



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Université Henri Poincaré, Nancy
Ecole Doctorale RP2E

IRD
DSF / DME

Université d'Antananarivo
Département des Sciences de la Terre

THESE

Pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue publiquement par

Saholy RAKOTOSAMIZANANY

le 19 Juin 2009

Les gisements de corindons gemmes dans les basaltes alcalins et leurs enclaves: Signification Pétrographique et Métallogénique

TOME 1

Composition du Jury

- Rapporteurs: B. Déruelle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
A.E. Fallick, SUERC, Glasgow, Ecosse
- Examineurs: P. Barbey, Université Henri- Poincaré, Nancy, France
D. Schwarz, GGL Lucerne, Suisse
- Directeurs de thèse: A.F.M. Rakotondrazafy, Université d'Antananarivo, Madagascar
G. Giuliani, IRD, LMTG et CRPG/CNRS, Vandœuvre, France
- Co-directeur de thèse: D. Ohnenstetter, CRPG/CNRS, Vandœuvre, France



Remerciements

Cette recherche de Doctorat a pu avoir lieu et arriver à terme grâce au soutien financier de l'IRD et plus particulièrement le Département Soutien et Formation, et de son Directeur M. Günther Hahne que je tiens à remercier vivement. La réalisation des travaux de terrain a pu se faire grâce au soutien logistique de l'Université d'Antananarivo, le Projet de Gouvernance Minérales de Madagascar et l'IRD. Je tiens à remercier également le représentant de l'IRD, M. Christian Feller pour le soutien au projet Gemmes avant ma venue à Nancy.

La recherche au laboratoire a été réalisée en partenariat avec l'Université d'Antananarivo, l'Université Henri Poincaré de Nancy I, et le laboratoire du CRPG /CNRS, j'en suis aussi très reconnaissante.

Grand merci à mes Directeurs de thèse, Gaston Giuliani, Directeur de Recherche à l'IRD, LMTG et CRPG/CNRS, et le Professeur Amos Fety Michel Rakotondrazafy, à l'Université d'Antananarivo qui m'ont proposé ce thème de recherche lors de la préparation de mon DEA en 2003, et dans le cadre du projet IRD-Université d'Antananarivo sur les gemmes. Vos aides, vos dynamismes et vos précieux conseils m'ont moralement et physiquement soutenue durant ces trois années.

A Daniel Ohnenstetter, mon co-Directeur de thèse, Chargé de Recherche au CRPG/CNRS, qui a consacré beaucoup de son temps à diriger et mener à terme cette étude, je rends mes hommages.

Je remercie également les membres du jury, Bernard Déruelle, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie à Paris, Anthony Fallick, Professeur au SUERC à Glasgow en Ecosse, qui a aussi pris en charge la réalisation des analyses isotopiques de l'oxygène des corindons, Pierre Barbey, Professeur à l'Université Henri-Poincaré de Nancy I, Dietmar Schwarz, Chercheur à l'Institut de Gemmologie Gübelin à Lucerne en Suisse.

Je voudrais remercier particulièrement aussi tous ceux qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de mes travaux :

- Bruno Ralison, Chef du Département des Sciences de la Terre à l'Université d'Antananarivo, qui m'a donné accès au laboratoire de géologie pour la fabrication des

poudres, des sucres de roches ainsi que des lames minces et lames épaisses avec l'assistance de Alfred Andriamamonjy, Michel Ramarojaona et Randrianajatovo Narivelo Tsitoniaina, mes collaborateurs.

- Bernard Marty, Directeur de Recherche au CRPG/CNRS qui m'a accueilli au sein du laboratoire. Je suis très fière d'avoir eu l'occasion de communiquer et travailler avec l'équipe de la sonde ionique à savoir Etienne Deloule, Michel Champenois, Denis Mangin, Claire Rollion-Bard et Johanna Marin qui m'ont initiés à la technique de la datation U/Pb sur zircon, ainsi que l'équipe de Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) qui m'a fourni d'excellentes analyses nécessaires aux études géochimiques sur mes échantillons.

- Sandrine Mathieu, Alain Kholer, Johan Ravaux et Robert Lallement du Service Commun de microanalyses de l'Université de Nancy 1 qui m'ont permis d'obtenir des analyses à la microsonde électronique, des images MEB et des images en cathodoluminescence.

- Cedric Demeurie du Service Commun de Lithopréparation de l'Université de Nancy I qui a préparé les lames minces et les sections polies sur mes échantillons pour les études pétrographiques.

- Dr. Dominique Rakotomanana, Responsable du PRGM au Ministère des Mines à Ampandrianomby, Antananarivo, et M. Bernard Moine, de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, pour leurs encouragements et conseils. Qu'ils trouvent ici ma profonde reconnaissance.

- Mes collègues thésards au CRPG qui m'ont constamment encouragée et soutenue, plus particulièrement Julien Feneyrol pour son aide à la mise en page et mise en forme finale de cette thèse, et Jacques Degeorge qui a assuré la reliure et le tirage de cet ouvrage.

- Ma mère Marie Angéline Raharimanana, mon mari Ivan Raelison, et la famille Rabevololona Rébecca pour leur soutien moral.

Enfin, grand merci aux Fokontany de Soamiakatra, Mandrosohasina, Ambondromifehy et de la commune d'Amboditavolo pour leur accueil chaleureux et leur aide durant nos missions de terrain.

"Andriaminatra tsy mandao"

Résumé

Madagascar est l'un des plus grands pays producteurs de corindons gemmes provenant des environnements de basaltes alcalins. Les gisements, les plus connus, sont les gisements secondaires situés à Ambondromifehy au Nord du pays (paléoplacer et placer à saphir), à Soamiakatra - Mandrosohasina au Centre (gisement de rubis primaire, placer et paléoplacer à rubis et saphir), et à Vatomandry dans partie orientale de l'île (paléoplacer et placer à rubis et à saphir). Soamiakatra est le seul gisement primaire où les rubis se rencontrent dans des xénolithes (métagabbros et pyroxénites) qui ont été remontés jusqu'à la surface par le volcanisme basaltique de l'Ankaratra. La pétrographie a permis de mettre en évidence deux conditions de formation du rubis à la limite du domaine de l'éclogite (HT ~ 1100°C, HP ~ 20 Kb) et du faciès granulitique (HT ~ 1100°C, BP < 15Kb). Par contre, les saphirs proviennent d'une chambre magmatique mafique alcaline à la limite croûte continentale inférieure-manteau supérieur infra-continental. Ces saphirs se rencontrent dans et/ou associés à des xénolithes de syénite et d'anorthoclase enclavés dans les basaltes. Les basaltes alcalins transportent ces corindons vers la surface, et ils sont liés à la remontée asthénosphérique et à l'amincissement lithosphérique Oligocène-Quaternaire qui se situe sous le plateau de l'Ankaratra, et marqués par des extensions E-W et N-S. Les valeurs isotopiques de l'oxygène des rubis issus des placers ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $3,1 \pm 1,1$ ‰) s'intègrent dans l'intervalle des valeurs isotopiques des rubis associés aux roches mafiques et ultramafiques ($1,25 < \delta^{18}\text{O} < 6,8$ ‰), alors que celles des saphirs issus des paléoplacers et placers ont une valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ de $4,5 \pm 0,5$ ‰ qui se superpose à l'intervalle isotopique des roches syénitiques à saphir ($4,4 < \delta^{18}\text{O} < 8,3$ ‰). Les inclusions solides identifiées tels que pyrochlore, samarskite, uraninite et anorthoclase dans les saphirs confirment une source syénitique. Les zircons qui sont associés aux saphirs donnent des âges U-Pb inférieurs à 35 Ma, contemporains du volcanisme, alors que les zircons inclus dans les rubis d'origine métamorphique et associés aux xénolithes mafiques et ultramafiques, donnent un âge U-Pb Pan-Africain à environ 750 Ma. On peut toutefois noter que les zircons datés in-situ des xénolithes d'anorthoclase montrent deux âges de cristallisation, 35 et 17 Ma, légèrement antérieurs à contemporains aux premières manifestations volcaniques de l'Ankaratra. La typologie des corindons, leur analyse isotopique et les datations obtenues mettent en évidence au moins deux sources majeures pour les corindons associés aux champs basaltiques malgaches : les rubis associés aux métagabbros et pyroxénites à grenat seraient liés à des complexes mafiques-ultramafiques de base de croûte métamorphisés dans le faciès éclogitique, et rétrotransformés dans le faciès granulitique au Pan-Africain ; alors que les saphirs remontés durant l'Oligo-Plio-Quaternaire seraient contemporains au volcanisme et générés par des liquides différenciés d'un magmatisme alcalin comme le suggère leur composition isotopique en oxygène à signature syénitique.

Mots-clés: basalte - xénolithe - rubis - saphir - gisement - syénite - pyroxénite - métagabbro - magmatique - métamorphique - isotopes stables - datation U-Pb - paragenèse - métallogénie.

Abstract

Madagascar is one of the principal producers of gem corundums recovered from continental basaltic fields. The main deposits are the secondary deposits of Ambondromifehy in the northern part of the country (sapphire-bearing palaeoplacer and placer), Soamiakatra - Mandrosohasina in the central part (primary ruby deposit, and ruby and sapphire-bearing placer and palaeoplacer) and Vatomandry in the eastern part of the island (ruby and sapphire-bearing paleoplacer). Soamiakatra is the only known primary deposit where ruby is found in metagabbro and pyroxenite xenoliths, which were entrained and brought up to the upper crust by the Ankaratra volcanic event. Petrographic studies have demonstrated the existence of two different conditions of ruby formation at the boundary of the eclogite domain (HT ~ 1100°C, HP ~ 20Kb) and granulite facies (HT ~ 1100°C, BP < 15Kb). In contrast, the sapphires originated from alkaline mafic magmatic chambers at the lower continental crust-mantle boundary. They occur within or associated with syenite and anorthoclase xenoliths in the basalts. These alkali basalts transported corundum to the surface ; they are linked with asthenosphere upwelling and thinning of the lithosphere underneath the Ankaratra Plateau during the Oligocene-Quaternary, and to some E-W and N-S tectonic extension structures. Oxygen isotopic compositions of the rubies from placer deposits with $\delta^{18}\text{O} = 3.1 \pm 1.1 \text{ ‰}$ are typical of ruby in mafic and ultramafic rocks ($1.25 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{‰}$). The sapphires from palcer and palaeoplacer deposits have $\delta^{18}\text{O}$ values of $4.5 \pm 0.5\text{‰}$, which coincides with the range in sapphire-bearing syenitic rocks ($4.4 < \delta^{18}\text{O} < 8.3\text{‰}$). Solid inclusions such as pyrochlore, samarskite, uraninite and anorthoclase in the sapphires confirm their syenitic origin. Zircon associated with the sapphires gave U-Pb ages younger than 35 Ma, coeval with the volcanic event. The zircon inclusions in rubies of metamorphic origin associated with the mafic and ultramafic xenoliths rocks gave a Pan-African U-Pb age around 750 Ma. Nevertheless, dating of zircon crystals in situ within the anorthoclase xenoliths has revealed two different ages, 35 and 17 Ma, which are slightly older than or contemporaneous with the onset of the volcanic events. The characteristics of the corundum, their isotopic compositions as well as their ages demonstrate the existence of two distinct sources of corundum associated with basalts in Madagascar. On one hand, the rubies associated with metagabbros and garnet-bearing pyroxenites are linked to mafic and ultramafic complexes of eclogite facies in the lower crust, retrograded to granulite facies during the Pan African event. On the other hand, the sapphires brought up to the upper crust during the Oligo-Plio-Quaternary are interpreted to be coeval with a volcanic event involving differentiated alkaline magma as revealed by their oxygen isotopic composition with syenitic signatures.

