	1000	10				
Ga	75	40	n.d				
As	150	20	25				
Sr	4000	75000	5000				
Rb	0,6	1	1				
Y	5000	7500	2500				
Zr	1	5000	5				

Tableau 11

Bastnaesite d'Ankazohambo 121b

	13	14	15	16	17
DY	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0002
SI	0.0022	0.0018	0.0012	0.0014	0.0007
P	0.0000	0.0000	0.0005	0.0028	0.0000
GD	0.0007	0.0009	0.0021	0.0040	0.0029
ZR	0.0009	0.0011	0.0000	0.0000	0.0017
SM	0.0083	0.0066	0.0064	0.0096	0.0030
CE	0.3726	0.3740	0.3585	0.3706	0.3512
ND	0.0952	0.0938	0.0779	0.0894	0.0737
LA	0.2192	0.2174	0.2389	0.2253	0.2447
CA	0.0012	0.0012	0.0018	0.0017	0.0009
U	0.0035	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000
TH	0.0115	0.0103	0.0087	0.0079	0.0023
Y	0.0051	0.0008	0.0000	0.0047	0.0000
	0.7201	0.7079	0.6960	0.7180	0.7118

Bastnaesite d'Ankazohambo 141c

	22	23	24
DY	0.0000	0.0000	0.0000
SI	0.0023	0.0017	0.0022
P	0.0012	0.0000	0.0024
GD	0.0000	0.0017	0.0000
ZR	0.0008	0.0000	0.0000
SM	0.0015	0.0055	0.0060
CE	0.3466	0.3742	0.3543
ND	0.0981	0.0925	0.0921
LA	0.2057	0.2219	0.2153
CA	0.0014	0.0008	0.0016
U	0.0000	0.0000	0.0000
TH	0.0113	0.0043	0.0206
Y	0.0022	0.0002	0.0000
	0.3823	0.7029	0.7004

Bastnaesite d'Ifasina

	35	36
DY	0.0000	0.0000
SI	0.0015	0.0009
P	0.0000	0.0006
GD	0.0000	0.0000
ZR	0.0025	0.0000
SM	0.0023	0.0000
CE	0.3373	0.3433
ND	0.0528	0.0525
LA	0.3143	0.3099
CA	0.0002	0.0040
U	0.0000	0.0000
TH	0.0000	0.0054
Y	0.0000	0.0005
	0.7193	0.7185

Tableau 12

III - TENEUR EN REE DE LA BASTNAESITE - Ce

Les teneurs observées (tableau 13) sont assez proches de celles d'autres bastnaesites de la littérature (tableau 14) et, de ce fait, peuvent être considérées comme classiques. Toutefois, dans le détail, certains éléments varient relativement entre eux. Ces relations sont intéressantes car elles reflètent certaines conditions physico-chimiques des milieux de leur formation.

IV - DIVERSITÉ GÉOCHIMIQUE DES BASTNAESITES (Ce/La)

IV.1 - Rapport Ce/La (exprimés en oxydes)

En calculant ce rapport (tableau 15), nous voyons que la bastnaesite d'Ifasina se distingue de celle d'Ankazohambo et Marovoalavo par des valeurs de Ce/La moins élevées.

Cela signifie que, dans la bastnaesite d'Ifasina, la teneur en La tend à se rapprocher de celle du Ce. En effet, la bastnaesite d'Ifasina (tableau 15) contient plus de La, moins de Ce et moins de Nd que la bastnaesite d'Ankazohambo et de Marovoalavo (tableau 14).

On peut expliquer cette différence géochimique par une substitution entre La et Ce au détriment de ce dernier, voire même du Nd (bastnaesite d'Ifasina).

Nous remarquons au passage que les bastnaesites d'Ifasina et d'Andakatany, toutes deux à faible rapport Ce/La, sont situées en milieu granitique, alors que les autres sont en milieu syénitique (et à rapport Ce/La élevé).

IV.2 - $\Sigma = \text{La} + \text{Ce} + \text{Nd}$ (exprimés en oxydes)

Le tableau (15) fait ressortir que dans la bastnaesite d'Ifasina, Σ est plus élevé (70%) que dans celle d'Ankazohambo (66% - 68%).

Ceci peut s'expliquer par un fractionnement plus important des lanthanides légers dans les bastnaesites d'Ifasina. Nous verrons plus loin que les teneurs et rapports des lanthanides peuvent fournir des indications d'ordre génétique.

V - SPECTRES NORMALISÉS

Un spectre normalisé à la chondrite C1 a été obtenu à partir des analyses ICP. C'est un spectre (fig. 59) à pente régulière ; on confirme le fractionnement important des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes.

BASTNAESITE d' Ankazohambo. (Région d'Ambatofi
nandrahana, MADAGASCAR

La	165350
Ce	268650
Nd	74900
Sm	9285
Eu	1496
Gd	3256
Dy	626.5
Er	228.1
Yb	96.6
Lu	22.16
Y	1742.5

valeurs en ppm (dosage par émission-plasma
ICP

Tableau 13

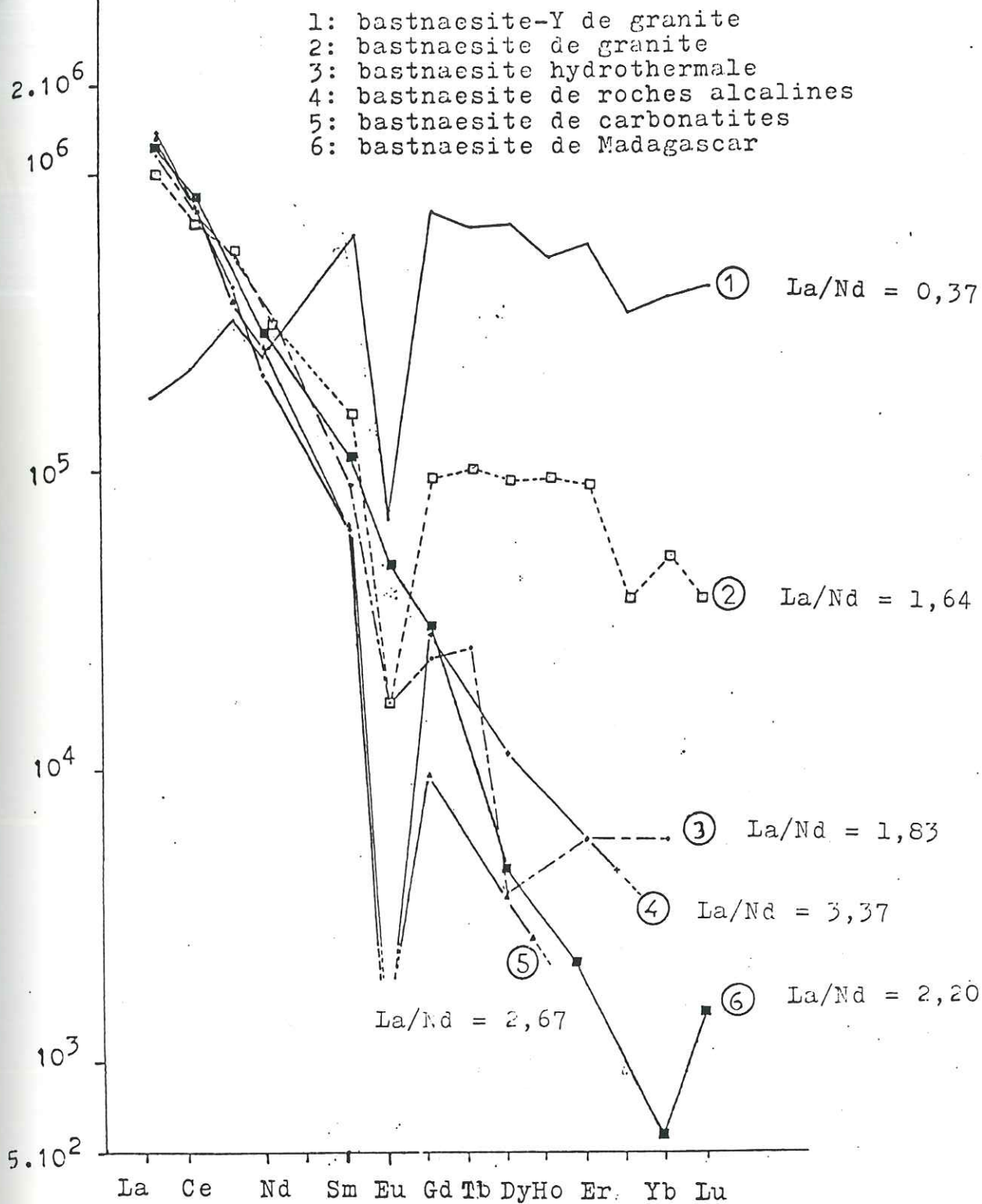
Le tableau donne quelques analyses de bastnaesites - Ce de Madagascar tirées de la littérature.

Auteur	Site	CeO ₂	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Y ₂ O
Lacroix Pisani (1922)	Torendrika	40,50	36,30	-	-	-	-	-
Behier Ruff (1960)	Andakatany	30,55	39,95	-	-	-	-	-
Fournié (1968)	Ifasina - N	59,27	40,55	-	-	-	0,11	0,02
Fournié (1968)	Ankazohambo - N	65,18	34,32	-	-	-	0,18	0,33
BGR (1984)	Ifasina	49,79	34,87	3,9	10,78	0,6	-	0,08
BGR (1984)	Marovoalavo	50,51	29,77	4,6	13,95	1,0	-	0,1

Tableau N° 14 :

		Ce2O3 / La2O3	La2O3 + Ce2O3 + Nd2O3 : Σ
Torendrika (Lacroix, 1922)		1,15	
Andakatany (Behier, 1960)		0,76	
Ifasina (Fournié, 1968)		1,46	
Ifasina (BGR, 1984)		1,42	95,44
Ifasina	pt 35	1,07	70,52
	pt 36	1,10	70,70
Marovoalavo (BGR, 1984)		1,69	94,23
Ankazohambo (Fournié, 1968)		1,89	
Ankazohambo		1,62	97,12
Ankazohambo (ech. 121)	pt 13	1,69	68,70
	pt 14	1,72	68,52
	pt 15	1,50	67,53
	pt 16	1,64	68,58
	pt 17	1,43	66,92
Ankazohambo (ech 141)	pt 22	2,09	65,04
	pt 23	2,39	68,87
	pt 24	2,37	66,54

Tableau N°15 : rapports Ce / La de différentes bastnaesites de la région d'Ambatofinandrahana



Spectres de bastnaesites
 Normalisation C 1

Fig.59

- On remarquera l'absence d'anomalie en Eu.

- La figure 60 nous indique que la bastnaesite d'Ifasina se démarque de la bastnaesite d'Ankazohambo par une pente plus importante (La plus élevé, Nd moins élevé). Il semble que la bastnaesite d'Ifasina soit différente de celle d'Ankazohambo.

Le spectre de la bastnaesite d'Ankazohambo rappelle fortement (mais à une échelle moindre) les spectres des syénites de la région d'Ambatofinandrahana, sans anomalie en Eu (cf partie 2, chapitre géochimie).

- Le spectre de la bastnaesite de Mountain Pass (USA) (fig. 61) présente beaucoup d'affinités avec celui d'Ambatofinandrahana, notamment l'absence d'anomalie en Eu. A partir des données de Fleischer (1978) (valeur moyenne d'une centaine de bastnaesites), nous avons établi les spectres REE de bastnaesites d'environnements différents afin de les comparer entre eux (fig. 59).