Keywords: Basalt – xenolith – ruby – sapphire – deposit – syenite – pyroxenite – metagabbro magmatic – metamorphic – stable isotopes – U-Pb dating – paragenesis – metallogeny.

Famintinana

Iray amin'ireo mpamokatra vatosoa kôrindôna lehibe indrindra manodidina ny bazalta alikalena i Madagasikara.. Ireto no toeram-piandronam-bato fantatra indrindra: any avaratra no misy an'Ambondromifehy (efa fiandronam-baton-driaka), ahitana safira; ampovoan-tany, Mandrosohasina, (safira sy robisy izay fiandronam-baton-driaka vao sy tranainy) ary Vatomandry, any atsinanan'ny nosy (fiandronam-baton-driaka tranainy, safira sy robisy). Soamiakatra (atsinanan'Antsirabe) irery no ahitana fiandronam-bato fototra (primaire) izay ahitana ireo robisy ao anatin'ireo vato gizenôlita (metagabrô sy pyrôksenita) nentin'ireo volokanon'Ankaratra. Andaniny, ny fandinihina ny toetr'ireo vato ireo no nahafahana nametra ireo marimpana sy maritsindry niforonan'ireo robisy ireo izay teo amin'ny faritry ny ekilôzita (HA, hafanana avo, nahatratra 1100°C sy TA, Tsindry avo, nahatratra 20 kb), sy giranolita (HA 1100°C sy tsindry latsaky ny 15 Kb); ankilany kosa ny safira dia nampiseho fa avy amin'ireo efi-kitroka alikalena anelanelan'ny fanambanin'ny hodi-tany kaontinentaly sy ny mantô tao ambaniny. Ireo safira ireo dia hita tao amin'ireo gizenôlitan-tsienita sy anôritôkilazita tao anatin'ireo bazalta. Ireo bazalta ireo no nitondra ireo kôrindôna ho ety ambonin'ny tany noho ny tosiaky ny astenôsfera sy ny fihanifisan'ny litôsfera, nandritra ny Miôsenina-Koaterinera, izay nitranga tao ambanin'ny nofontanin'Ankaratra ka asehon'ireo fivelarantany andrefana miatsinana sy avaratra mianatsimo. Ireo tahan'isa azo avy amin'ny izôtôpan'ny ôksizena 18 ($\delta^{18}\text{O}$) tamin'ireo robisy avy amin'ireo vato nentin'ny riaka ($\delta^{18}\text{O} = 3,1 \pm 1,1 \text{ ‰}$) dia mitovy amin'ireo tahan'isan'ny vato mafika sy olitiramafika ($1,25 < \delta^{18}\text{O} < 6,8 \text{ ‰}$); ary ireo tahan'isan'ny izôtôpa azo avy amin'ireo safira ($\delta^{18}\text{O} : 4,5 \pm 0,5 \text{ ‰}$) dia mifanakaiky sy mifanojo amin'ireo hita ao amin'ireo safira entin'ny sienita ($4,4 < \delta^{18}\text{O} < 8,3 \text{ ‰}$). Ireo karaza-mineraly madinika (pyrôklôra, samariskita, oraninita, anôritôklazy) hita ao anatin'ireo safira ireo dia manamafy izany. Ireo zirikôna, miaraka amin'ireo safira ireo dia manome taona latsaky ny 35 Tt (tapitrisa taona), izay mifanaraka amin'ireo taonam-belokano, fa ny an'ireo azo tamin'ireo zirikôna miaraka amin'ny robisy tao anaty gizenôlita izay avy amin'ireo vato azo avy amin'ny metamôrifisma dia manome 750Tt, mifanaraka amin'ny Etsika Nanerana an'i Afrika. Na izany aza anefa dia marihina fa ireo zirikôna norefesina tao anatin'ireo gizenôlitan' anôritôkilazita dia mampiseho taona roa 35 Tt sy 17Tt, noho izany niaraka tamin'ireo fitrangambolokano voalohany ireo na somary aloha kely. Ny endrik'ireo kôrindôna, ireo fitsiriana ara izôtôpy, ireo fitsirian-taona azo dia mametraka fa raha kely indrindra dia nisy fotoana roa no niforonan'ny kôrindôna niaraka tamin'ireo sahambolokany malagasy: ireo robisy niaraka tamin'ireo metagabrô sy pyrôksenita misy garinetra dia nety ho niaraka tamin'ireo fiarahambato mafika sy olitiramafika izay tao amin'ny fanambanin'ny hodi-tany voan'ny metamôrifisima tany amin'ny tsindry ekilôzita ary nihen-tsindry ho giranolita nandritra ny Etsika Panafricanina; ireo safira kosa niakatra nandritra ny Miôsenina-Pliosenina-Koaterinera dia mety ho niaraka tamin'ireo volokano ka naterak'ireo fivoaran-tsiranok'ireo kitroka alikalena izay ampisehon'ireo taharon'izôtôpy mifanaraka amin'ny an'ny sienita.

Teny fenitra: bazalita – gizenôlita – robisy – safira – toera-mpiandronambato – sienita – pyrôkisenita – metagabirô – refi-taona – kitroka – metamôrifika – izôtôpy mari-tombina – refin-taona U-Pb – parajenezzy – metalôjenia.

Table des matières

I Introduction	3
II Généralités sur les corindons	
1 Minéralogie et cristallographie du corindon	11
2 Les variétés de corindon et origine de la couleur	14
2.1 Le rubis	15
2.2 Le saphir bleu	17
2.3 Les saphirs jaunes et orangés	19
2.4 Le saphir « padparadscha »	19
2.5 Les autres couleurs	20
3 Les inclusions dans les corindons	20
3.1 Les inclusions solides	20
3.2 Les inclusions fluides	22
4 Les corindons synthétiques	23
4.1 Synthèse de cristallisation à partir du liquide de fusion	23
4.2 Synthèse par la croissance en solution	26
5 Les traitements des corindons	27
5.1 Le développement et la réduction de l'astérisme	28
5.2 L'ajout de la couleur par diffusion	28
6 Impact et utilisation du corindon dans le monde de la joaillerie	29
III Les types de gisements de corindons dans le monde	
1 Introduction	35
2 Les gisements primaires	38
2.1 Les gisements en contexte magmatique	38
2.1.1 Les gisements dans les roches intrusives mafiques	38
2.1.2 Les gisements dans les basaltes	39
2.1.3 Les syénites à corindon	42
2.2 Les gisements en contexte métamorphique	43
2.2.1 Les gisements de corindon liés à des pegmatites déquartzifiées	44
2.2.2 Les gisements de type marbre	49
2.2.3 Les gisements associés aux roches mafiques et ultramafiques	55
2.2.4 Les gisements associés aux gneiss, granulites et charnockites	56
2.2.5 Les gisements associés aux anatexites	58
2.2.6 Les gisements associés aux cordiérites	59
2.2.7 Les gisements associés aux charnockites	60
3 Les gisements secondaires	60

IV Les gisements de corindons gemmes de Madagascar

1 Introduction	67
2 Les gisements primaires de corindons à Madagascar	69
2.1 Les gisements magmatiques	69
2.1.1 Les syénites	69
2.1.2 Les granites et pegmatites déquartzifiées	71
2.1.3 Les gisements associés aux basaltes alcalins	71
2.2 Les gisements métamorphiques	75
2.2.1 Les gisements dans les gneiss feldspathiques	76
2.2.2 Les gisements dans les cordiérites	78
2.2.3 Les gisements de rubis dans les roches mafiques et anorthosites	79
2.2.4 Les gisements de saphirs associés aux marbres	80
2.2.5 Les indices à corindon dans les « sakénites et les « corindonites »	82
3 Les gisements de corindons d'origine secondaire à Madagascar	83
3.1 Les gisements dans les provinces basaltiques	83
3.1.1 Les gisements de corindon gemme de la province d'Antsiranana	83
3.1.2 Les gisements de corindon gemme de l'île de Nosy Be	87
3.1.3 Les gisements de rubis et de saphirs alluviaux du massif de l'Ankaratra	88
3.1.4 Les gisements de la région de Vatomandry et Andilamena	91
3.2 Les gisements dans les provinces sédimentaires	93

V Caractéristiques gemmologiques, minéralogiques et isotopiques des corindons associés aux placers basaltiques de Madagascar

1 Introduction	99
2 Les saphirs de la région nord de Madagascar : districts miniers d'Anivorano nord, d'Ambondromifehy et de Nosy Be	99
2.1 Les caractéristiques minéralogiques	99
2.1.1 La couleur des saphirs bruts	99
2.1.2 Les habitus des saphirs	100
2.1.3 Les caractéristiques gemmologiques	101
2.1.4 Les spectres d'absorption et la couleur des saphirs	102
2.1.5 Les inclusions minérales et fluides associées aux saphirs	103
2.2 La composition chimique des saphirs	118
2.2.1 Les saphirs bleu clair et vert bleu à verdâtre	122
2.2.2 Les saphirs incolore, laiteux, gris, bleu violacé, rose, orangé et jaune	123
3 Les saphirs et les rubis de la région est de Madagascar : zone minière de Vatomandry	125
3.1 Les caractéristiques minéralogiques	125
3.1.1 La couleur et les caractéristiques gemmologiques des corindons bruts	125
3.1.2 Les inclusions minérales associées aux rubis et saphirs	125
3.1.3 La composition chimique des inclusions associées aux corindons	131
3.2 La composition chimique des corindons	132
3.2.2 Les saphirs	141

4 Les saphirs et les rubis de la région centrale de Madagascar (district minier d' Antsirabe)	143
4.1 Le district à rubis de Soamiakatra	143
4.1.1 Les caractéristiques minéralogiques	143
4.1.2 La composition chimique des rubis	146
4.2 Le gisement de saphir de Kianjanakanga (district minier de Mandrosohasina)	149
4.2.1 Les caractéristiques minéralogiques des saphirs.....	149
4.2.2 La composition chimique des saphirs	151
5 Classification chimique des rubis et des saphirs provenant des placers associés aux basaltes alcalins de Madagascar : signification pétrogénétique	152
5.1 La classification chimique des rubis et des saphirs de Madagascar	152
5.1.1 Le diagramme de <i>Sutherland et al. (1998a, 2003)</i>	152
5.1.2 Le diagramme chimique de <i>Giuliani et al. (2009a)</i>	155
6 La composition isotopique de l'oxygène des corindons associés aux basaltes alcalins de Madagascar	159
6.1 La composition isotopique de l'oxygène des corindons	159
6.1.1 Les résultats	159
6.1.2 Discussion des résultats	161
 VI Basaltes et enclaves des districts miniers de Soamiakatra et de Mandrosohasina (Région Centrale de Madagascar)	
1 Cadre géologique du district minier de Soamiakatra	169
2 Pétrographie des basaltes alcalins et phonolites de la région de Soamiakatra	175
Les basaltes alcalins à olivine, à aspect massif	175
3 Pétrographie des enclaves associées aux basaltes alcalins de Morarano dans la région de Soamiakatra	184
3.1 Les enclaves dans les basaltes	184
3.1.1a Les métagabbros à rubis et à scapolites	186
3.1.1b Les métagabbros à rubis, plagioclase, sapphirine et spinelle	201
3.1.1c Les métagabbros sans rubis	208
3.1.2 Les pyroxénites	211
3.1.3 Les grenatites	214
3.1.4 Les Péridotites	217
3.1.5 Les orthogneiss monzogranitiques.....	220
4 Géologie des districts miniers de Mandrosohasina	222
5 Pétrographie des basaltes alcalins et phonolites de la région de Mandrosohasina	224
5.1 Les basaltes alcalins à olivine	224
5.2 Les basaltes brèchiques	233
5.3 Les phonolites	223
6 Pétrographie des enclaves associées aux basaltes et phonolites de Mandrosohasina ...	234
6.1 Les enclaves dans les basaltes alcalins	234
6.1.a Enclaves de syénite	237
6.1.b Enclaves de pyroxénites	245
6.2 Les enclaves dans les phonolites	246
7 Géochimie des laves basaltiques, trachytiques et rhyolitiques du centre de Madagascar	247
7.1 Les éléments majeurs	247
7.2 Les terres rares	250

8 Géochimie des enclaves associées aux basaltes de la région de Soamiakatra	252
8.1 Les éléments majeurs	252
8.2 Les terres rares	256

VII Basaltes et enclaves de la région de Vatomandry (région Est de Madagascar)

1 Géologie de la région de Vatomandry	261
2 Pétrographie du massif basaltique de Vohibalaina	261
3 Pétrographie des enclaves du basalte de Vohibalaina	264
4 Géochimie des basaltes de Sahanonoka	271
4.1 Les éléments majeurs	271
4.2 Les terres rares	273

VIII Basaltes et enclaves de la région d'Antsiranana (Région Nord de Madagascar)

1 Introduction	277
2 Description pétrographique des roches basaltiques et de leurs enclaves	281
2.1 Les basaltes	281
2.2 Les enclaves des coulées basaltiques	289
2.2.1 Les pyroxénites	289
2.2.2 Les péridotites	291
3 Géochimie des roches volcaniques	307
3.1 Les éléments majeurs	307
3.2 Les terres rares des basaltes	309

IX Apports de la datation U-Pb sur zircon à la détermination de l'âge de formation des corindons Malgaches et de l'histoire des événements Cénozoïques associés

1 Ages U-Pb des zircons	313
1.1 Les gisements de la région centrale de Madagascar	313
1.1.1 Age de l'anorthoclase enclavée dans le basalte alcalin de Kianjanakanga	313
1.1.2 Age de formation des saphirs provenant des placers de Mandrosohasina et Ambatomainty	317
1.2 Les gisements de la région orientale de Madagascar	317
1.2.1 Age des zircons associés aux saphirs provenant des placers de Sahanonoka	317
1.2.2 Age des zircons inclus dans les rubis provenant des placers de Sahanonoka	323
1.3 Les gisements de la région septentrionale de Madagascar	325
1.3.1 Age des zircons associés aux saphirs provenant des paléoplacers de Maromokotra (zone minière d'Ambondromifehy)	325
1.3.2 Age des zircons associés aux saphirs provenant des placers de Befotaka (île de Nosy -Be)	327
2 Les âges obtenus par la méthode U-Pb sur zircon et leur signification géologique	328

X Pétrogenèse des basaltes alcalins et leurs enclaves

1 Age des évènements volcaniques	335
2 Pétrogenèse des laves	337
3 Pétrogenèse des enclaves	346

XI Modèle métallogénique : mécanismes de formation et de transport des corindons gemmes en environnement basaltique

1 Les contextes géologiques des gisements de corindon associés aux environnements basaltiques	361
2 Les mécanismes de formation	365
2.1 Origine métamorphique.....	365
2.2 Origine ignée	366
3 Le modèle métallogénique : mécanismes de formation et transport des corindons en environnement basaltique à Madagascar	371
3.1 Origine des rubis et saphirs	371
3.2 Le modèle métallogénique	374

XII Conclusion générale **381**

XIII Bibliographie

XIV Annexes

LISTE DES FIGURES

I-1: Localisation des principaux gisements de pierres gemmes à Madagascar (<i>Milisenda et al., 1996</i>).....	4
I-2: Répartition des gisements primaires et secondaires (placers) des corindons en environnement basaltique (zones 1, 2, et 3) et métamorphique de Madagascar	6
II-1: Structure du corindon (<i>d'après Hughes, 1997 dans Cesbron et al., 2002</i>).....	12
II-2: Les différentes formes cristallines du corindon. Formes cristallines appartenant à la classe holoèdre 32/m du système rhomboédrique (<i>Cesbron et al., 2002</i>).....	13
II-3: Principaux habitus des rubis des gisements de Jegdalek en Afghanistan, de Mogok au Myanmar et du Cambodge, et des saphirs d'Australie, du Cachemire indien et du Sri Lanka (<i>Hughes, 1997</i>).....	14
II-4: Spectres d'absorption du rubis de Myanmar et d'une émeraude de Colombie (<i>modifié d'après Fritsch et Rossman, 1987</i>).....	18
II-5: Saphirs étoilés et "trapiche"	21
II-6: Représentation schématique d'un four de type Verneuil et détail de la boule en croissance (<i>Hughes, 1997</i>).....	25
II-7: Synthèse de corindon par liquide de fusion (<i>source Gemmes info</i>).....	25
II-8: Four utilisé pour la synthèse de corindon par la méthode de flux (<i>modifié d'après Nassau, 1980</i>).....	26
II-9: Autoclave utilisée pour la synthèse hydrothermale du corindon (<i>Nassau, 1980</i>).....	27
II-10: Exploitation de saphirs dans des sédiments karstiques de la région d'Antsiranana, Nord de Madagascar	30
II-11: Exploitation de saphirs dans la région d'Andranondambo (<i>Sud-Est de Madagascar</i>)..	31
III-1: Les principaux pays producteurs de rubis et de saphirs (<i>Giuliani et al. 2007a</i>)	37
III-2: Localisation des gisements de saphir du Montana aux Etats-Unis (<i>d'après Mychaluk, 1995</i>)	38
III-3: Localisation des principaux gisements basaltiques de rubis et saphirs mondiaux (<i>Giuliani et al., 2007a</i>).....	40
III-4: Les gisements de saphir de l'Est de l'Australie (<i>Sutherland, 2004</i>).....	41
III-5: Localisation du gisement de Garba Tula et de quelques autres gisements majeurs de corindons du Kenya (<i>Simonet, 2000</i>).....	43
III-6: Les gisements de rubis de la province de Kalalani en Tanzanie.....	45
III-7: Contexte géologique des gisements de saphir bleu de Sumjam au Cachemire indien (<i>d'après Atkinson et Kothavala, 1983</i>).....	46
III-8: Carte géologique et localisation des gisements de corindon et de la hibonite de Tranomaro dans le sud de Madagascar (<i>Rakotondrazafy, 1995</i>).....	48
III-9: Les corindons dans les gisements de skarn à U-Th (faciès granulite) de la région de Tranomaro (<i>modifié d'après Rakotondrazafy et al. 1996</i>)	49
III-10: Localisation des gisements de rubis dans les marbres des régions de l'Asie centrale et du sud-est (<i>modifié d'après Lacassin et al., 1997</i>).....	50
III-11: Gisements de rubis de Nangimali top (Azad- Kashmir)	51
III-12: Modèle de genèse des gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie centrale et du Sud Est (<i>Garnier, 2003</i>).....	54

III-13: Carte de localisation des gisements de corindon dans région Sud-est de Madagascar (<i>Rakotondrazafy et al., 2008</i>).....	57
III-14: Coupe géologique schématique du gisement de corindon de Sahambano (<i>Ralantoarison, 2006; Ralontoarison et al., 2006</i>)	58
III-15: Modes de formation des placers	61
III-16: Coupe type d'un placer d'Ialakaka (<i>Garnier et al., 2004</i>).....	62
IV-1: Les gisements et indices à rubis, saphir et corindons de Madagascar	68
IV-2: Les gisements de corindons métamorphiques de Madagascar. Collection Lacroix (MNHM)	70
IV-3: Carte de localisation des gisements des corindons associés aux basaltes alcalins du Centre de Madagascar	72
IV-4: Carte géologique synthétique de la région de Soamiakatra où sont reportées les différentes zones d'exploitation du rubis avec le gisement primaire de Soamiakatra	73
IV-5: Le gisement primaire de rubis de Soamiakatra dans la commune d'Antsirabe II	74
IV-6: Les gisements primaires à corindons gemmes métamorphiques	77
IV-7: Les gisements de type skarn et les "sakénites" du Sud-Est de Madagascar	81
IV-8: Carte géologique synthétique de la Montagne d'Ambre avec la localisation des principaux gisements de saphirs de la région d'Ambondromifehy et Anivorano	85
IV-9: Les placers à corindon dans le district d'Ambondromifehy, au sud de la Montagne d'Ambre, dans la région Nord de Madagascar	86
IV-10: Localisation des gisements de saphir dans l'île de Nosy Be (région de Befotaka), et dans la Péninsule d'Ambato sur le continent (<i>Ramdhor et al., 2004</i>).....	87
IV-11: Gisements et exploitations de saphirs sur l'île de Nosy Be et la péninsule d'Ambato	89
IV-12: Exploitation du gisement de saphirs dans le district de Mandrosohasina, commune d'Antsirabe II	90
IV-13: Carte géologique de la région de Vatomandry et localisation des placers et paléoplacers de Sahanonoka (commune d'Amboditavolo)	91
IV-14: Les gisements de corindons gemmes du district d'Amboditavolo (région de Vatomandry).....	93
IV-15: Les placers à corindon d'Ialakaka, région Sud de Madagascar	94
V-1: Les saphirs gemmes de la région d'Antsiranana.	100
V-2: Spectres d'absorption dans l'ultraviolet visible et l'infra-rouge proche, et dans l'intervalle de longueur d'onde 280-880 nm, des différents saphirs colorés des gisements d'Ambondromifehy (<i>Schwarz et al., 2000</i>)	102
V-3: Les inclusions rencontrées dans les saphirs d'Antsiranana	104
V-4: Les inclusions de ferrocolumbite et manganocolumbite observées dans les saphirs d'Antsiranana	105
V-5: Les inclusions solides associées aux saphirs de Nosy Be	106
V-6: Diagramme de composition des niobiotantalates analysés dans les saphirs d'Antsi - Ranana et de Nosy Be.....	110
V-7: Diagramme de substitution thorium (Th)- uranium (U) des pyrochlores et samarskites analysées dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy -Be.....	110
V-8: Cristal de zircon ($ZrSiO_4$) inclus dans un saphir d'Ambondromifehy et observé par cathodoluminescence	111
V-9: Les inclusions de zircons dans les saphirs	112
V-10: Diagramme Zr en fonction de Hf des zircons analysés dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be (région nord), et de Vatomandry (région est).....	115