Nous voyons d'abord que la bastnaesite-Y est caractérisée par un spectre enrichi en terres rares lourdes. En plus, le niveau des LREE est nettement inférieur à celui des HREE. Cette bastnaesite présente une anomalie négative en Eu bien marquée. La bastnaesite-Ce issue de granites montre un enrichissement en LREE plus important que les HREE, qui ont tendance à se stabiliser à un niveau élevé. Une anomalie négative en Eu est présente. La bastnaesite-Ce d'origine hydrothermale est sensiblement identique à la bastnaesite-Ce de granite. On notera tout de même deux différences :

- un niveau de teneurs en HREE moins élevé,
- une anomalie négative en Eu dont l'amplitude est moins significative.

Nous retiendrons de ce spectre que plus on se déplace vers les milieux alcalins et carbonatitiques (en partant de roches sursaturées), plus l'enrichissement en LREE est fort et s'accompagne d'un appauvrissement en HREE.

En outre, nous remarquons que l'amplitude de l'anomalie négative en Eu tend à diminuer (de la bastnaesite-Y à la bastnaesite hydrothermale ; absence d'anomalie en Eu dans la bastnaesite de Mountain-Pass - USA).

Il faut ajouter aussi que la présence de cette anomalie négative en Eu signifie qu'il y a eu probablement fractionnement de l'Eu dans les plagioclases du granite. Dans l'état actuel des choses, il ne nous est pas possible d'établir un lien génétique direct entre cette anomalie et la cristallisation fractionnée des magmas.

En ce qui concerne la bastnaesite-Ce d'Ankazohambo, celle-ci présente un caractère distinct, outre le fait que c'est à partir des terres moyennes (Sm) et lourdes que l'on observe des différences notables entre les bastnaesites. :

- il n'y a pas d'anomalie significative en Eu.

Pour conclure, on peut dire que la bastnaesite est un minéral qui fractionne de façon différentielle les lanthanides d'un milieu géochimique à l'autre. (LREE/HREE, Eu)

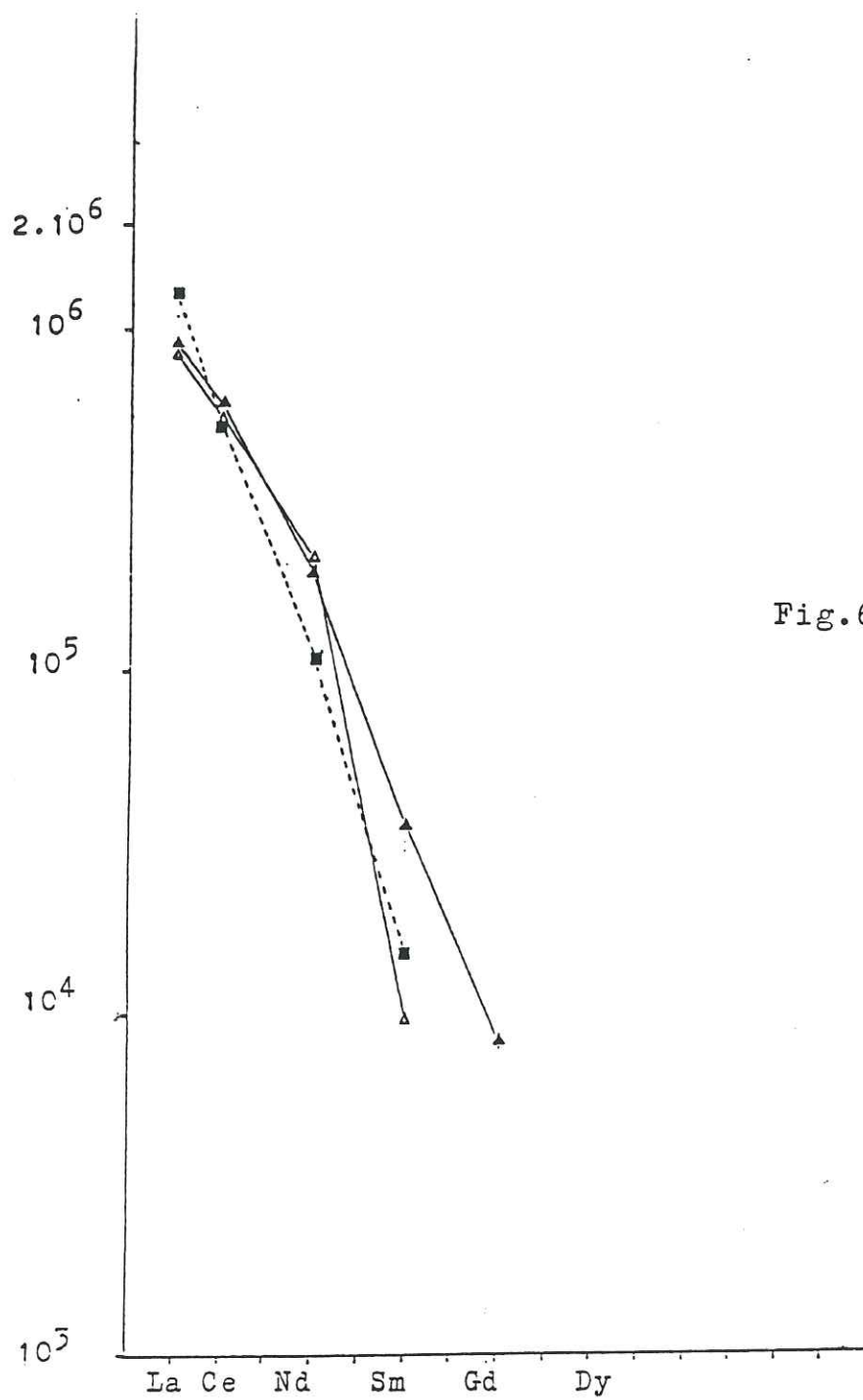


Fig.60

Spectre de bastnaesite de la région
d'Ambatofinandrahana. (M/scar)

- ▲: bastnaesite d'Ankazohambo
- : bastnaesite d'Ifasina

Normalisation : Chondrite C 1

Spectres de bastnaesites
de Madagascar et des USA

■ Bastnaesite d'Ankazohambo (Ambatofinandrahana)
□ Bastnaesite de Mountain Pass
(USA)

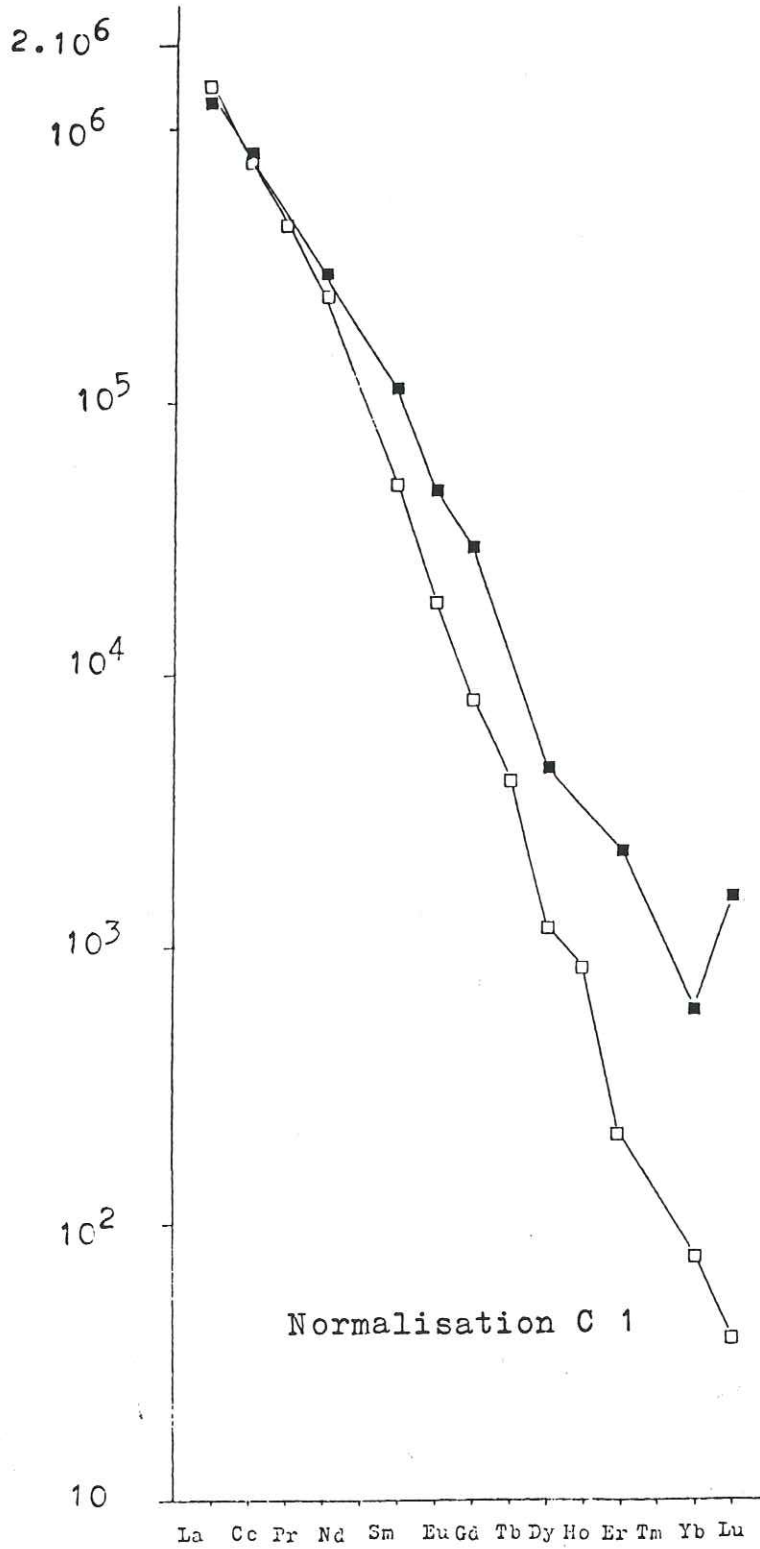


Fig.61

VI - BASTNAESITE : INDICATEURS D'ENVIRONNEMENTS

VI.1 - Rappel des travaux de Fleischer (1978)

Cet auteur montre qu'il existe comme on vient de le voir pour le groupe de la bastnaesite s-str (tableau 16), d'importantes variations géochimiques des terres rares.

Par ailleurs, il montre que le rapport La/Nd est un indicateur fiable de l'environnement de cristallisation de ces carbonates.

VI.2 - Calcul du rapport La/Nd (tableau 17)

Ce rapport va de 2,20 (bastnaesite d'Ankazohambo) à 5,8 (bastnaesite d'Ifasina). Ainsi, par rapport à la classification de Fleischer (1978) (tableau 16), on peut placer la bastnaesite de la région d'Ambatofinandrahana ($x_{La/Nd} = 4,1$) au sein des bastnaesites d'origine alcaline.

VII - CONCLUSION PARTIELLE

Les différentes analyses optiques ou géochimiques ont confirmé que nous sommes en présence d'une bastnaesite zonée appartenant à des milieux d'origine alcaline. Cette zonation est marquée géochimiquement par une substitution Th - REE dans les secteurs altérés du cristal.

La somme La + Ce + Nd, les rapports Ce/La, La/Nd et les spectres normalisés permettent de dire que la bastnaesite d'Ifasina est légèrement différente de celle d'Ankazohambo et de Marovoalavo.

Ainsi, la bastnaesite est un minéral qui fractionne de façon différentielle les lanthanides selon les milieux géochimiques dans lesquels elle se forme.