V-11: Section perpendiculaire à l'axe c d'un cristal de saphir d'Ambondromifehy	116
V-12: Cristal de saphir de Maramokotra.....	117
V-13: Fragment de la gangue originelle d'un saphir de Sanaderakely	118
V-14: Diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs d'Antsiranna et de Nosy Be	120
V-15: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) e de Nosy Be et d'Antsiranana	122
V-16: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) des saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be	124
V-17: Les inclusions minérales observées dans les rubis de Sahanonoka (Vatomandry, région est de Madagascar)	127
V-18: Les inclusions rencontrées dans les corindons de Sahanonoka (Vatomandry, région est de Madagascar)	128
V-19: Les inclusions incluses dans les rubis et les saphirs de Sahanonoka (Vatomandry, région est de Madagascar)	129
V-20: Les inclusions observées dans les saphirs de Sahanonoka (district de Vatomandry, région est de Madagascar)	130
V-21: Diagramme triangulaire Geikiélite + pyrophanite ,ilménite , hématite où est reportée l'analyse d'une ilménite analysée dans un saphir vert de Sahanonoka	132
V-22: Diagrammes de variation des éléments chrome, vanadium, titane, gallium et fer pour les rubis de Sahanonaka (région de Vatomandry)	139
V-23: Diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ des différents types de couleur discriminés pour les rubis de Sahanonoka (région de Vatomandry).....	140
V-24: Diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ des différents types de couleur discriminés des saphirs de Sahanonoka (région de Vatomandry).....	141
V-25: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) et diagramme Fe_2O_3 en fonction de MgO (en % poids) des saphirs de Shanonoka (région de Vatomandry).....	142
V-26: Les inclusions minérales dans le rubis de Soamiakatra (commune d'Antsirabe, région centrale de Madagascar)	144
V-27: Diagrammes de variation des éléments chrome, vanadium, titane, et fer pour les rubis de Soamiakatra, Antsabotraka et Ambatomainty (région de Antsirabe)	147
V-28: Les inclusions des saphirs du paléoplacer de Mandrosohasina dans la région d'Antsirabe.	149
V-29: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) des saphirs de Kianjanakanga et d'Ambatomainty (région d'Antsirabe).....	150
V-30: Diagramme chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs et les rubis des principaux types de gisements primaires mondiaux (Tanzanie, Madagascar, Viêt-nam, Myanmar).....	152
V-31: Diagramme chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs et les rubis des gisements primaires et de type placer des régions du centre et de l'Est de Madagascar	153
V-32: Les rubis associés aux gisements de type placer et primaire des régions centre et est de Madagascar	155
V-33: Les rubis associés aux gisements de type placer et primaire des régions centre et est de Madagascar	156
V-34: Les saphirs associés aux gisements de type placer des régions nord, centre et est de Madagascar	157
V-35: Composition isotopique de l'oxygène des saphirs et rubis des placers et gisements primaires des régions basaltiques du Nord, Centre et Est de Madagascar.	161

VI-1: Les différentes formations géologiques rencontrées dans la région Soamiakatra.....	170
VI-2: Les granites de Soamiakatra	174
VI-3: Microphotographie des basaltes de la région de Soamiakatra	176
VI-4: La composition chimique de clinopyroxène des basaltes d'Antsirabe (régions de Soamiakatra et de Mandrosohasina) reportée dans le diagramme Jd -Q- Ae de <i>Morimoto (1988)</i>	177
VI-5: Diagramme de classification des pyroxènes des basaltes d'Antsirabe (régions de Soamiakatra et de Mandrosohasina)	179
VI-6: Diagramme triangulaire Or-Ab- An de la composition chimique des basaltes de Soamiakatra (région d'Antsirabe)	182
VI-7: Microphotographies de lames minces des phonolites et trachytes dans la région de Soamiakatra	183
VI-8: Les enclaves associées aux basaltes alcalins (β) de la région de Morarano - Soamiakatra	185
VI-9: Micrographie des métagabbros (Θ 1 Scp R) à corindon associés aux basaltes de Soamiakatra (photos en lumière naturelle et polarisée).....	187
VI-10: Images obtenues au Microscopique Electronique à Balayage en électrons rétrodiffusés des paragenèses observées dans les métagabbros à rubis et scapolites (Θ 1 Scp R) associés aux basaltes de Morarano- Soamiakatra	188
VI-11: Diagramme triangulaire enstatite (En), wollastonite (Wo), ferrosilite (Fs) de classification des clinopyroxènes (<i>Morimoto, 1988</i>) pour les enclaves des métagabbros à rubis de Morarano-Soamiakatra	190
VI-12: Diagramme ternaire de <i>Morimoto (1988)</i> : aegyrine ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$)-jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$)-diopside ($\text{Ca}(\text{Mg-Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) des clinopyroxènes dans les enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano - Soamiakatra (<i>Iwasaki, 1960 et Deer et al., 1978</i>).....	191
VI-13: Diagramme triangulaire de <i>Morimoto (1988)</i> : enstatite (En)-wollastonite (Wo)-ferrosilite (Fs) de classification des pyroxènes	192
VI-14: Projection de la composition des grenats des enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano - Soamiakatra dans le diagramme ternaire grossulaire (Grs) + andradite (Adr) - Almandin (Alm) + spessartite (Sps) - pyrope (Prp) de <i>Coleman et al. (1965)</i>	194
VI-15: Diagramme FeO-MgO-CaO de <i>Dawson et Stephens (1975)</i> : la répartition des grenats des enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra	196
VI-16: Composition des plagioclases des enclaves de métagabbro à rubis reportée dans le diagramme albite (Ab) - orthose (Or) - anorthite (An)	199
VI-17: Microphotographies des enclaves de métagabbros à rubis (échantillon : 336B) dans les basaltes alcalins de la région de Morarano-Soamiakatra.....	202
VI-18: Images obtenues au Microscope Eléctronique à balayage en électrons rétrodiffusés des métagabbros à rubis (échantillons :336B) associés aux basaltes alcalins d'Ankaratra dans la région de Morarano-Soamiakatra	203
VI-19: Diagramme de <i>Morimoto (1988)</i> : jadéite (Jd) - composition des pyroxènes du quadrilatère (Q) - aégyrine (Ae) des clinopyroxènes dans les enclaves de métagabbros à rubis des basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra	204
VI-20: Microphotographies des enclaves de métagabbros sans corindon (échantillons: 333E, 333C) dans les basaltes alcalins de Morarano de la région de Soamiakatra	208
VI-21: Microphotographies des enclaves de pyroxénites (échantillon: 333MC) incluses dans les basaltes alcalins de Morarano dans la région de Soamiakatra.....	211

VI-22: Diagramme triangulaire de classification des orthopyroxènes associés aux enclaves de pyroxénites (333MC), péridotites (34 P) et grenatites (333A)	212
V-23: Diagramme de classification Mg-Al-Fe total des micas (<i>Secher et Larsen, 1980</i>)....	214
VI-24: Microphotographies des enclaves de grenatites (échantillon: 333A) associées au basalte alcalin de Morarano dans la région de Soamiakatra.	215
VI-25: Microphotographies des enclaves de péridotites 34P (II) contenues dans les basaltes alcalins de Morarano	218
VI-26: Les basaltes alcalins, les phonolites et leurs enclaves de la région de Mandrosohasina - Kianjanakanga.	223
VI-27: Diagramme de corrélation entre la teneur en calcium et la concentration en forstérite (Fo) des olivines des basaltes de Morarano (région de Soamiakatra) et de Mandrosohasina	225
VI-28: Diagramme de corrélation entre la composition en manganèse (MnO, en % poids) et la teneur en forstérite (Fo) des cristaux d'olivines des basaltes de Morarano et de Mandrosohasina.	225
VI-29: Microphotographie des basaltes et des phonolites de la région de Mandrosohasina	227
VI-30: Composition chimique des pyroxènes des basaltes de Mandrosohasina (βM) reportés dans le diagramme Jd - Q- Ae de <i>Morimoto (1988)</i>	229
VI-31: Diagramme de classification des pyroxènes proposé par <i>Morimoto (1988)</i> des basaltes de Mandrosohasina (βM).....	230
VI-32: Diagramme triangulaire Albite (Ab) -anorthite (An) -orthose (Or) de la composition des feldspaths des basaltes de Mandrosohasina (région d'Antsirabe)	233
VI-33: Microphotographie des enclaves de syénite (Sy) et de pyroxénite.....	235
VI-34: Microphotographies des enclaves de syénite dans les basaltes et les phonolites de la région de Mandrosohasina	236
VI-35: Diagramme triangulaire albite (Ab) – anorthite (An) – orthose (Or) des feldspaths des enclaves de syénite (Sy) et d'anorthoclase (An) des basaltes et phonolites de la région de Mandrosohasina	239
VI-36: Diagramme triangulaire enstatite (En) – wollastonite (Wo) – ferrossalite (Fs) de la classification de <i>Morimoto (1988)</i> des pyroxènes des syénites associés aux basaltes de Mandrosohasina	240
VI-37: Diagramme triangulaire jadéite (Jd) – quad (Q) – aegyrine (Ae) dans la classification des pyroxènes de <i>Morimoto (1988)</i> des enclaves de syénites dans les basaltes de Mandrosohasina	240
VI-38: Diagramme enstatite (En) – wollastonite (Wo) – ferrosillite (Fs) de la classification des pyroxènes suivant <i>Morimoto (1988)</i>	242
VI-39: La composition chimique des basaltes, trachytes et rhyolites du centre de Madagascar (région de Soamiakatra et de Mandrosohasina) reportée dans le diagramme SiO ₂ (%poids) en fonction de Na ₂ O + K ₂ O (%poids), suivant la nomenclature des roches volcaniques (<i>Le Maitre, 1989</i>).....	250
VI-40: Profil de distribution de la composition des terres rares des basaltes de Mandrosohasina (βM), Kianjanakanga (βK) et de Soamiakatra (βS) ainsi que des rhyolites et trachytes du centre de Madagascar normalisé par rapport aux chondrites suivant <i>Evensen et al. (1978)</i>	252
VI-41: Composition chimique des enclaves mafiques des basaltes de la région de Soamiakatra dans le diagramme R1 -R2 de classification des roches plutoniques (<i>de la Roche et al; 1980</i>).....	255
VI-42: Composition chimique des xénolithes des basaltes de Soamiakatra reportée dans le diagramme FeO- CaO+Na ₂ O –Al ₂ O ₃ . Gr :grenatite, Px: pyroxénite, : Θ métagabbros sans rubis, Θ 1ScpR: métagabbros à rubis et à scapolite, Θ2SprR: métagabbros à rubis et à saphirine	255