			La/Nd
Bastnaesite d'Ankazohambo	Ech. 121	pt 13	2,30
		pt 14	2,31
		pt 15	3,06
		pt 16	2,52
		pt 17	3,32
	Ech. 141	pt 22	2,09
		pt 23	2,39
		pt 24	2,37
	ICP		2,20
	Bastnaesite Marovoalavo (BGR, 1984)		
Bastnaesite Ifasina (BGR, 1984)			3,23
Bastnaesite Ifasina	pt 35	5,96	
	pt 36	5,76	

Tableau N°17 : rapports La/Nd des bastnaesites d'Ambatofinandrahana

CHAPITRE III : ANALYSE DE LA MONAZITE- CE

I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS (analyses par microsonde) (tableau 18)

I.1 - Teneurs en P_2O_5

Les valeurs, en moyenne 18%, sont faibles par rapport aux teneurs des analyses compilées par Vlasov (1966) où elles varient de 20% à 30%.

De même, un concentré de monazite d'Andoharano analysé par fluo-X donne 15% de P.

Il semble que la monazite d'Andoharano ait une teneur faible en P_2O_5 par rapport aux monazites "classiques".

I.2 - Teneurs en Th

Avec des valeurs faibles variant de 0,88 à 5,13, la monazite d'Andoharano est en deçà des valeurs généralement observées entre 4 et 16% (Vlasov, 1966).

I.3 - Teneurs en Si

Nous observons des valeurs de Si variant de 0,60% (pt 25 à 27) à 1,33% (pt 31). Ces valeurs sont inverses de celles du phosphore.

Cette caractéristique, Wylie (1948) (in Vlasov, 1966) la considère comme le fruit du remplacement du P par du Si. Cette substitution peut expliquer, en partie, les faibles teneurs en P_2O_5 observées.

Une analyse de la monazite d'Andoharano par SME (tableau 11) montre des éléments traces en Li, Mg, Mn, Fe, Sr et Zn qui sont de même ordre de grandeur que le Th.

La présence de Li, Mn montre que c'est un minéral qui s'est formé en milieu relativement riche en ces éléments (les carbonates et les filons BT°).

La présence de Ba peut être due à des inclusions infra-microscopiques (filon à paragenèse calcédoine, barytine).

Monazite d'Andoharano
Analyse par microsonde

	bordure			centre	
	29	25	26	27	31
BY	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SI	0.0133	0.0050	0.0067	0.0060	0.0123
P	0.1694	0.1918	0.1820	0.1771	0.1654
SB	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ER	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SM	0.0015	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000
CE	0.3293	0.3243	0.3348	0.3343	0.3050
ND	0.0502	0.0656	0.0675	0.0642	0.0486
LA	0.2366	0.2430	0.2354	0.2427	0.2513
CA	0.0029	0.0020	0.0031	0.0023	0.0019
U	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006
TH	0.0513	0.0248	0.0028	0.0164	0.0457
Y	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003
	0.8257	0.8606	0.8023	0.8431	0.8310

Tableau 18

II - TENEURS EN TERRES RARES DE LA MONAZITE

II.1 - Résultats

Nous voyons dans le tableau 18 que les teneurs en Ce sont de l'ordre de 30% et 24% pour le La.

Nous remarquons d'emblée que la teneur en Ce est inférieure aux 35% théoriques annoncés par Vlasov (1966) ; de même pour le La pour lequel Vlasov préconise 34%.

Par sa teneur en Ce (32,16%) et La (27,30%), cette monazite se rapproche d'une monazite du granite de Sibérie (Vlasov, 1966).

II.2 - Zonation géochimique

L'analyse à la microsonde a permis de déceler quelques variations.

D'abord le Ca est moins élevé au centre (pt 27) que sur les bordures ; ensuite le Th varie de 5,13% (pt 28) à 0,08% (pt 26) d'une bordure à l'autre. Il semble que le Th n'ait pas été "piégé" de façon identique et régulière, d'où des conditions physico-chimiques différentes entre les deux bordures.

Les comportements du Ce et Nd sont anticorrélés à celui du Th ; une relation de substitution peut être possible ici pour expliquer cette opposition.

III - SPECTRES NORMALISÉS

Ce spectre* (fig. 62) montre une pente régulière ; le fractionnement relatif des LREE par rapport aux HREE est important. Il n'y a pas d'anomalie en Eu.

On observe une cassure du spectre au niveau des HREE ; ces derniers adoptent un profil moins penté. Ceci est intéressant car on observera qu'on a le même comportement des HREE au sein des autres monazites alcalines et pegmatitiques (granitiques) au sein des autres monazites (de roches alcalines et de pegmatites granitiques).

Comparée à d'autres monazites d'Afrique, celle d'Andoharano (fig. 63) offre la plus forte valeur en La. Elle montre aussi un enrichissement plus important en LREE que celui des monazites du Burundi et du Malawi.

* spectre établi à partir des données ICP (tableau 11)

MONAZITE d' Andoharano (Ambatofinandrahana)
- MADAGASCAR-

La	184750
Ce	246850
Nd	53300
Sm	5045
Eu	712.5
Gd	1669.5
Dy	256.9
Er	136.25
Yb	63.1
Lu	15.38
Y	401.8

valeurs en ppm (dosage par ICP; Nancy)

Tableau 19

Profils de quelques monazites-Ce

- ▼ : monazite-Ce de roches alcalines
- ☆ : monazite-Ce de roches granitiques
- : monazite-Ce de pegmatites granitiques
- : monazite-Ce d'Andoharano (Madagascar)

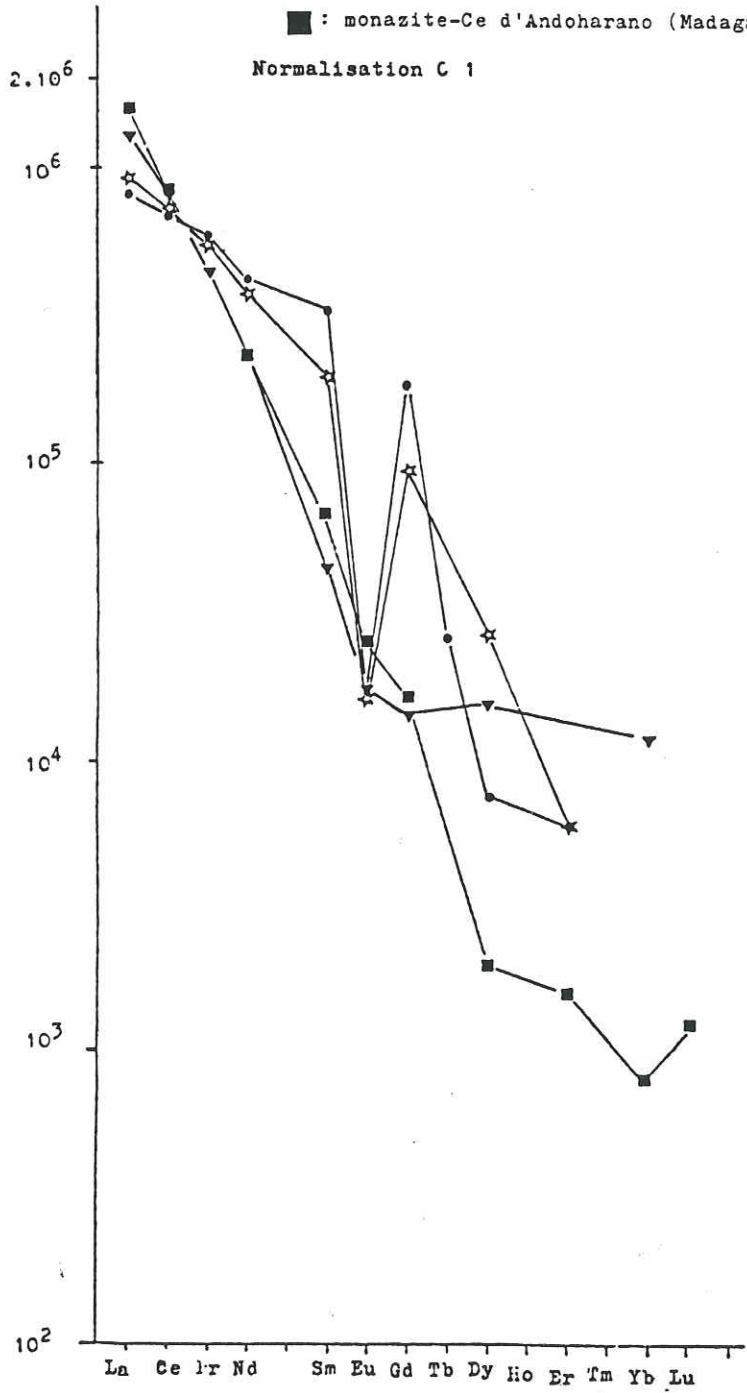


Fig.62

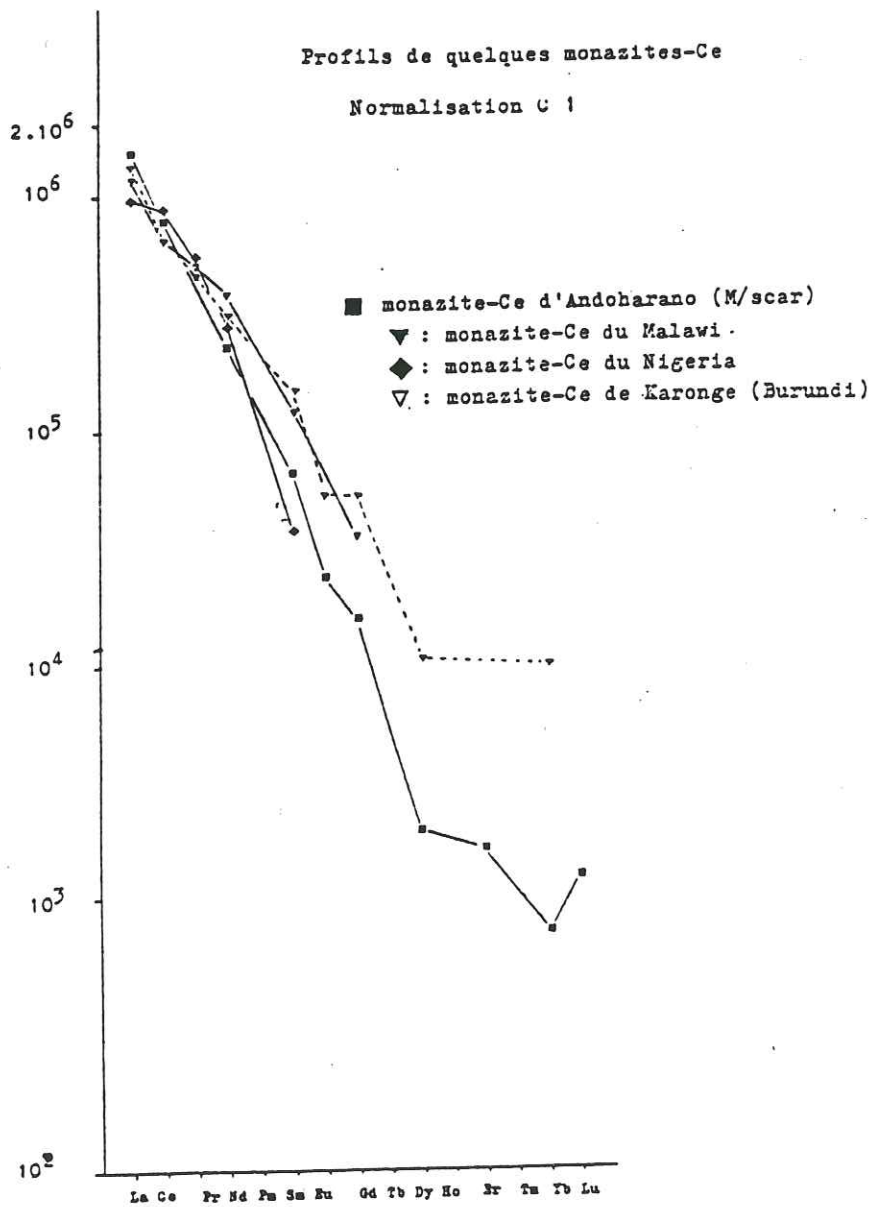


Fig.63

IV - MONAZITES : INDICATEURS D'ENVIRONNEMENTS

IV.1 - Rappel des travaux de Fleischer & Altschuler (1969)

Selon ces auteurs, les roches ignées riches en Si sont favorables à la concentration des HREE et Y, tandis que les roches pauvres en Si mais riches en carbonates et en alcalins sont favorables à la concentration des LREE.

Ces auteurs différencient les monazites de pegmatites granitiques des monazites de granite, de celles des roches alcalines ; ces dernières ayant le rapport La/Nd le plus élevé.

IV.2 - Rapport La/Nd

Le rapport La/Nd est ici de 3,49 ce qui place la monazite d'Andoharano dans les monazites d'origine alcaline.

Ceci s'accorde avec la relation spatiale sur le terrain où les indices de monazite sont à proximité de roches alcalines granitiques ou syénitiques

V - CONCLUSION PARTIELLE

Cette étude géochimique de la monazite a montré une teneur en P inférieure à la normale. La présence de Si indique que ce dernier pourrait s'être substitué au P*. Par ailleurs, la présence de Th en faibles teneurs indique qu'il s'agit de monazite à caractère hydrothermal (Cuney, 1981), ce qui s'accorde avec la paragenèse observée (cf chapitre gîtologie).

L'étude des REE (spectre, rapport La/Nd) montre qu'il s'agit d'une monazite de milieu alcalin.

* RX : en effet, l'étude du diffractogramme de RX montre qu'on aurait une modification du réseau cristallin de la monazite (valeur de "a." nettement inférieure (6,66) à celle de la littérature (6,78)

CHAPITRE IV : ANALYSE DE LA CHEVKINITE-CE

I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Une analyse par SME montre quelques éléments majeurs : Si, Ti, Al, Mg, K, Ca, Mn, Fe (tableau 11).

Pour les autres éléments en traces, des teneurs non négligeables par rapport à ceux de la bastnaesite et de la monazite sont observées en Sr, V, Cr, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, U et Sc.

Des teneurs en Zr, Sr, Nb, de cet ordre (1%) sont normales dans une chevkinite (Lipin, 1989).

Par contre, la présence des autres éléments en traces précités pose problème, surtout en ce qui concerne les V, Cr, et le Sc.

Des analyses plus fiables sont nécessaires avant d'entamer toute comparaison avec d'autres chevkinites mondiales.

II - TENEURS EN REE (TABLEAU 20)

- Les valeurs observées (analyse ICP) ne présentent pas de grande particularité, et sont assez caractéristiques d'une chevkinite.

- Un spectre normalisé (fig. 64) a été établi à partir des résultats ICP. Ce spectre montre une pente régulière des LREE aux HREE ; en outre, il n'y a pas d'anomalie en Eu. Ce type de répartition est proche de celui observé pour la bastnaesite sauf pour les HREE où le spectre rappelle celui de la monazite avec une rupture de pente au niveau du Dy et des teneurs normalisées comparables pour les terres plus lourdes.

- La comparaison du spectre de la chevkinite de Marovoalavo avec d'autres spectres de chevkinites montre (fig. 65) :

- que l'incorporation des REE dans la chevkinite de Marovoalavo paraît régulière. Ce n'est pas le cas pour la chevkinite de Pikes Peak (Californie, USA) dont le spectre est en dents de scie.

Pour cet échantillon, on peut suspecter un problème analytique,

- les chevkinites pourraient se classer comme la bastnaesite en fonction de leur environnement géochimique de cristallisation. Les teneurs en LREE seraient d'autant plus fortes en allant des roches sursaturées en Si aux roches alcalines et carbonatitiques.

CHEVKINITE de Marovoalavo. (Région d'Ambatofinan-
drahana , MADAGASCAR)

La	102480
Ce	176820
Nd	46500
Sm	5049
Eu	706
Gd	1657.2
Dy	361.2
Er	154.62
Yb	101.43
Lu	14.85
Y	793.2

valeurs en ppm (dosage par ICP; Nancy)

Tableau 20

Spectre de la chevkinite de Marovoalavo
(Ambatofinandrahana)
Normalisation : chondrite C I

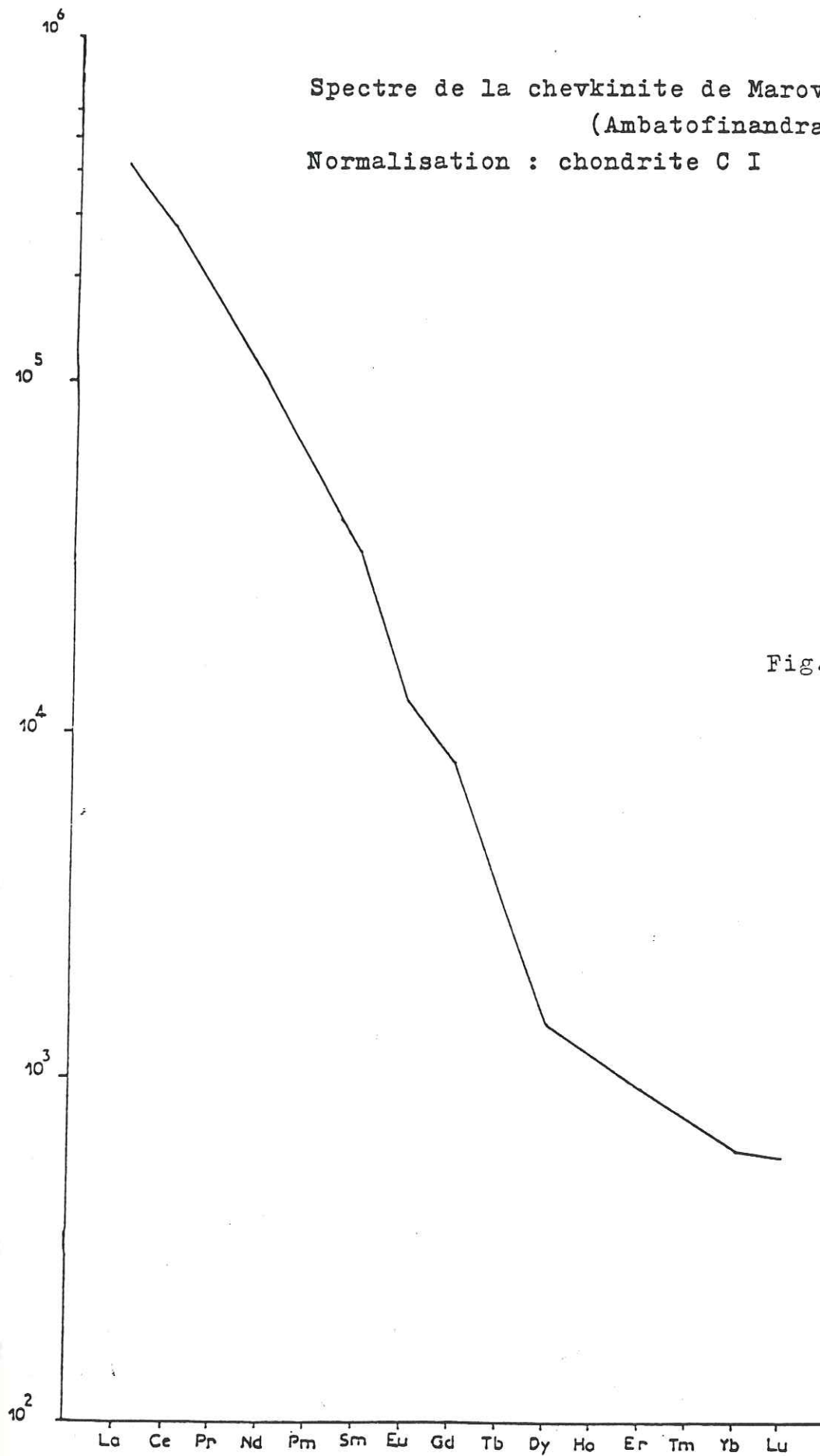


Fig.64

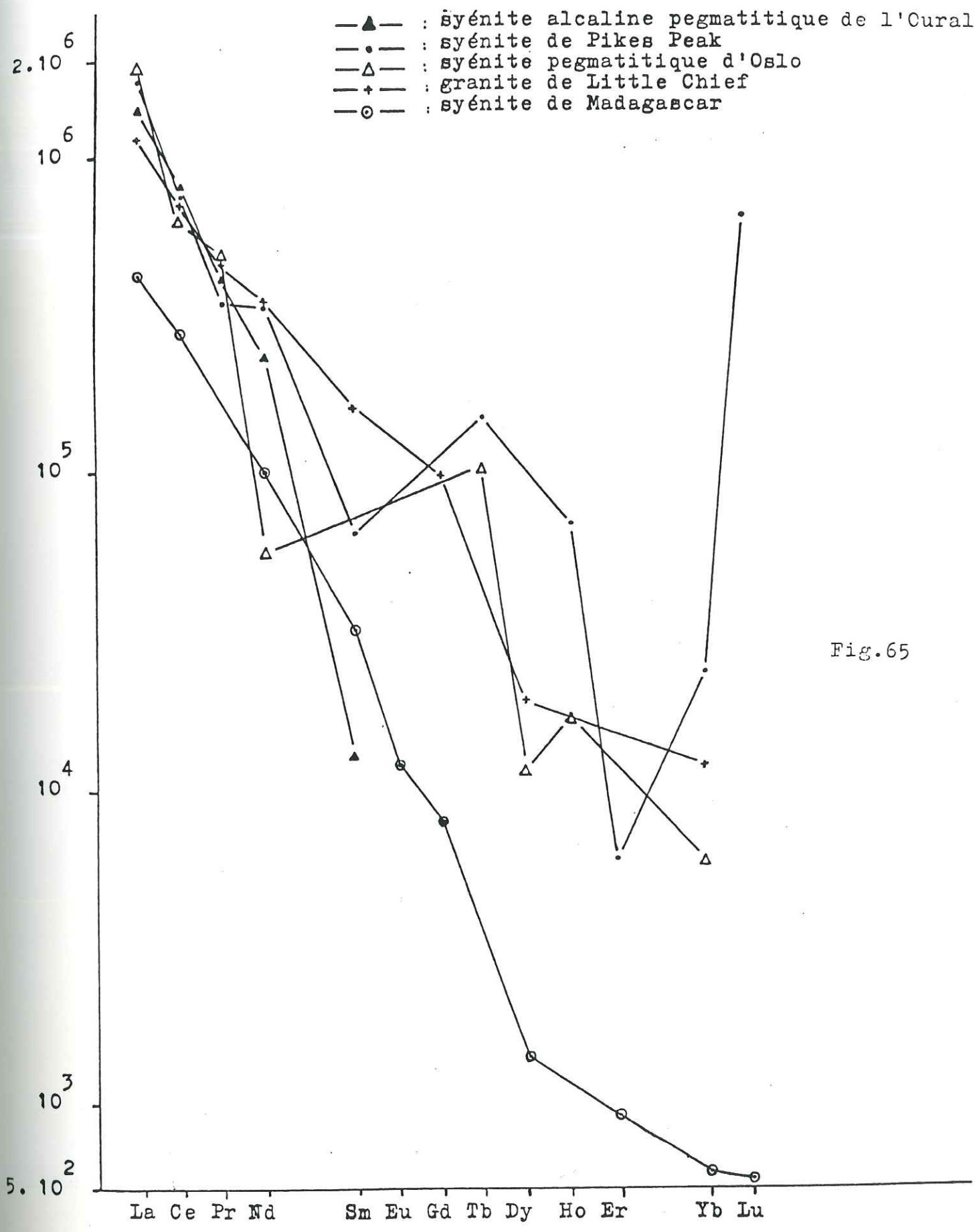


Fig. 65

Spectres de chevkinites
 Normalisation C I

III - CONCLUSION PARTIELLE

L'étude géochimique succincte de la chevkinite de Marovoalavo permet de dire qu'il s'agit d'un minéral assez particulier par ses teneurs en Sc, Cr et V. Des analyses plus précises sont nécessaires pour corroborer les quelques idées que nous avons avancées ici.