VI-43: Profil de distribution des terres rares des enclaves mafiques des basaltes de Soamiakatra	257
VII-1: Les basaltes et leurs enclaves dans le massif basaltique de Takarindiona (commune d'Amboditavolo) situé au nord-est de Vatomandry	262
VII-2: Microphotographies des basaltes et des enclaves de péridotites du massif de Vohibalaina dans la région de Vatomandry.....	263
VII-3: Diagramme triangulaire enstatite (En) - wollastonite (Wo) - ferrosilite (Fs) de classification des pyroxènes pour les dunités associées aux basaltes alcalins de Vohibalaina, région de Vatomandry, suivant (<i>Morimoto, 1988</i>).....	267
VII-4: Diagramme triangulaire jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine (Ae) suivant la classification des pyroxènes de <i>Morimoto (1988)</i>	267
VII-7: Diagramme albite (Ab) - anorthite (An) - orthose (Or) de classification des feldspaths des enclaves de dunités associées aux basaltes alcalins de la colline de Vohibalaina	271
VII- 8: La composition chimique des basaltes du massif de Vohibalaina, (district de Vatomandry), reportée dans le diagramme SiO ₂ en fonction de Na ₂ O + K ₂ O, de <i>Le Maître (1989)</i>	273
VII-9: Profil de distribution en terres rares du basalte de Vohibalaina	274
VIII-1: Aspects des coulées volcaniques de la région d'Antsiranna.	278
VIII-2: Microphotographies en lame mince des basaltes de la région d'Antsiranana	282
VIII-4: Composition chimique des clinopyroxènes associés aux basaltes d'Antsiranana reportés dans le diagramme de classification triangulaire de <i>Morimoto (1988)</i>	287
VIII-5: Répartition de la composition chimique des clinopyroxènes des basaltes d'Antsiranana dans le diagramme de classification triangulaire jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine (Ae) de <i>Morimoto (1988)</i>	288
VIII-6: Les roches basaltiques et leurs enclaves dans la région d'Antsiranana	290
VIII-7: Microphotographies de lames minces d'enclaves de pyroxénites et de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana	293
VIII-8: Images obtenues au Microscope Electronique à Balayage et en mode d'électrons rétrodiffusés des enclaves de péridotite dans les basaltes alcalins d'Antsiranana	294
VIII-9: Projection des orthopyroxènes des enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana dans le diagramme enstatite (En) -wollastonite (Wo) - ferrosilite (Fs) de <i>Morimoto (1988)</i>	297
VIII-10: Diagramme de classification chimique des pyroxènes jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine proposé par <i>Morimoto (1988)</i>	297
VIII-11: Diagramme enstatite (En) - wollastonite (Wo)- ferrosilite (Fs) de classification des pyroxènes associés aux enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana	299
VIII-12: Diagramme Jd (jadéite) - Q (pyroxène quadrilatéral) - Ae (aégyrine) de classification des pyroxènes des enclaves de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana suivant <i>Morimoto (1988)</i>	300
VIII-13: Distribution de la composition chimique des spinelles rencontrés dans les enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana.....	302
VIII-14: Composition chimique des spinelles des enclaves de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana reportée dans le diagramme Cr - Fe ³⁺ - Al	302
VIII-15: Composition chimique des spinelles des enclaves de péridotite associés aux basaltes d'Antsiranana dans le diagramme triangulaire Cr – 2Ti – Al	303

VIII-16: Diagramme albite (Ab) – anorthite (An) – orthose (Or) des enclaves de périclites dans les basaltes d'Antsiranana.....	305
VIII-17: Diagramme de classification chimique et nomenclature des roches volcaniques (basalte et phonolite) de La Montagne d'Ambre en utilisant la composition alcaline Na ₂ O + K ₂ O (% poids) en fonction de SiO ₂ (% poids) selon <i>Le Maître et al. (1989)</i>	309
VIII-18: Profils de distribution des spectres de terres rares des basaltes et phonolite de la région d'Antsiranana	310
IX-1: Textures et les âges U-Pb des zircons dans une enclaves d'lanothoclasite de Kianjanakanga.....	314
IX-2: Ages ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U obtenus à la sonde ionique du zircon provenant du placier de Mandrosohasina	319
IX-3: Datation U/ Pb de zircon d'Ambatomaainty.....	320
IX-4: Diagramme de répartition des âges ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U obtenus à la sonde ionique 1270 sur les zircons provenant du placier de Sahanonoka	322
IX-5: Photos des zircons inclus dans les rubis provenant du placier de Sahanonoka obtenues en mode d'électrons rétrodiffusés et par cathodoluminescence avec les âges ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U correspondants.....	324
IX-6: Diagramme de <i>Wetherill (1956)</i> des 10 zircons contenus dans les rubis provenant du placier de Sahanonboka (région de Vatondranjato).....	325
IX-7: Ages ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb et ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Maramokotra-230 du district minier de Ambondromifehy (région de Antsiranana)... ..	327
IX-8: Ages ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb et ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Befotaka-1 du placier à saphir de la mine de Befotaka (île de Nosy Be)	328
IX-9: Ages de formation des gisements de saphirs associés aux basaltes alcalins de Madagascar	331
X-1: Répartition de laves Mio-Pliocène et Quaternaire de la région Centre, Est et Nord de Madagascar en fonction de leurs teneurs en SiO ₂ ainsi que les analyses chimiques des laves de la Montagne d'Ambre (<i>Karche, 1973</i>) et de Nosy Be (<i>Melluse et Mora, 2000</i>).....	338
X-2: Diagramme Q-Di-En-Ol-Ne de <i>Yoder et Tilley (1962)</i> , pour les laves alcalines du Nord, Centre, Est de Madagascar et de l'île de Nosy Be.....	338
X-3: Diagramme de <i>Harker</i> pour les laves alcalines du Nord, Centre et Est de Madagascar ainsi que celles de l'île Nosy Be.	339
X-4: Répartition chimique des laves Mio-Pliocène et Quaternaire des régions Centre (Massif de l'Ankaratra), Est (massif de Vohibalaïna) et Nord (Montagne d'Ambre) de Madagascar en fonction de leurs teneurs en SiO ₂ , Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ et TiO ₂	341
X-5: Arachnogramme du volcanisme Quaternaire de la région centrale de Madagascar (Mandrosohasina et Soamiakatra).....	344
X-6: Arachnogramme du volcanisme Plio-Quaternaire de la région nord (Montagne d'Ambre-Antsiranana) et la région Est (Vohitrakanga - Vatondranjato) de Madagascar.	344
X-7: Arachnogramme du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de Madagascar	345
X-8: Spectres de terres rares des basaltes de Madagascar et des Comores	346
X-9: Equilibre d'échange Fe-Mg entre le grenat et le Cpx (<i>Brenan et Aranovich, 1995</i>)... ..	348
X-10: Diagramme TWEEQ 2.02 de Berman (<i>1991</i>)	349
X-11: Courbes invariantes établies par TWEEQ 2.3 (Berman, 1991) pour les échantillons BM3 et DSOM336 dans le système CAMS.....	352

X-12: La présence de la sapphirine associée au grenat et corindon (DSOM334A) autour du spinelle traduit qu'elle s'est formée par décompression à partir de cet assemblage	353
X-13: Arachnogramme des xénolithes inclus dans les basaltes alcalins de Soamiakatra (région centrale de Madagascar).....	356
XI-1: Les gisements de corindons gemmes de la ceinture circumpacifique associés au volcanisme intracontinental Cénozoïque (d'après <i>Graham et al., 2009</i>).....	361
XI-2: Localisation des principales provinces volcaniques du Massif Central Français et des occurrences à corindons associées au socle métamorphique et aux basaltes alcalins (<i>Giuliani et al., 2009c</i>)	362
XI-3: Coupe schématique E-W du Massif Central montrant ses demi-grabens de Limagne et de la Bresse ainsi que le graben du Forez (<i>De Ascensão Guedes; 2002</i>)	363
XI-4: Distribution géographique des massifs de lherzolites dans la zone métamorphique nord pyrénéenne	365
XI-5: Le modèle métamorphique proposé par <i>Levinson et Cook</i> (1994) pour la genèse des gisements de corindons associés aux basaltes alcalins	366
XI-6: Modèle de formation des gisements de corindon associés à des basaltes alcalins dans un contexte de rift continental (<i>Guo et al., 1996</i>)	368
XI-7: Le modèle de formation des gisements de corindon dans les basaltes alcalins (<i>Sutherland et al. 1998a</i>)	369
XI-8: Remontée des lherzolites dans la partie inférieure des bassins en "pull apart" pour former un haut fond marin au Cénomanién	371
XI-9: Modèle génétique de formation des corindons en environnement basaltique	374
XI-10: Sismicité et tectonique à Madagascar. Relation du magmatisme alcalin avec les grands zones sismiques (<i>Bertil et Regnault, 1998</i>)	376

Liste des tableaux

I-1: Les principaux gisements de gemmes de Madagascar (<i>modifié d'après Milisenda et al., 1996</i>).....	5
II-1: Analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique de corindons de différentes couleurs du Malawi (<i>d'après Pomian-Szrednicki, 1997</i>).....	15
II-2: Relation entre la couleur des saphirs colorés et des rubis et leur composition chimique.....	16
II-3: Les différents types d'inclusions solides piégées dans les corindons et leurs relations avec leur milieu de formation	22
II-4: Procédés et matériaux utilisés pour la fabrication des rubis synthétiques	24
III-1: Les différents types de gisements primaires de corindon dans le monde suivant <i>Garnier et al. (2004) et Giuliani et al. (2007a)</i>	36
V-1: Caractéristiques minéralogiques et gemmologiques des saphirs d'Antsiranana et Nosy Be (<i>Schwarz et al., 2000; Ramdhor et Milisenda, 2004; ce travail</i>).....	101
V-2 Inclusions solides et fluides répertoriées dans les saphirs de la région d'Antsiranana et de Nosy Be	103
V-3 Analyses représentatives de la composition chimique des colombotantalites incluses dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be	107
V-4: Analyses représentatives de la composition chimique des samarskites incluses dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be	108
V-5: Analyse de la composition chimique des pyrochlores inclus dans les saphirs de Nosy Be	109
V-6: Analyses représentatives de la composition chimique des zircons inclus dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be	113
V-7: Analyses représentatives de la composition chimique des baddéleyites incluses dans les saphirs de Nosy Be	114
V-8: Analyses représentatives de la compositions chimique des saphirs colorés des districts à corindon d'Antsiranana et de Nosy -Be	119
V-9: Inclusions solides répertoriées dans les rubis et les saphirs du district minier de Sahanonoka dans la région de Vatmandry.....	126
V-10: Analyses représentatives de la composition chimique des rutilés inclus dans les saphirs verts du placer de Sahanonaka	133
V-11: Analyses représentatives de la composition chimique des rutilés inclus dans les rubis du placer de Sahanonoka	134
V-12: Analyse de la composition chimique d'une ilménite incluse dans un saphirs vert du placer de Sahanonoka	135
V-13: Analyses représentatives de la composition chimique des zircons inclus dans les saphirs verts et rubis du placer de Sahanonoka	136
V-14: Analyses représentatives de la composition chimique des saphirs colorés et des rubis du district à corindon d'Ambodilalona (Sécteur d'Ambodilalaona.....	138