Toutefois, on peut suspecter par la nature de ces éléments qu'ils proviennent de fond ultrabasique ou basique. L'existence, à quelques kilomètres du gisement de chevkinite du massif de Ifasina (60 km²) peut expliquer cette anomalie.

Peut-être que les magmas ou les fluides tardi-magmatiques qui percolent le massif syénitique ultérieurement ont subi une légère contamination en ces éléments qui imprime à la chevkinite de Marovoalavo des compositions peu usuelles.

CHAPITRE V : CONCLUSION

L'étude géochimique des trois minéraux de terres rares de la région d'Ambatofinandrahana (bastnaesite-Ce, monazite-Ce, chevkinite-Ce) nous permet de conclure que :

- ces minéraux ont un caractère hydrothermal et se rapportent incontestablement à des milieux de roches alcalines, ceci à partir de leurs caractéristiques chimiques et sur la base d'une comparaison des différents gisements mondiaux connus,
- sur le plan des compositions, ces minéraux ont une souche génétique commune (spectres REE identiques, absence d'anomalie en Eu).

Cependant, la chevkinite présente une géochimie particulière (V, Cr, Sc) qui mérite d'autres analyses futures.

Cette spécificité géochimique tient peut-être à l'existence dans le fond géologique régional d'un ensemble basique ultrabasique qui contribuerait aux anomalies des teneurs de ces trois éléments. Le massif d'Ifasina ou l'équivalent (massif d'Itsindro) pourrait être à l'origine de cette spécificité.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut que suspecter une contemporanéité des deux minéraux (bastnaesite, monazite). La chevkinite pose problème car elle est considérée comme primaire (Mc Dowell, 1979). Une datation par La-Ba (Nakai et al, 1989) de ces trois minéraux pourrait confirmer ou non cette hypothèse.

BILAN ET CONCLUSION GÉNÉRALE

BILAN ET CONCLUSION GENERALE

I - GUIDE DE PROSPECTION

Il a été observé quelques caractères communs au sein de ces minéralisations qui peuvent servir de base pour une ébauche de guide de prospection des terres rares à Madagascar, particulièrement pour sa région centrale.

- magmatisme alcalin :
 - . granite alcalin,
 - . syénites (surtout celles à Sr_i élevé),
 - . association gabbro-syéno-diorite en massif circonscrit.
- présence de barytine, fluorine,
- anomalie en Pb (géochimie alluvionnaire), (Fournié, 1968),
- anomalies radioactives,
- contrôle structural (en général : remplissage de petites fractures N-S, E-W, SE-NW, SW-NE) (Kutina, 1975),
- calcédoine ou quartz enfumé (silicification tardive des différents filons),
- en général :
 - . terres yttriques avec U, Th, au nord de la rivière Mania,
 - . terres cériques au sud de la rivière Mania.

II - CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude du complexe alcalin intrusif d'Ambatofinandrahana montre qu'il est constitué d'un cortège de matériaux basiques à acides à caractère alcalin potassique à sodi-potassique. Les syénites miaskitiques sont à pyroxène et/ou amphibole sodique accompagnés de phases riches en terres rares, Th et Pb (monazite, sphène).

D'après les relations mutuelles entre les différents corps magmatiques et d'après la géochimie, il apparaît que les syénites alcalines sont postérieures aux gabbros dans la région étudiée. En outre, ces syénites ont subi une action hydrothermale à l'origine des différentes phases sulfatées et carbonatées que l'on retrouve en imprégnation locale diffuse dans ces matériaux.

La géochimie des terres rares des syénites offre des spectres identiques, riches en terres cériques et dépourvus d'anomalies en Eu. Le caractère cogénétique des différentes syénites est assuré. Ce n'est pas le cas pour le granite de Vohimavo qui présente une anomalie significative en Eu. Une origine des syénites avec participation crustale peut être envisagée d'après les résultats de la géochimie et le rapport initial de Strontium.

- La syénite de Marovoalavo présente un carbonate de terres rares (synchisite) très particulier et totalement dépourvu de Ce. Un fractionnement différentiel des terres rares est à suspecter.

- La radiométrie isotopique des syénites a montré que celles-ci sont ordoviciennes et non précambriennes comme cela avait été toujours admis auparavant. Avec un âge absolu de 455 m.a (isochrone Rb/Sr), ces syénites sont les dernières manifestations magmatiques de la région centrale de Madagascar (post-panafricaines et postérieures aux pegmatites régionales). Ainsi, leur rattachement aux autres formations précambriennes régionales peut être sérieusement remis en question. Enfin, sur le plan local, ces résultats permettent d'envisager que le granite de Vohimavo est antérieur aux syénites.

- Au sein des roches alcalines, les minéralisations en T.R (bastnaesite, monazite) se présentent soit en filons de roches siliceuses à minéraux de terres rares, soit en éluvions (désagrégation et remaniement des filons précédents). Ces minéralisations sont postérieures aux syénites et se développent aussi préférentiellement dans la partie carbonatée de la SQC.

L'étude géochimique des minéraux à lanthanides permet d'avancer que ces minéralisations sont fortement liées à un contexte général alcalin (les syénites alcalines) associé à un environnement carbonaté (série métamorphique SQC).

En effet, les cipolins et autres roches carbonatées de la SQC d'Ambatofinandrahana pourraient constituer un environnement favorable pour délivrer du CO₂ et faciliter la collecte hydrothermale d'un stock de lanthanides au sein des roches alcalino-potassiques. Tout cela permet la formation de fluocarbonates (bastnaesite, parisite), de phosphates (monazite) et de carbocernaïte.

Ce modèle prendrait en compte un héritage géochimique lié à l'activité ignée syn à tardi-cinématique ordovicienne ; héritage qui par ailleurs a déjà été avancé par Moine (1974) pour expliquer certaines associations lithologiques régionales fortement corrélées à des domaines paléogéographiques antérieurs. Ainsi, l'environnement carbonaté de la SQC, site privilégié du complexe alcalino-potassique d'Ambatofinandrahana (Moine, 1974), pourrait permettre ultérieurement par le biais d'un hydrothermalisme relativement froid la collecte des lanthanides, la formation et le dépôt d'espèces rares que sont la bastnaesite, la chevkinite, la carbocernaïte, etc... Ces minéraux à terres rares montrent une substitution entre Th et REE ou Si. La monazite d'Andoharano montre des valeurs de P basses qui pourraient être dûes à une variation de la maille du cristal.

En ce qui concerne la chevkinite, on ne peut que suspecter son caractère primaire, donc elle est antérieure aux autres phases à T.R. (bastnaesite, monazite) malgré le contexte hydrothermal.

- Afin de conforter les idées avancées précédemment, il serait intéressant de pratiquer des datations sur les gabbros d'Ifasina ainsi que sur les minéraux de terres rares (méthode La-Ba). En outre, une étude thématique généralisée sur les lanthanides au sein des différentes formations régionales pourrait apporter des informations complémentaires sur l'environnement géochimique des minéralisations d'Ambatofinandrahana (problème de la monazite grise alluvionnaire).

BIBLIOGRAPHIE

- ADERCA B.M, VAN TASSEL R. (1971) - Le gisement de terres rares de la Karonge - Acad. Roy. Scien. d'Outre-Mer - Classe Sci. Nat. et Médicale - NS XVIII - 5, pp 4 - 117.
- ANDRITZKY (1984) - Rapport pour la confirmation du projet "Etude sur l'exploitation de la bastnaesite" - BGR-RFA - Rapport inédit.
- BEHIER J. (1960) - Contribution à la minéralogie de Madagascar - Annales géologiques de Madagascar, fasc. XXIX.
- BESAIRIE H. (1964) - Gîtes minéraux de Madagascar - Serv. géol. de Madagascar, n° 167.
- BESAIRIE H. (1965) - Géologie économique de la sous-préfecture d'Ambatofinandrahana - Service géologique de Madagascar n° 170.
- BESAIRIE H. (1966) - Gîtes minéraux de Madagascar - Annales géologiques de Madagascar, fasc. XXIV (t.1 et 2).
- BESAIRIE H. (1970) - Précis de géologie malgache - Edition MAD.
- BESAIRIE H. (1970) - Description du massif ancien de Madagascar - Vol. 4 : la région centrale (SQC) - Documentation du bureau géologique, n° 177 d - Service géologique.
- BLACK R., LAMEYRE J. (1985) - The structural setting of alkaline complexe - Journal of African Earth Sciences, vol. 3, n° 1/2 pp 5-16.
- BLAXLAND A.B, VAN BREEMEN O., EMELEUS C.H, ANDERSON J.G (1978) - Age and origin of the major syénite centers in the Gardar Province of South Greenland : Rb and Sr studies - Geol. Soc. Am., Bull. Vol. 89, pp 231-244.
- BONIN B., BOWDEN P., VIALETTE Y. (1979) - Le comportement des éléments Rb et Sr au cours des phases de minéralisation : l'exemple de Riniwai (Liruei) - Nigéria - C.R.A.S 289 pp 707-710.
- BONIN B. (1982) - Les granites des complexes annulaires - Manuels et méthodes n° 4 - BRGM.
- BOS P. (1968) - Missions skarns Ambatofinandrahana : étude géologique de sept prospects - Rapport BRGM 68 TAN 7.

- BOWEN N.L, TUTTLE O.F. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies - Geol. Soc. Am., Mem. n° 74.
- BUNZLI J.C.G, CHOPPIN G.R (1989) - Lanthanides probes in life chemical and earth sciences - Elsevier - Amsterdam.
- CHANTRAINE J., RADELLI L. (1970) - Tectono-minerogenetic units of the basement of Madagascar - Econ. geol., USA, 65, n° 6 pp 690-699.
- CHAUVEL C. (1982) - Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique - Thèse 3^e cycle Univ. Rennes I.
- CLARK A.M. (1984) - Mineralogy of the rare earth elements - in Henderson "Geochemistry of rare earth elements" - Elsevier, vol. 2 pp 33-61.
- COCHERIE A. (1978) - Geochemie des terres rares dans les granitoïdes - Thèse 3^e cycle Rennes 1978.
- CONDIE K.C. (1978) - Géochimie of proterozoic granitic plutons from New Mexico USA - Chem. Geol. 21 - pp 131 - 149.
- *
- COTTON G., ROUVEYROL P. (1975) - Approvisionnement, métallurgie et commercialisation des éléments d'alliage de l'industrie des aciers spéciaux - Terres rares - Rapport BRGM.
- DASO A. (1986) - Géologie d'une plateforme carbonatée métamorphique : vallée de la Sahatany - Centre de Madagascar - Thèse de l'Université Paul Sabatier - Toulouse.
- DEBON F., LEFORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications - Bull. mineralog. (111) pp 493 - 510.
- DELUBAC G. ET RANTOANINA M. (1963) - Etude géologique et prospection des feuilles Itremo et Ambatofinandrahana - Trav. Bur. Geol., n° 113 - Tananarive.
- DONNAY G. AND J. (1953) - Structure of bastnaesite, parisite, rontgenite, synchisite - Amer. Min., vol. 38 - pp 932 - 963.
- EMBERGER A. (1955) - Les terrains cristallins du pays betsileo et de ses confins occidentaux - Thèse Clermont-Ferrand (1955) - 164 p.
- FITTON J.G., UPTON B.G.J. (1987) - Alkaline igneous rocks - Geological Society special publication, n° 30.