V-15: Analyses représentatives de la composition chimique des rubis des gisements de Soamiakatra, Antsabotraka et Ambatomainty (région d'Antsirabe).....	146
V-16 Composition isotopique de l'oxygène des rubis et saphirs des régions basaltiques du Nord, Centre et Est de Madagascar	160
VI-1: Analyses chimiques et formules structurales des grenats des gneiss à grenat et sillimanite de Soamiakatra.	172
VI-2: Analyses chimiques en éléments majeurs et traces des granites roses et des gneiss de la région de Soamiakatra	173
VI-3: Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes dans les basaltes de Soamiakatra (région centrale de Madagascar)	178
VI-4: Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les basaltes de Soamiakatra (région centrale de Madagascar).....	180
VI-5: Compositions chimiques des feldspaths des basaltes alcalins de Soamiakatra (échantillon 160), région d'Antsirabe	181
VI-6: Analyses obtenues à la microsonde électronique des deux générations de clinopyroxènes (Cpx1 et Cpx2) dans des métagabbros à rubis et des pyroxénites associés aux basaltes de Morarano- Soamiakatra	189
VI-7: Analyses des orthopyroxènes des métagabbros à rubis et à sapphirine (DS334A), des métagabbros à rubis et à scapolite (336LLP) et des métagabbros sans rubis (333E) associés aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra	193
VI-8: Analyses des grenats dans les métagabbros à rubis et à sapphirine (Θ 2SprR), les métagabbros à rubis et à scapolite (Θ 1ScpR), les métagabbros sans rubis (Θ), les grenatites (Gr) et les pyroxénites (Px) associés aux basaltes de Morarano- Soamiakatra	195
VI-9: Composition des grenats dans le diagramme FeO-MgO-CaO tiré de <i>Dawson et Stephens (1975)</i>	197
VI-10: Analyses chimiques et formules structurales de plagioclases dans la région de Soamiakatra (en particulier les métagabbros à rubis et les métagabbros sans rubis	198
VI-11: Analyses représentatives des scapolites associés aux rubis dans des enclaves de métagabbros à rubis (Θ 1ScpR) des basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra.	200
VI-12: Analyses représentatives de la composition chimique des sapphirines associées aux rubis dans les enclaves de métagabbros de Morarano dans la région de Soamiakatra .	206
VI-13: Analyses chimiques des spinelles des métagabbros à rubis (Θ 2SprR), sans rubis (Θ) et des péridotites (Π) de Morarano dans la région Soamiakatra	207
VI-14: Formules structurales et compositions des orthopyroxènes des enclaves des basaltes de Morarano	213
VI-15: Analyses chimiques des spinelles des enclaves de grenatites dans le basalte de Morarano (région de Soamiakatra)	217
VI-16: Composition chimique et formule structurale des olivines représentatives des enclaves de péridotites associées aux basaltes de Morarano (région de Soamiakatra).....	220
VI-17: Analyses représentatives de la composition chimique des spinelles associées aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra	221
VI-18: Composition chimique des phénocristaux d'olivine des basaltes de Mandrosohasina région centrale de Madagascar	226
VI-19: Composition chimiques des clinopyroxènes (Cpx) et des orthopyroxène (Opx) dans les basaltes de Mandrosohasina	228
VI-20: Analyses représentatives de la composition chimique des titano-magnétites dans les basaltes de Mandrosohasina	231
VI-21: Composition chimique des phénocristaux de feldspaths dans les basaltes alcalins de Mandrosohasina (échantillon : 36Z) dans la région d'Antsirabe.....	232
VI-22: Composition chimique et formules structurales des feldspaths des enclaves de	

syénites d'anorthoclases et de pyroxénites des basaltes et des phonolites de Mandrosohasina	238
VI-23: Composition chimique des clinopyroxènes (Cpx) des syénites et des pyroxénites en enclaves dans les basaltes de Mandrosohasina.	241
VI-24: Composition chimique des orthopyroxènes dans des enclaves de syénites (Sy) et de pyroxénites (Px) dans les basaltes de Mandrosohasina.....	243
VI-25: Analyses chimiques des olivines présentes dans les enclaves de syénite (échantillon 363L) des basaltes alcalins de Mandrosohasina et des enclaves de syénite (échantillon 385L) associés aux phonolites de Maroparasy.....	244
VI-26: Analyses chimiques en éléments majeurs des basaltes, trachytes et rhyolites de la région de Soamiakatra	248
VI-27: Analyses chimiques des éléments majeurs des basaltes de la région de Mandroso-Hasaina.....	249
VI-28: Analyses chimiques des éléments en traces des basaltes, trachytes (S19) et rhyolites (ESM7) de la région centrale de Madagascar (Mandrosohasian et Soamiakatra)	251
VI-29: Composition chimique des xénolithes associés aux basaltes de Soamiakatra	254
VI-30: Analyses géochimiques en éléments en traces des des enclaves mafiques associées aux basaltes de Soamiakatra	256
VII-1: Compositions chimiques et formules structurales des pyroxènes associés aux enclaves de péridotites du basalte de Vohibalaina, dans la région de Vatomandry	266
VII-2: Compositions chimiques et formules structurales des olivines analysées dans les enclaves de dunite associée aux basaltes alcalins de Vohibalaina, région de Vatomandry	268
VII-3: Composition chimique des calcites et des apatites trouvées en inclusions dans les cristaux d'olivines des basaltes alcalins du massif de Vohibalaina, dans la région de Vatomandry	269
VII-3: Composition chimique et formule structurale des feldspaths observés en inclusion dans les olivines des enclaves de dunite associées aux basaltes alcalins de la colline de Vohibalaina, région de Vatomandry	270
VII-4: Analyses géochimiques en éléments majeurs des basaltes de Vatomandry.	272
VII-5: Contenu en terres rares du basalte de Vohibalaina (Vatomandry, région est de Madagascar)	274
VIII-1: Composition chimique des olivines associées aux basaltes alcalins d'Antsiranana ...	288
VIII-2: Composition chimique des phénocristaux de feldspaths plagioclase (Pl) et potassique (Fk) (région d'Antsiranana)	285
VIII-3: Composition chimique des phénocristaux et microlites de clinopyroxènes dans les basaltes d'Antsiranana	286
VIII-4: Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths des enclaves de pyroxénites dans les basaltes.....	292
VIII-5: Compositions chimiques et formules structurales des olivines des péridotites dans les basaltes d'Antsiranana	295
VIII-6: Compositions chimiques et formules structurales des orthopyroxènes des enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana.....	296
VIII-7: Compositions chimiques des clinopyroxènes des enclaves péridotites dans les basaltes d'Antsiranana.....	298
VIII-8: Compositions chimiques et formules structurales des spinelles des enclaves de péridotite associées aux basaltes d'Antsiranana	301

VIII-9: Compositions chimiques des feldspaths associés aux enclaves de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana	304
VIII-10: Composition chimique des olivines des enclaves de péridotite rencontrées dans les basaltes d'Antsiranana	306
VIII-11: Compositions chimiques en éléments majeur des basaltes (β) et des phonolites (ρ) de la région d'Antsiranana.....	308
VIII-12: Teneurs en terres rares des basaltes (β) et phonolite (ρ) d'Antsiranana	310
 X-1: Composition chimique en éléments en trace des basaltes, rhyolites et trachytes de la région de Soamiakatra (région centrale de Madagascar)	342
X-2: Composition chimique en éléments traces des basaltes de Mandrosohasina (région centrale de Madagascar).....	342
X-3: Composition chimique en éléments traces des basaltes et phonolites (échantillon: 304C) de la Montagne d'Ambre (région d'Antsiranana), et du basalte de Vohitrakanga (échantillon: 386) de la région de Vatomandry.....	343
X-4: Composition chimique représentative des éléments traces (en ppm) des enclaves rencontrées dans les basaltes de Soamiakatra.....	355

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Madagascar, la "Grande Ile" de l'Océan Indien, possède un potentiel métallogénique qui n'a pas été réellement valorisé sous la deuxième République malgache (*Giuliani et al., 2008*). Actuellement, les ressources minérales non métalliques représentent un intérêt économique important pour le pays, notamment les pierres précieuses (rubis, saphir, émeraude) et semi-précieuses (aigue marine, grenat, spinelle, et tourmaline; **Tableau I-1 et Figure I-1**). Plus de 50 variétés de pierres gemmes sont exportées sur le marché international par Madagascar (*Milisenda, 2000*). La plupart des pierres semi-précieuses qui ont assis la réputation de la Grande Ile proviennent des pegmatites avec l'héliodore, l'aigue-marine, les tourmalines polychromes, la kunzite, la morganite, l'orthoclase jaune et l'amazonite. Des pierres colorées de valeurs minéralogique et commerciale ont été trouvées récemment en particulier les grenats (almandin, rhodolite, spessartite et grossulaire vanadifère), la londonite, et la pezzotaite, et ainsi que des minéraux rares comme la grandidiérite et la kornéropine décrits au siècle dernier (*Lacroix, 1922a*).

L'activité minière sur les gemmes à Madagascar a été relancée grâce aux récentes découvertes de corindons gemmes dans le socle cristallin et les provinces basaltiques (*Giuliani et al., 2007a, b; Rakotondrazafy et al., 2008*). Ces découvertes ont provoqué de véritables ruées de prospecteurs dans le pays et attiré également des investissements étrangers. Elles coïncident avec des actions spécifiques de l'aide internationale au développement (Banque Mondiale, Coopération Française,...etc) qui ont permis de dynamiser le secteur minier de Madagascar (Service des Mines, Service Géologique) et de réaliser dans le cadre du Projet de Gouvernance des Ressources Minérales, de 2004 à 2008, de nouvelles cartes de géophysique, de géologie et de métallogénie. Dans ce contexte, les études scientifiques sur la formation des gisements de gemmes ont repris et notamment sur les gisements de corindons en domaine métamorphique (*Rakotondrazafy et al., 2008*) et magmatique (*Giuliani et al., 2007a, b*).

Bien que représentant un grand intérêt commercial, les gisements de gemmes et notamment de corindons ont été peu étudiés du point de vue de leur genèse (*Milisenda, 2000; Schwarz et al., 2000; Rakotosamizany, 2003*). Des indices à corindons ont été répertoriés par *Lacroix (1922a)* dans différentes régions de l'île notamment à Antsiranana dans le Nord (saphirs du Lac Mahery) et à Antsirabe dans le centre (placers d'Antanifotsy). Certains gisements ont été exploités comme matériel réfractaire dans la région d'Antsirabe et de Beforona (*Besairie, 1966*).

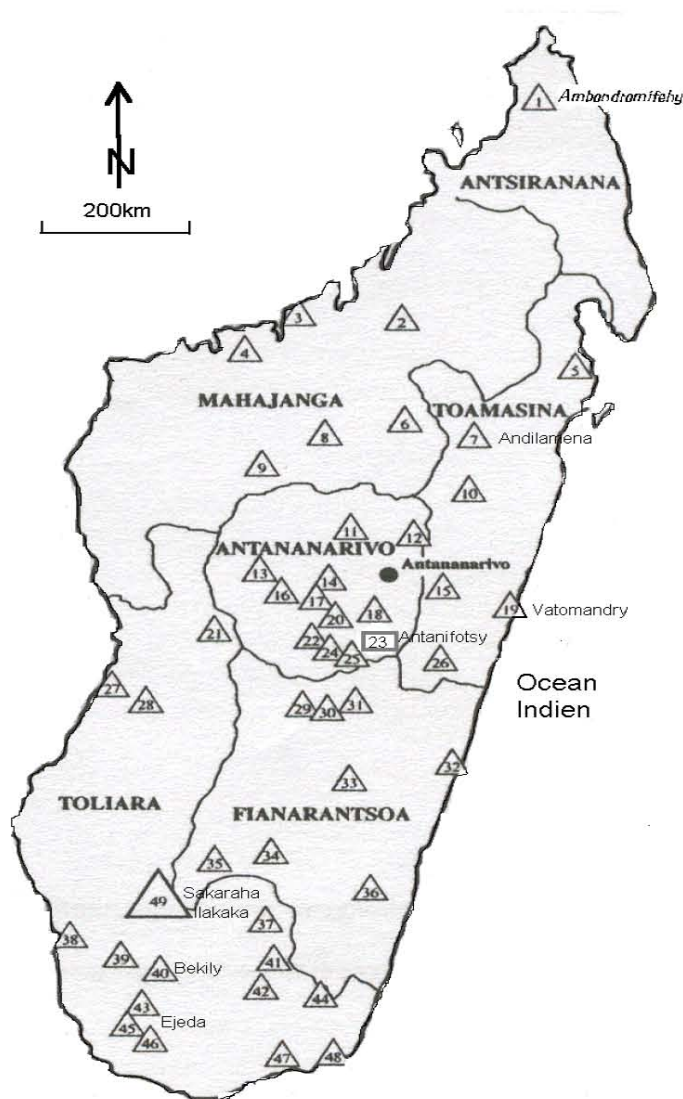


Figure I-1: Localisation des principaux gisements de pierres gemmes à Madagascar (Milisenda et al., 1996). Les noms des différents sites miniers à gemmes sont indiqués dans le Tableau I-1.

En 1992, *Salerno* décrivait les saphirs polychromes de Iankaroka, au sud-ouest de Betroka, dans la province de Tuléar. Depuis 1993, une grande quantité de saphirs gemmes ont été extraits des gisements de type skarn d'Andranondambo dans le sud-est de Madagascar (*Rakotondrazafy, 1995; Rakotondrazafy et al., 1996*) et des placers associés à la province volcanique de la région d'Antsiranana (*Schwarz et al., 2000*). Les placers géants de la région d'Ilakaka, découverts vers la fin 1998, assurent la production d'une grande quantité de saphirs de couleur bleu, de rubis et de pierres fines. La plupart des rubis gemmes des placers d'Andilamena et de Vatomandry arrivèrent sur le marché vers la fin 2000 (*Schwarz et Schmetzer, 2001*).

Les gisements de corindons associés aux provinces basaltiques font l'objet de cette recherche doctorale. Ainsi, les trois régions productrices de corindons gemmes d'origine "basaltique" qui sont reportées dans la **Figure I-2** (zones 1, 2 et 3) ont été étudiées sur le

terrain et au laboratoire.

No.	Localisation	Pierres gemmes
1	Ambondromifehy	saphir
2	Boriziny	améthyste, agate, jaspe, aigue-marine
3	Mahajanga	spessartite, aventurine, quartz
4	Mitsinjo	célestite
5	Mananara	tourmaline, cristal de roche
6	Tsaratana	améthyste, aigue-marine
7	Andilamena	quartz fumé, quartz rose, rubis
8	Maevatanana	épidote, jaspe
9	Kandreho	cristal de roche, amazonite
10	Ambatondrazaka	morganite, tourmaline, agate, jaspe, labradorite
11	Ankazobe	aigue-marine, chrysobéryl, épidote, diopside,
12	Anjozorobe	cristal de roche
13	Tsiroanomandidy	cristal de roche, quartz rose, quartz fumé
14	<i>Miarinarivo</i>	diopside, <i>saphir</i>
15	<i>Moramanga</i>	quartz rose, <i>rubis</i> , <i>saphir</i>
16	Mahasolo	améthyste
17	Soavinandriana	améthyste, quartz fumé, aigue-marine
18	Ambatolampy	agate
19	Vatomandry	améthyste, rubis , saphir
20	Faratsiho	topaze, diopside, saphir
21	Miandrivazo	bois silicifié
22	Ambohimambola	orthoclase
23	Antanifotsy/Soamiakatra	rubis , saphir , zircon, almandin
24	Betafo	quartz rose, quartz fumé, cristal de roche, citrine, aigue-marine, morganite, tourmaline, spodumène, almandin, danburite
25	Antsirabe	cristal de roche, quartz rose, aigue-marine, tourmaline, spodumène, agate, almandin
26	Moralambo	rhodonite
28	Mahabo	amazonite, topaze
29	Ambovombe	rhodonite
30	Ambatofihinandrahana	cristal de roche, améthyste, citrine, quartz fumé, dumortierite
31	Ambositra	cristal de roche, quartz rose, aigue-marine, tourmaline
32	Mananjary	émeraude
33	Fianarantsoa	aigue-marine, tourmaline, cristal de roche, zircon
34	Ihosy	rhodonite, calcite
35	Ranohira	rhodonite, <i>saphir</i>
36	Vondrozo	cristal de roche, quartz fumé, aigue-marine, tourmaline
37	<i>Betroka</i>	rhodonite, zircon, kornéropine, spinelle, <i>saphir (multicolore)</i>
38	Toliara	cordiérite
39	Betioky	rhodonite, labradorite
40	<i>Bekily</i>	saphir, grenat (pyrope - spessartite - grossulaire vanadifère)
41	Mahabo	topaze
42	Beraketa	opale
43	<i>Gogogogo</i>	<i>rubis</i>
44	<i>Andranondambo</i>	<i>saphir</i>
45	<i>Ejeda</i>	<i>rubis</i> , <i>saphir</i>
46	Ampanihy	rhodonite
47	<i>Amboasary</i>	aigue-marine, <i>saphir</i> , zircon, diopside
48	Tolanaro	rhodonite
49	<i>Sakaraha / Ilakaka</i>	<i>saphir</i> , chrysobéryl (œil-de-chat et alexandrite), spinelle, grenat (rhodosite, hessonite), zircon, rubellite, topaze (bleu), spodumène

Tableau I-1: Les principaux gisements de gemmes de Madagascar (*modifié d'après Milisenda et al., 1996*). Les gisements de corindons gemmes sont indiqués en italique et ceux associés aux basaltes alcalins en caractères gras.

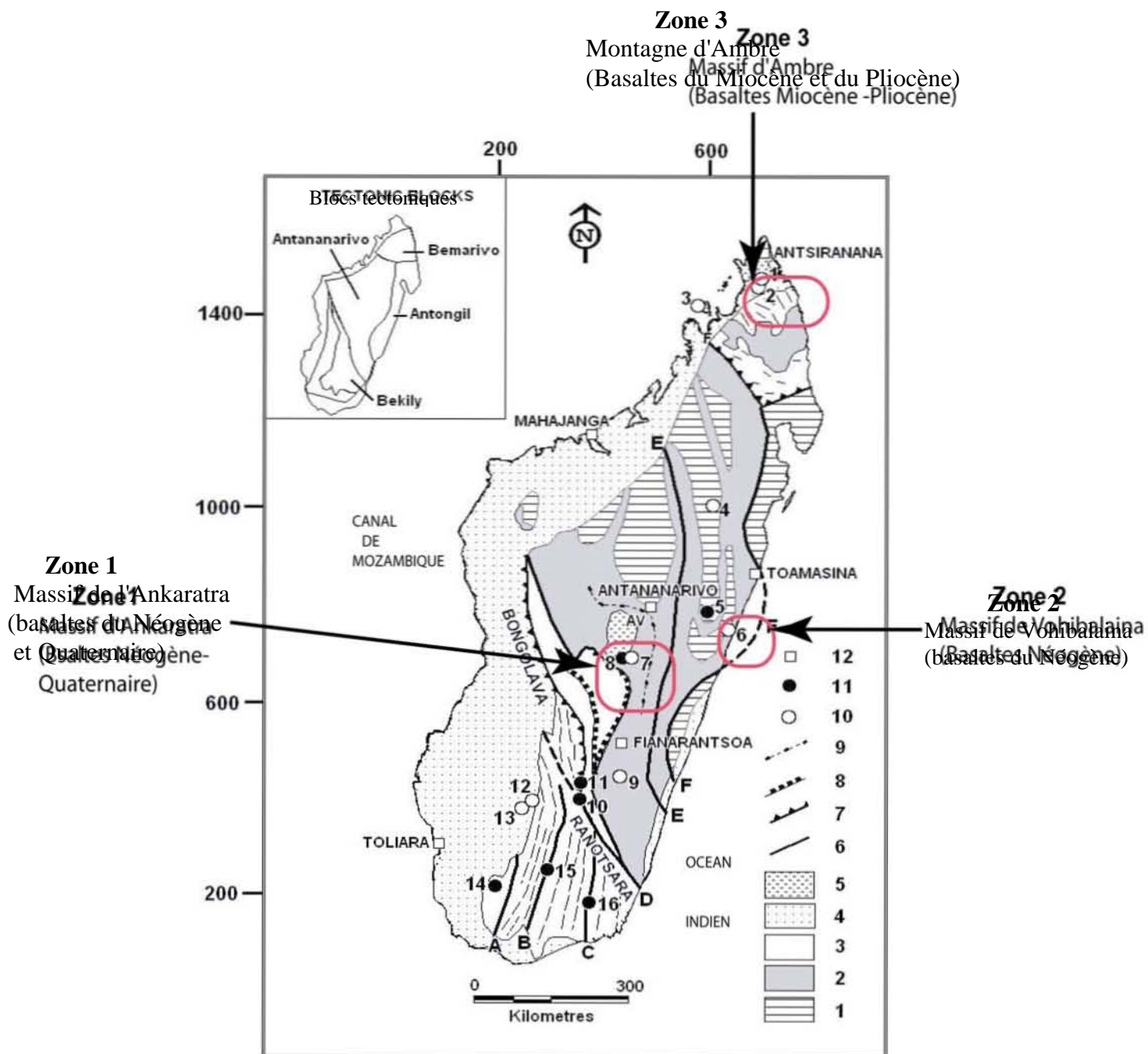


Figure I-2: Répartition des gisements primaires et secondaires (placers) des corindons en environnement basaltique (**zones 1, 2, et 3**) et métamorphique de Madagascar. Les terrains géologiques: 1 = Archéen; 2 = Archéen et Néoprotérozoïque indifférencié; 3 = Méso- Néoprotérozoïque, 4 = couverture Phanérozoïque; 5 = volcanisme Néogène à récent; 6 = Zones de cisaillement (A: Ampanihy, B: Vorokafotra, C: Tranomaro, D: Ranotsara -Bongolava, E: Ifondiana -Angavo, F: Betsimisaraka); 7 = Chevauchement; 8 = Faille de détachement; 9 = virgation d'Antananarivo; 10 = gisement de corindon de type placer (1: Anivorano, 2: Ambondromifehy, 3: Nosy Be , 4: Andilamena, 5: Vatomandry, 7: Kianjanakanga - Mandrosohasina, 9: Miarinarivo, 12: Ilakaka, 13: Sakaraha); 11 = Gisements primaires de corindon (5: Ambohitranefitra, 8: Soamiakatra, 10: Sahambano, 11: Zazafotsy, 14: Ejeda -Fotadrevo, 15: Ambatomena, 16: Andranondambo); 12= Ville.

Ce sont les gisements des districts d'Ambondromifehy, d'Anivorano et de Nosy Be (région de la Montagne d'Ambre - Antsiranana) dans le Nord, les gisements de Soamiakatra, de Mandrosohasina, d'Andranomadio, de Maroparasy, de Kianjanakanga et d'Ambatofotsy au Centre (région de l'Ankaratra- Antsirabe), et les gisements d'Amboditavolo, d'Antanambao-Mahatsara, et de Tetezampao sur la côte Est (région de Vatomandry).

La quasi totalité de ces corindons sont concentrés dans des paléoplacers et des placers alluviaux formés en environnement basaltique. Seul, le gisement de rubis de Soamiakatra dans la région d'Antsirabe est d'origine primaire. Le rubis s'observe soit sous la forme de xénocristaux dispersés dans une matrice basaltique, soit de cristaux associés à des xénolithes de métagabbros et de pyroxénites contenus dans un dyke de basalte alcalin (*Rakotosamizany, 2003, 2007*).