FLEISCHER M., (1965) - Some aspects of the geochemistry of Yttrium and the lanthanides - Geol. Cosmo. Acta 29 pp 755 - 772.

FLEISCHER M. and ALTSCHULER Z.S. (1969) - The relation-ship of the rare-earth composition of minerals to geological environment - Geochimica. Cosmo. Acta., vol. 33 - pp 723 - 732.

FLEISCHER M. (1978) - Relative proportions of the lanthanides in minerals of the bastnaesite group - Canadian mineralogist, vol. 16 - pp 361 - 363.

FOISSY B. (1967) - Mission Molybdène - Rapport inédit - BRGM 67 TAN B/1.

FOURNIE L. (1968) - Les gisements de terres cériques de la région d'Ambatofinandrahana - Possibilités en Europium - Rapport inédit du BRGM 68 TAN 2.

FOURNIE L. (1968) - Note sur un nouvel indice de bastnaesite (Mont Tomy) de la région d'Ambatofinandrahana - Rapport inédit BRGM 68 TAN 33.

FOURNIE L. (1969) - Complément à l'étude de la bastnaesite de Begabona - Rapport BRGM 69 TAN 27.

*
GIRAULT J. (1980) - Caractères optiques des minéraux transparents - Masson (1980).

GLASS J.J., SMALLEY R.G. (1945) - Bastnaesite - Ame. Miner., vol. 30 - pp 601 - 615.

GUIGUES J. (1954) - Etude des gisements de pegmatites de Madagascar - Trav. Bur. Geol. Madagascar, n° 58.

**
HOTTIN G. (1976) - Présentation et essai d'interprétation du précambrien de Madagascar - Bull. BRGM - Section IV - n° 2 pp 117 - 153.

* *
JARKOI A.I., RATSIMBAZAFY et al (1982) - Carte métallogénique - Partie centrale de Madagascar - Service géologique - Madagascar.

*
KUTINA J. (1975) - Tectonic development and metallogeny of Madagascar - Reference to the fracture pattern of the indian ocean - Geol. Soc. of Amer. - Bull., vol. 86 - pp 582 - 592.

KUPFAHL H.G. (1954) - Geological report of the Eskisehir and Sivrihisicir districts - Mineral Res. and Expl. Inst. Turkey Dep. Technol. Rep. 2247 - pp 1-49.

LACROIX A. (1915) - La bastnaesite et la tscheffkinite de Madagascar - Bull. Soc. Franc. Min., vol. 38, pp 106-125.

* cf erratum

- LACROIX A. (1922) - Mineralogie de Madagascar (t.1.2.3) - Editions Challamel.
- LAVAL M., JOHAN V., TOURLIERE B. (1988) - La carbonatite de Mabounié : exemple de formation d'un gîte résiduel à pyrochlore - Chronique de la recherche minière - n° 491 - pp 127 - 133.
- LIMA DE FARIA J. (1962) - Heat Treatment of chevkinite and perrierite - Min. Mag. 33, pp 42 - 47.
- LIPIN B.R. AND Mc KAY G.A (editors) (1989) - Geochemistry and mineralogy of rare-earth elements - Review in mineralogy, vol. 21 - Mineralogical Society of America.
- LULIN J.M (1985) - Un nouveau gîte à Nb, Ta, U, T.R. d'origine magmatique en Afrique orientale : le complexe alcalin tectonisé de Meponda. Précambrien de la province du Niassa - Thèse Univer. d'Orléans.
- LUTH W.C., MARTIN R.F, FEN P.M (1973) - Peralkaline alkali felspar solvi - Pro. NATO advanced Study Institute on feldspars - W.S Mac Kenzie, J. Zussman ed. - pp 1009 - 1015.
- MAC DOWELL S.D (1979) - Chevkinite from the little chief granite porphyry stock - California - Ame. Min. 64 - pp 721 - 727.
- MITCHELL A.H.G, GARSON M.S (1981) - Mineral deposit and global tectonic settings - Academic Press Geologic Series 405 p.
- MOINE B. (1967) - Relations stratigraphiques entre la série schisto-quartzocalcaire et les gneïss environnants (centre ouest de Madagascar) - C.R. Sem. Geol. - Madagascar pp 49 - 53.
- MOINE B. (1974) - Caractère de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar - Ann. ENSG - Mem. n° 31 FRA 293 p.
- MOLLER P., CERNY P. and SAUPE F. (editors) (1989) - Lanthanides, Tantalum and niobium - Proceedings of a workshop in Berlin - Nov. 1986 - Special Publication n° 7 of the society for geology applied to mineral deposits - Springer Verlag.
- MONTEL J.M (1987) - Comportement des terres rares dans les magmas granitiques: modélisation et approche expérimentale du rôle de la monazite - Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine - 117 p.
- MORTEANI G. (1991) - The rare earths : their minerals, production and technical use - Eur. J. Mineral - 1991 - pp 641 - 650.

NAKAI S., MASUDA A., SHIMIZU H., QILU (1989) - La-Ba dating and Nd and Sr isotope studies on the Bayan Obo rare-earth element ore deposits - inner Mongolia, China - Economic Geol. - Vol. 84 - 1989 - pp 2296 - 2299.

*

OBELIANNE J.M. (1950) - Rapport général sur la région d'Ambatofinandrahana - CEA - Division de Madagascar - Tananarive.

OLSEN B.A, Mc SWEEN H.Y (1983) - Petrogneiss of the Concord gabbro-syenite complex, North Carolina - Ame. Miner. Vol. 68 - pp 315 - 333.

OLSON J.C, SHAW D.R, PRAY L.C, SHARP W.N (1954) - Rare earth mineral deposits of the Mountain Pass District San Bernardino Country, California - Geol. Surv. Profess. Paper, vol. 261.

OZKOCAK O; (1983) - Rare earth minerals fluorite, barite, iron and manganese deposit of Kizilcaoren, Eskisehir, Province Turkey - Proc. Symp. New Mineral Raw Materials - pp 94 - 104.

PERHAC R.M, HEINRICH E.W (1964) - Fluorite, bastnaesite deposits of the Gallinas Mountains, New Mexico and bastnaesite paragenesis - Economic geology, vol. 59 - pp 226 - 239.

PLATT R.G., WALL F., WILLIAMS C.T, WOLLEY A.R. (1987) - Zirconolite, chevkinite, and others rare earth minerals from nepheline syenite and peralkaline granite and syenite of the Chilwa alkaline province - Malawi - Mineral Mag. Vol 51 - pp 253 - 263.

RAKOTOMANANA D. (1985) - Rapport technico-économique sur la bastnaesite - Rapport inédit de l'OMNIS - Madagascar.

RANDRIANARIVONY E. (1985) - Analyse par fluorescence-X à l'aide des sources radioactives et des tubes cathodiques. Application à l'analyse des minerais à terres rares de Madagascar - Thèse de 3^e cycle - LPNPA - Univ. de Madagascar.

RANOROSOA N.J (1986) - Etude minéralogique des pegmatites du champ de la Sahatany (Madagascar) - Thèse de Doct. Univ. Paul Sabatier - Toulouse.

SEGALSTAD T.V. and LARSEN A.O. (1978) - Chevkinite and perrierite from the Oslo region, Norway - Ame. Miner. Vol. 63 - pp 499 - 505.

SORENSEN H. (1974) - The alkaline rocks - Ed. J. Wiley and sons - 622p.

STREICKEISEN A.L. (1973) - Plutonic rocks : classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks - Geotimes 18 - pp 26 - 30.

* cf erratum

- STREICHEISEN A.L. (1976) - To each plutonic rock its proper name - Earth Sci. Rev. Vol. 12 - pp 1-33.
- STUMPFL E.F., KIRIKOGLU M.S. (1986) - Fluocerite - Barite - Rare earth deposits at Kizilcaoren Turkey - Mitt österr geol Ges 78 - pp 193-200.
- STYLES M.T., YOUNG B.R. (1983) - Fluocerite and its alteration products from the Afer Hills - Nigeria - Mineral mag. Vol. 47 - pp 41 - 46.
- THOREAU J., ADERCA B.M., VAN WAMBEKEL. (1958) - Le gisement de terres rares de la Karonge - Urundi - Acad. Roy. Sci. Outre-Mer - Classe Sci. Nat. et Médicale - N.S.4 - pp 684 - 715.
- TROTTEREAU G; (1969) - Mission skarns Ambatofinandrahana - Centre de Madagascar - 1968 - Etude géologique et prospection du secteur Mania - Rapport inédit BRGM 69 TAN 2C.
- VACHETTE M., HOTTIN G. (1977, 1979) - Agés au strontium ajusté par isochrone sur roches totales des formations du sud de Madagascar - Bull. Acad. Malg. t.55/1-2.
- VLASOV K.A. (1966) - Geochemistry and mineralogy of rare earth elements and genetic types of their deposits - Israël Progr. for scientific translation - Jerusalem 945 p.
- WAMBEKE (VAN) L; (1977) - The Karonge rare-earth deposits, Republic of Burundi - New mineralogical, geochemical data and origin of the mineralization - Min. Deposita - 12 - pp 373 - 380.
- WEINGART W (1954) - Report about the revision of the geological map of proterozoic granitic plutons from New Mexico - USA - Chem. Geol. 21 - pp 131-149.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) - A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis - Contr. Mineral. Petrol. Vol. 95 - pp 407 - 419.

Erratum

CORYELL, C.D., CHASE, J.W., WINCHESTER, J.W. (1963). A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. *J. geophys. Res.*, 68, 559-566.

FREY, F.A., GREEN, D.H., ROY, S.D., (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of petrology*, 19, 3, 463-513.

HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A., WILDEMAN, T.R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. In "Origin and distribution of the elements". Ahrens, L.R. (ed.), 889-912.

HERRMAN, A.G. (1974). Yttrium and Lanthanides. In "Handbook of geochemistry" Wedepohl, K.H. (ed.), 39, 253-263.

JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F., HAMEURT, J., (1980a). Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish Greenstone Belts. *Journal of petrology*, 21, 201-244.

JAHN, B.M., BERNARD-GRIFFITHS, J., CHARLOT, R., CORNICHE, J., VIDAL, F. (1980b). Nd and Sr isotopic composition and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417 D and 418 A, Legs 51, 52, 53). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 171-184.

KAY, R.W., GAST, P.W. (1973). The Rare Earth content and origin of alkali-rich-basalts. *Journal of Geology*, 81, 653-682.

NAKANURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.

TABLE DES MATIERES

ABSTRACT	3
PARTIE 1 : CADRE DE L'ÉTUDE	4
PREAMBULE.....	5
CHAPITRE I : GEOLOGIE DE MADAGASCAR	7
I - BREF RAPPEL SUR LA GEOLOGIE DE MADAGASCAR	7
I.1 - Précambrien métamorphique	7
I.2 - Formations sédimentaires	9
I.3 - Volcanisme	9
I.4 - Tectonique	10
I.4.1 - Précambrien	10
I.4.2 - Couverture sédimentaire	10
I.4.3 - Tectonique cassante	10
CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'AMBATOFINANDRAHANA	13
I - PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE	13
I.1 - Géographie	13
I.2 - Etudes précédentes	13
I.2.1 - Géologie régionale	13
I.2.2 - Géologie minière	14
I.3 - Grands traits géologiques	15
I.3.1 - Découpages lithologiques	15
I.3.2 - Métamorphisme de la région	17
I.3.3 - Différenciation paléogéographique	18
I.3.4 - Chrono-stratigraphie	18
II - LES ORTHOGNEISS D'IMORONA (SOCLE PROBABLE)	18
II.1 - Orthogneiss à amphibole et orthogneiss à biotite amphibole	19
II.2 - Orthogneiss syénitiques	19
II.3 - Orthogneiss leptynitiques	19
II.4 - Origine des orthogneiss	19
III - SERIE METASEDIMENTAIRE (SQD)	20
III.1 - Les quartzites	20
III.2 - Les micaschistes	20
III.3 - Les gneiss	20
III.4 - Les cipolins	20
III.5 - Les schistes cristallins calco-magnésiens	22

IV - MAGMATISME OROGENIQUE ET POST-OROGENIQUE.....	22
V - MINERALISATIONS	23
CHAPITRE III : METALLOGENIE DE MADAGASCAR.....	26
I - ETUDE DE LA CARTE MÉTALLOGÉNIQUE (JARKOÏ ET AL, 1982) DE LA RÉGION CENTRALE	26
I.1 - Province métallogénique de la couverture sédimentaire.....	26
I.2 - Province métallogénique de la côte orientale	26
I.3 - Province métallogénique du socle cristallin	26
I.3.1 - Aire métallogénique occidentale.....	267
I.3.2 - Aire métallogénique orientale	27
I.3.3 - Aire métallogénique centrale.....	27
II - CYCLES METALLOGENIQUES	30
III - FRACTURES, LINEAMENTS ET METALLOGENIE.....	31
PARTIE 2 : LE COMPLEXE INTRUSIF D'AMBATOFINANDRAHANA	32
CHAPITRE I : PETROGRAPHIE	33
I.1 - Roches syn à tardi-tectoniques	33
I.1.1 - Gabbro-diorite d'Ifasina.....	33
I.1.2 - La syéno-diorite d'Ifasina.....	35
I.2 - Roches post-tectoniques	36
I.2.1 - La syénite de Marovoalavo	36
I.2.2 - La syénite d'Ambatofinandrahana.....	38
I.2.3 - La syénite d'Andoharano	41
I.2.4 - Le granite de Vohimavo	43
I.3 - Conclusion	44
CHAPITRE II : GEOCHIMIE.....	45
I - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS	45
I.1 - Typologie normative	45
I.2 - Variation des teneurs	47
I.2.1 - Roches à tardi-tectoniques	47
I.2.2 - Roches post-tectoniques	53
I.2.3 - Paramètres chimiques	54
I.3 - Natures et tendances géochimiques	57
I.3.1 - Diagramme QP	57
I.3.2 - Essai de détermination du type d'association.....	59
I.4 - Conclusion à l'étude des éléments majeurs	59
II - ELÉMENTS TRACES	62
II.1 - Distribution des éléments traces	62
II.2 - Diagrammes traces-traces	63

II.2.1 - Diagramme Rb-Sr.....	63
II.2.2 - Diagramme Y-Zr	63
II.2.3 - Diagramme Nb-Zr	63
II.2.4 - Diagramme Pb-Th	64
II.3 - Terres rares	66
II.3.1 - Généralités sur les terres rares	66
II.3.2 - Teneurs et spectres	68
II.3.3 - Discussion et commentaires	70
II.4 - Conclusion à l'étude des éléments traces	77
III - CONCLUSION SUR LA GÉOCHIMIE GÉNÉRALE	79

CHAPITRE III : RADIOMÉTRIE ISOTOPIQUE DES SYÉNITES DE LA RÉGION D'AMBATOFINANDRAHANA	80
I - INTRODUCTION	80
II - DATATION RB-SR	80
III - LES MINÉRAUX DE TERRES RARES	84
III.1 - Conséquences pour les minéraux	84
III.2 - Comparaisons	84
IV - IMPLICATIONS GÉOLOGIQUES	85
IV.1 - Age du magmatisme alcalin régional	85
IV.2 - Age relatif des minéralisations	85
IV.3 - Relation avec l'Afrique	85
V - CONCLUSION	86

PARTIE 3 : LES MINÉRAUX A LANTHANIDES ET LEURS GISEMENTS87

CHAPITRE I : LA BASTNAESITE DE MADAGASCAR	88
I.1 - Introduction, historique, et indices connus	88
I.1.1 - Région centrale de Madagascar	88
I.1.2 - Autres régions	91
I.2 - Bastnaesite d'Ankazohambo (ou de Begabona)	91
I.2.1 - Situation géologique	91
I.2.2 - Les cipolins dolomitiques	91
I.2.3 - Indices de bastnaesite	93
I.3 - Bastnaesite d'Ifasina	97
I.3.1 - Indice d'Itorendrika	97
I.3.2 - Lesada	97
I.3.3 - Indices de Vohiniriana	97
I.4 - Indice de Marovoalavo	98
I.5 - Indice d'Andakatany	98
I.6 - Indices du Mont Tomy (Fournié, Trottereau, 1969)	98

I.7 - Conclusion	100
CHAPITRE II : LA PARISITE D'ITORENDRIKA	101
CHAPITRE III : LA MONAZITE D'ANDOHARANO	102
I - LA MONAZITE À MADAGASCAR	102
I.1 - Les pegmatites granitiques	102
I.2 - Les pegmatites syénitiques	103
I.3 - Monazite des chaînes anosyennes	103
I.4 - Monazite alluvionnaire	103
I.5 - Monazite d'Ambatolahifotsy	103
I.6 - Monazite du Mont Tomy	103
II - LE FILON À MONAZITE D'ANDOHARANO	104
II.1 - Situation géologique	104
II.2 - Description du filon	104
II.3 - Radioactivité	104
II.4 - Minéralogie	104
II.5 - Description microscopique	108
III - CONCLUSION	108
CHAPITRE IV : LA CHEVKINITE DE MAROVOALAVO	110
I - INTRODUCTION	110
I.1 - La chevkinite à Madagascar	110
I.2 - Quelques gisements de chevkinites	110
II - PRÉSENTATION DE LA CHEVKINITE	111
II.1 - Macroscopie	111
II.2 - Diffractionométrie des rayons X	111
II.3 - Microscopie	111
II.4 - Conclusion	114
CHAPITRE V : L'AMBATOARINITE OU CARBOCERNAITE D'AMBATOARINA	115
CHAPITRE VI : RAPIDE REVUE D'AUTRES OCCURENCES MONDIALES	116
I - AU NIVEAU DE L'AFRIQUE	116
I.1 - Madagascar	116
I.2 - Burundi	116
I.3 - Autres gisements en Afrique	119
II - AUTRES GISEMENTS MONDIAUX	119
II.1 - Turquie : le gisement de bastnaesite fluorine, barytine du district de Kizilcaoren, Eskisehir	119
II.2 - Nouveau Mexique : bastnaesite de Gallinas Mountains (USA)	122

CHAPITRE VII : COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS ET SIGNIFICATION PARAGENETIQUE	123
I - COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS	123
I.1 - Burundi	123
I.2 - Turquie	124
I.3 - Nouveau Mexique : Gallinas Mountains	124
II - SIGNIFICATION PARAGÉNÉTIQUE DE LA BASTNAESITE	126
CHAPITRE VIII : CONCLUSION GITOLOGIQUE	127

PARTIE 4 : GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX À T.R129

CHAPITRE I : INTRODUCTION	130
I - BUT	130
II - CHOIX ET LIMITES DES MÉTHODES D'ANALYSES	130
III - LES MINÉRAUX ÉTUDIÉS	131
CHAPITRE II : ANALYSE DE LA BASTNAESITE - CE.....	132
I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS	132
II - ZONATION DE LA BASTNAESITE.....	132
III - TENEUR EN REE DE LA BASTNAESITE - CE.....	135
IV - DIVERSITÉ GÉOCHIMIQUE DES BASTNAESITES (CE/LA)	135
IV.1 - Rapport Ce/La (exprimés en oxydes).....	135
IV.2 - $S = La + Ce + Nd$ (exprimés en oxydes)	135
V - SPECTRES NORMALISÉS	135
VI - BASTNAESITE : INDICATEURS D'ENVIRONNEMENTS	143
VI.1 - Rappel des travaux de Fleischer (1978)	143
VI.2 - Calcul du rapport La/Nd (tableau 18)	143
VII - CONCLUSION PARTIELLE.....	143
CHAPITRE III : ANALYSE DE LA MONAZITE-CE	146
I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS (ANALYSES PAR MICROSONDE) (TABLEAU 19)	146
I.1 - Teneurs en P ₂ O ₅	146
I.2 - Teneurs en Th.....	146
I.3 - Teneurs en Si.....	146
II - TENEURS EN TERRES RARES DE LA MONAZITE	148
II.1 - Résultats	148
II.2 - Zonation géochimique	148

III - SPECTRES NORMALISÉS	148
IV - MONAZITES : INDICATEURS D'ENVIRONNEMENTS	152
IV.1 - Rappel des travaux de Fleischer & Altschuler (1969)	152
IV.2 - Rapport La/Nd	152
V - CONCLUSION PARTIELLE	152
 CHAPITRE IV : ANALYSE DE LA CHEVKINITE-CE	 153
I - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS	153
II - TENEURS EN REE (TABLEAU 20)	153
III - CONCLUSION PARTIELLE	157
 CHAPITRE V : CONCLUSION	 158
 BILAN ET CONCLUSION GENERALE	 159
I - GUIDE DE PROSPECTION	159
II - CONCLUSION GÉNÉRALE	159
 BIBLIOGRAPHIE.....	 162
 TABLE DES MATIERES.....	 168
 ANNEXES	 174

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
 RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.43

ANNEXES

NOM DU FICHIER : IFAS

N.ORDRE	GABBROS D'IFASINA						SYENO-DIORITES					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
REF	A 31	239 J	440	838	826	814	803	805	816	821	233 J	248 J
SIG2	51.26	47.30	57.13	45.17	49.38	53.22	63.12	54.31	60.54	60.52	54.40	59.00
AL2O3	15.61	16.85	16.99	10.38	16.33	16.90	15.95	16.92	17.06	17.21	17.80	17.35
FE2O3	9.83	7.86	6.27	12.70	9.92	8.47	5.02	7.20	5.65	5.32	7.28	6.40
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
MgO	6.38	7.39	5.10	18.28	7.32	5.54	2.28	4.66	2.46	2.63	4.20	2.87
CaO	7.77	9.86	6.31	10.17	9.36	8.31	3.45	5.74	4.27	4.35	5.44	4.81
Na2O	3.36	3.00	2.87	0.38	1.51	3.12	4.36	3.84	4.34	3.68	4.50	5.36
K2O	2.17	1.82	2.95	0.33	2.30	1.43	3.74	2.68	3.17	3.01	2.77	3.22
TiO2	1.22	1.57	0.82	0.51	1.34	0.79	0.49	1.10	0.79	0.76	1.08	0.64
MnO	0.16	0.14	0.10	0.18	0.14	0.14	0.08	0.11	0.09	0.08	0.12	0.14
P2O5	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O+	0.82	1.41	1.38	1.53	1.02	1.15	0.71	1.48	0.73	1.59	1.02	0.83
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.06	99.20	99.02	99.63	98.82	99.07	99.20	98.54	99.10	99.15	98.19	100.25
REF	A 81		A 40	838	826	814	803	805	816	821		
Y	19.61		20.00	12.00	19.00	20.00	18.00	22.00	19.00	20.00		
SR	1424.00		1058.00	404.00	1355.00	1516.00	1549.00	1255.00	1058.00	1026.00		
RB	63.00		69.00	12.00	82.00	32.00	80.00	96.00	99.00	106.00		
ZR	44.00		160.00	39.00	50.00	57.00	159.00	379.00	173.00	184.00		
NB	5.10		8.00	3.00	5.00	4.00	6.00	13.00	7.00	8.00		
TH	10.00		9.90	9.90	9.90	9.90	10.00	15.00	16.00	9.90		

NOM DU FICHIER : IF46

N.ORDRE	SYENITES D'AMBATOFINANDRAHANA						SYENITES DE MAROVOALAVO				SYENITES D'ANDOHARANC	
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
REF	365	372	325	913E	914E	177 J	931	934	937	247 J	990	920
S102	63.81	65.38	64.81	62.51	63.77	57.00	64.44	64.57	63.77	63.80	62.34	62.51
AL203	15.66	17.09	16.57	15.56	15.66	17.50	17.38	17.11	17.12	14.60	15.72	15.45
FE203	3.29	2.61	2.51	3.11	3.18	5.17	2.75	2.91	2.45	5.69	3.35	4.16
FED	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	1.61	0.54	1.01	1.56	0.84	1.01	0.91	0.93	0.49	1.75	1.61	1.45
CaO	2.11	0.51	0.71	1.73	2.28	3.00	1.06	1.07	0.74	0.64	2.56	2.26
Na2O	4.12	4.23	4.91	6.57	4.80	3.28	5.85	5.31	5.63	6.23	4.26	4.84
K2O	7.06	7.59	7.62	6.42	6.37	9.03	6.92	7.07	6.73	5.69	6.33	6.99
TiO2	0.42	0.44	0.33	0.47	0.43	0.33	0.22	0.22	0.29	0.31	0.45	0.44
MNO	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.09	0.03	0.07	0.05	0.09	0.08	0.14
P2O5	0.43	0.18	0.29	0.41	0.49	0.00	0.07	0.04	0.13	0.00	0.38	0.00
H2O+	0.43	0.59	0.73	1.01	1.51	3.36	0.64	0.63	1.57	1.11	1.17	0.63
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.01	99.21	99.54	99.42	99.40	99.32	100.32	99.90	99.17	100.11	99.30	98.97
REF	365	372	925	913 E	914 E		931	934	937		920	990
Y	14.96	25.21	19.40	25.88	24.19		17.15	15.73	49.73		38.00	27.49
SR	548.00	167.00	166.00	444.00	448.00		180.00	202.00	664.00		968.00	963.00
RB	159.00	160.00	152.00	134.00	128.00		204.00	213.00	188.00		146.00	151.00
ZR	127.00	209.00	118.00	200.00	133.00		828.00	695.00	445.00		477.00	538.00
ND	19.52	24.00	14.50	26.48	23.95		33.05	30.18	27.27		36.00	35.21
TH	30.00	28.00	20.00	33.00	27.00		55.00	49.00	38.00		99.00	103.00

NOM DU FICHER : IFAS
 GRANITE DE VOHIMAVO

	25	27	26	28
REF	382	A 971	255 J	366
SI02	73.19	69.33	64.90	71.69
AL203	12.73	14.70	14.40	15.08
FE203	3.31	2.60	5.75	0.93
FEO	0.00	0.00		1.17
MGO	0.37	0.86	2.33	0.46
CAO	0.76	1.23	2.48	0.12
NA2O	2.79	3.61	3.61	4.56
K2O	5.63	5.99	4.70	5.12
TIO2	0.39	0.51	1.09	0.26
MNO	0.04	0.04	0.11	0.02
P2O5	0.05	0.09	0.00	0.04
H2O+	0.28	0.55	0.92	0.42
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.54	99.51	99.96	99.87

N. ORDRE

REF	382	971	366
Y	462.53	279.00	12.36
SR	179.00	366.00	76.00
RB	194.00	182.00	120.00
ZR	369.00	489.00	245.00
NB	49.86	49.00	16.50
TH	25.00		77.00

FICHER : IFAS

NORMES CIPW

N. ORDRE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
REF	A 51	239 J	A40	838	826	814	803	805	816	821	233 J	248 J
QI	0.00	0.00	8.75	0.00	2.48	4.52	12.46	3.31	10.04	13.38	0.00	1.67
QR	12.82	10.76	17.43	1.95	13.59	8.45	22.10	15.64	18.73	17.79	16.37	19.03
QR	23.43	20.49	24.29	3.22	12.78	26.40	36.89	32.49	36.72	31.14	36.88	45.36
AN	21.10	27.14	22.31	25.64	30.99	27.88	12.90	21.02	17.71	21.55	20.19	13.77
NE	0.00	2.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HT	5.97	5.99	3.81	7.72	6.03	5.15	3.05	4.38	3.43	3.23	4.42	3.89
ILM	2.32	2.98	1.56	0.97	2.54	1.50	0.93	2.09	1.50	1.44	2.05	1.22
AP	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
REG	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NAESIOZ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DI(WO)	6.11	9.09	3.76	10.36	6.45	5.57	1.76	3.11	1.45	0.01	2.84	4.21
DI(EN)	4.37	6.81	2.60	7.98	4.75	3.92	1.15	2.27	0.97	0.01	2.05	2.73
DI(FS)	1.19	1.38	0.59	1.28	1.08	1.18	0.49	0.55	0.37	0.00	0.56	1.20
EN	10.59	0.00	9.91	21.75	13.48	9.88	4.53	9.33	5.15	6.54	8.03	4.42
FS	2.87	0.00	2.09	3.48	3.06	2.97	1.93	2.26	1.96	2.16	2.23	1.93
FD	0.65	8.12	0.00	11.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00
FA	0.20	1.81	0.00	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
TOTAL	97.76	97.22	97.28	97.37	97.23	97.43	98.20	96.65	98.04	97.25	97.17	99.42
BI	41.26	33.89	59.46	5.17	28.85	39.30	71.46	51.64	65.49	62.30	54.45	66.05
ALC	5.53	4.82	5.82	0.71	3.81	4.55	8.10	6.52	7.51	6.69	7.27	8.58

FICHER : IFAS

N. ORDRE REF	13 385	14 372	15 325	16 913E	17 914E	N. ORDRE REF	18 177 J
QZ	7.32	9.85	4.55	0.00	7.26	QZ	0.00
GR	41.72	44.05	45.03	37.94	37.64	GR	53.66
AB	34.36	35.79	41.55	44.29	40.62	AB	19.66
AN	3.39	1.47	0.67	0.00	2.37	AN	6.21
CO	0.00	1.38	0.00	0.00	0.00	CO	0.00
HT	2.00	1.59	1.53	0.00	1.93	HT	4.38
ILK	0.80	0.34	0.63	0.89	0.82	NI	3.14
AF	1.02	0.43	0.89	0.97	1.16	ILM	0.63
AEG	0.00	0.00	0.00	3.77	0.00	AP	0.00
NAZS103	0.00	0.00	0.00	1.65	0.00	DI(WD)	3.62
DI(WD)	1.70	0.00	0.48	2.58	2.53	DI(EN)	1.70
DI(EN)	1.29	0.00	0.31	1.53	1.46	DI(FS)	1.88
DI(FS)	0.47	0.00	0.15	0.92	0.96	EN	0.00
EN	2.72	1.35	2.20	2.36	0.63	FS	0.00
FS	0.99	0.97	0.95	1.42	0.42	FO	0.57
						FA	0.70
TOTAL	98.47	98.50	98.72	98.31	97.80	TOTAL	96.16

DI	83.90	90.49	91.13	82.24	85.52	DI	77.70
ALC	11.18	11.02	12.53	12.99	11.17	ALC	12.36

N. ORDRE REF	19 931	20 934	21 937	REF	22 245 J	23 920	N. ORDRE REF	24 990
QZ	0.70	2.94	2.85	QZ	2.21	2.22	QZ	5.14
GR	40.89	41.78	39.77	GR	33.62	41.31	GR	40.56
AB	49.50	44.93	47.64	AB	44.45	40.55	AB	36.05
AN	0.73	1.97	1.57	AN	0.00	0.00	AN	3.79
CO	0.00	0.00	0.00	NE	0.00	0.00	CO	0.00
HT	1.67	1.71	1.49	HT	0.00	2.35	HT	2.33
ILK	0.42	0.42	0.55	ILM	0.59	0.84	ILM	0.85
AF	0.17	0.09	0.31	AP	0.00	0.00	AP	0.90
AEG	0.00	0.00	0.00	AEG	6.90	0.35	AEG	0.00
NAZS103	0.00	0.00	0.00	NAZS103	0.10	0.00	NAZS103	0.00
DI(WD)	1.72	1.34	0.97	DI(WD)	1.33	4.68	DI(WD)	2.79
DI(EN)	1.00	0.79	0.50	DI(EN)	0.61	2.77	DI(EN)	1.81
DI(FS)	0.68	0.48	0.45	DI(FS)	0.71	1.68	DI(FS)	0.79
EN	1.27	1.65	0.72	EN	3.75	0.84	EN	2.20
FS	0.33	1.01	0.66	FS	4.41	0.51	FS	0.96
				FO	0.00	0.00		
				FA	0.00	0.00		
TOTAL	99.54	99.12	97.48	TOTAL	98.67	98.10	TOTAL	97.98

DI	91.09	89.66	90.26	DI	80.28	84.08	DI	81.55
ALC	12.77	12.38	12.36	ALC	11.92	11.03	ALC	11.09

NORMES CIPW

N. ORDRE	25	26	27		28
REF	382	255 J	A 971	REF	366
OZ	32.70	16.52	21.34	OZ	24.29
OR	33.27	27.77	35.40	OR	30.26
AB	23.61	30.55	30.55	AB	38.59
AN	3.48	7.21	5.57	AN	0.36
CO	0.77	0.00	0.24	CO	1.90
		0.00	0.00	NE	0.00
MT	2.01	7.49	1.53	MT	1.36
ILM	0.74	2.07	0.97	ILM	0.49
AP	0.12	0.00	0.21	AP	0.09
AEG	0.00			DI(WO)	0.00
NA2S103	0.00			DI(EN)	0.00
DI(WO)	0.00	1.29	0.00	DI(FS)	0.00
DI(EN)	0.00	0.39	0.00	EN	1.15
DI(FS)	0.00	0.50	0.00	FS	0.98
EN	0.92	4.91	2.14	FO	0.00
FS	1.46	1.64	0.83	FA	0.00
		0.00	0.00		
TOTAL	99.88	99.04	98.83	TOTAL	99.46
DI	89.58	75.24	87.29	DI	93.13
ALC	8.42	8.31	9.60	ALC	9.68

RÉSUMÉ

Le complexe alcalin intrusif d'Ambatofinandrahana est constitué d'une association complexe de roches gabbroïques à syénitiques, granitiques, marquées par un caractère potassique à sodi-potassique. Il s'agit de roches cafémiques alcalines (classification de Debon, Lefort, 1988).

Les syénites sont à minéraux ferro-magnésiens sodiques accompagnés de minéraux riches en T.R. (monazite, sphène). D'après les relations de terrain, ces syénites sont considérées comme postérieures aux gabbros d'Ifasina.

L'étude des terres rares dans les syénites montre le cogénéisme de ces roches (spectres sans anomalie en Eu, riches en LREE). Le granite de Vohimavo paraît lié à une lignée magmatique différente.

Datées à 455 m.a par isochrone Rb/Sr, ces syénites représentent les dernières manifestations magmatiques de Madagascar avant celles du Crétacé (N.W de Madagascar). D'après Sr_0 , ces syénites présentent une origine avec participation crustale.

Au sein de ces roches alcalines, des minéralisations en T.R (bastnaesite, monazite et chevkinite) se présentent en filons de roches siliceuses ou en éluvions. Ces minéralisations sont de type hydrothermal et non pegmatitique.

Une origine alcaline a été démontrée par l'étude géochimique de ces minéraux. En effet, ces minéraux fractionnent de façon différentielle les lanthanides selon les milieux géochimiques dans lesquels ils se forment.

MOTS CLES : Madagascar , Ambatofinandrahana , magmatisme alcalin ,
syénites , minéralisations à terres rares , minéraux
à lanthanides