Le but de ce travail a été d'obtenir de nouvelles données de terrain et de laboratoire qui permettent de contribuer à la connaissance de la genèse des gisements de corindons gemmes associés aux basaltes alcalins du Nord, du Centre et de l'Est de Madagascar. Il s'est agit d'étudier soit les gisements primaires de rubis et de saphirs associés aux basaltes, soit les placers liés au démantèlement de ces derniers. Une telle base de données présente de multiples intérêts :

- de réaliser le premier inventaire métallogénique de ce type de gisement à Madagascar,
- de réaliser une carte géologique des principaux gisements et d'établir la relation entre les zones minéralisées (placers) et les basaltes alcalins,
- de réaliser l'étude pétrographique et géochimique des basaltes et de leurs enclaves qui nous apporteront des informations sur la nature de la croûte profonde et du manteau infra-continental à Madagascar au Cénozoïque,
- de caractériser la minéralogie, la chimie et la gemmologie des rubis et des saphirs provenant soit des placers, soit des enclaves qui les contiennent dans le cas du gisement primaire de Soamiakatra, afin de comparer ces résultats avec ceux publiés dans la littérature internationale,
- de connaître de façon indirecte l'âge de formation des corindons en utilisant la méthode de datation U/Pb sur les zircons qui leur sont associés,
- de déterminer la composition isotopique de l'oxygène des corindons gemmes afin de pouvoir discuter de leur origine géologique (métamorphique, magmatique ou hybride)

par comparaison avec une banque mondiale de données obtenue sur les gisements primaires d'origine métamorphique et magmatique,

- enfin, le couplage des données pétrographique, géochimique et radiométrique nous permettront de proposer un modèle de formation pour les gisements de corindons associés aux basaltes alcalins du Nord, du Centre et de l'Est de Madagascar.

CHAPITRE II

GENERALITES SUR LES CORINDONS

II-1 MINÉRALOGIE ET CRISTALLOGRAPHIE DU CORINDON

Le terme corindon vient du Sanskrit "Kuruvinda" qui signifie pierre dure, et qui est devenu en langage populaire dravidien "kurund", puis transcrit "corindon" en Occident (*Anthony et al., 1997*).

Le corindon est constitué d'aluminium et d'oxygène, et il a pour formule chimique α - Al_2O_3 (Al = 52,91% et O = 47,09%). Ce minéral cristallise dans l'holoédrie rhomboédrique (hémioédrie hexagonale; *Cesbron et al., 2002*). La structure du corindon peut être décrite en considérant le réseau des atomes d'oxygène (O^{2-}) qui forment pratiquement un empilement hexagonal compact de type ABAB. Toutes les couches sont superposées deux à deux et quatre atomes d'oxygène jointifs laissent entre eux un espace de forme tétraédrique alors que les six atomes jointifs laissent entre eux un espace de forme octaédrique. Les atomes (Al^{3+}) occupent les lacunes ou sites octaédriques; par ailleurs, comme il y a deux atomes d'aluminium pour trois atomes d'oxygène, deux sites octaédriques sur trois sont occupés dans chaque couche d'aluminium (**Figure II-1**).

Dans chaque plan (0001), les atomes d'oxygène s'arrangent en triangles caractérisés par la distance O-O = 2,5Å. Ces triangles forment le plan de symétrie d'une bipyramide triangulaire Al_2O_3 dont les sommets opposés sont occupés par deux atomes d'aluminium symétriques (Al-O = 19,3Å). La distance aluminium-oxygène est très réduite et le champ électrique de l'aluminium est important. De ce fait, les liaisons électrovalentes Al-O sont fortes. Cette caractéristique explique la grande dureté du corindon (dureté : D = 9), sa densité (densité: $d_s = 3,95\text{-}4,10$), sa résistance au choc ainsi que son éclat très vif (indices de réfraction $n_g(\omega) = 1,767 - 1,772$), $n_p(\epsilon) = 1,759 - 1,763$ avec une faible biréfringence $n_g\text{-}n_p \approx 0,008$, uniaxe négatif : $2V = 58^\circ$).

Les clivages n'existent pas mais par contre il existe des plans de séparation (0001) et (10.1) qui correspondent aux différentes "surfaces d'oxygène", susceptibles de glisser les unes sur les autres, soit dans la direction perpendiculaire à l'axe ternaire (aspect lamellaire des corindons), soit dans les trois directions conjuguées du rhomboèdre élémentaire (lignes de dislocation).

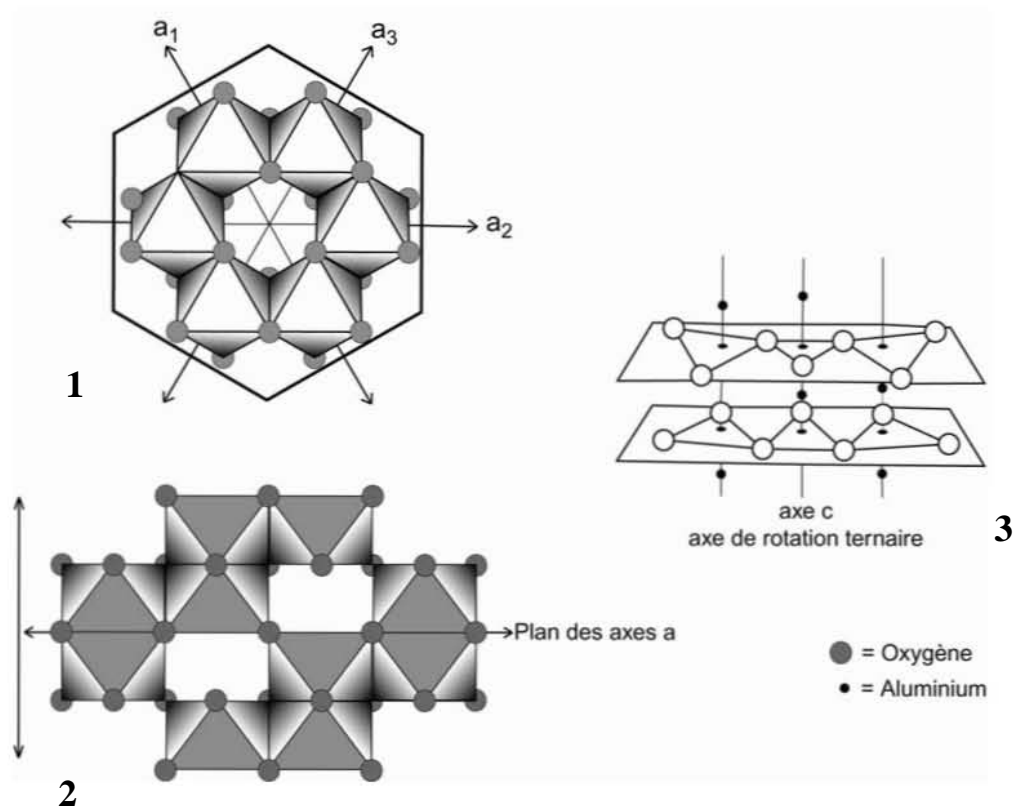


Figure II-1: Structure du corindon avec 1 : une vue perpendiculaire à l'axe c ; 2 : une vue parallèle à l'axe c ; 3 : une vue en perspective (d'après Hughes, 1997 dans Cesbron et al., 2002).

Le corindon fait partie du groupe d'espace $D_{d3}^6 (R\bar{3}C)$ avec deux molécules par maille élémentaire. Les paramètres de maille sont respectivement $a_{\text{hexagonal}} = 4,76\text{\AA}$, $c_{\text{hexagonal}} = 12,98\text{\AA}$ et $a_{\text{rhomboédrique}} = 5,13\text{\AA}$, $\alpha = 55^\circ 17'$ et $z_{\text{rhomboédrique}} = 2$.

La classe $R\bar{3}C$ comporte sept formes cristallines (Cesbron et al., 2002): cinq d'entre elles appartiennent au système hexagonal à savoir : le pinacoïde $\{00.1\}$, le prisme hexagonal de premier ordre $\{10.0\}$, le prisme hexagonal de second ordre $\{11.0\}$, le prisme dihexagonal $\{hk.l\}$ et la dipyramide hexagonale $\{hh.l\}$; les deux autres formes correspondent au système rhomboédrique : le scalénoèdre ditrigonal $\{hk.l\}$ et le rhomboèdre $\{10.1\}$ (**Figure II-2**).

Les principaux habits des corindons des différents gisements décrits dans la littérature (Garnier et al., 2004) sont les suivants (**Figure II-3**) :

En Afghanistan, les rubis présentent une association de prismes hexagonaux tabulaires $\{1120\}$ et de pinacoïdes $\{00.1\}$ avec des faces rhomboédriques $\{10.1\}$ bien développées. Les cristaux présentent une macles polysynthétiques suivant les faces $\{10.1\}$ ainsi que des zonations de couleur bleue.

Au Myanmar, les rubis de Mogok présentent généralement des prismes hexagonaux tabulaires avec une apparence en gradins liée à des oscillations entre les faces du pinacoïde basal $\{0001\}$ et les faces pyramidales ($\{2243\}$, $\{14\ 14\ 28\ 3\}$, $\{1121\}$), prismatiques ($\{10.0\}$, $\{1120\}$) ou rhomboédriques $\{10.1\}$. Ces rubis présentent rarement des formes de barillet ou d'aiguille. Les rubis de Mong Hsu présentent des formes de pyramides ou de bipyramides combinées avec le prisme hexagonal et le pinacoïde.

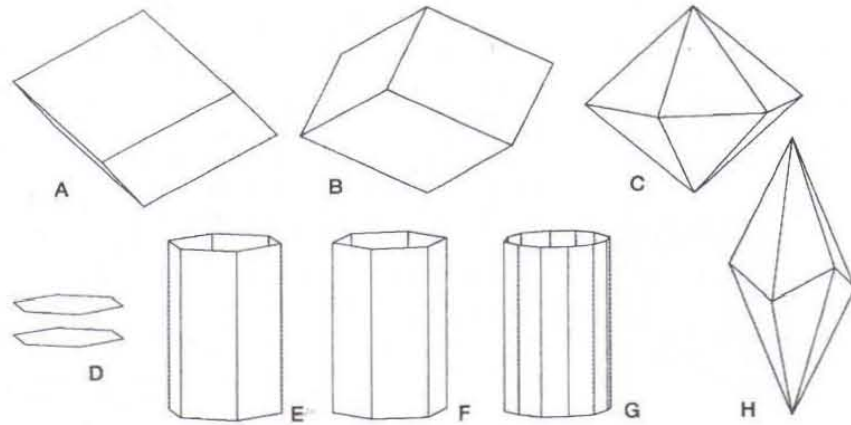


Figure II-2 : Les différentes formes cristallines du corindon. Formes cristallines appartenant à la classe holoèdre 32/m du système rhomboédrique (Cesbron *et al.*, 2002), **A** – rhomboèdre positif $\{10.1\}$, **B** – rhomboèdre négatif $\{01.1\}$, **C** – dipyramide hexagonale $\{hh.1\}$, **D** – pinacoïde $\{00.1\}$, **E** – prisme hexagonal du premier ordre $\{10.0\}$, **F** – prisme hexagonal du second ordre $\{11.0\}$, **G** – prisme dihexagonal $\{hk.1\}$, **H** – scalénoèdre ditrigonal $\{hk.1\}$.

En Tanzanie, les rubis du gisement de Morogoro présentent surtout des faces basales correspondant au pinacoïde $\{00.1\}$ et des faces rhomboédriques $\{10.1\}$, avec un faible développement de faces prismatiques hexagonales $\{1120\}$. Les saphirs de la vallée d’Umba se présentent sous la forme de cristaux tabulaires montrant les faces du pinacoïde $\{00.1\}$ et des prismes hexagonaux $\{1120\}$ mais aucune face pyramidale.

En Thaïlande et au Cambodge, les rubis sont tabulaires et ils se présentent sous la forme de combinaisons de rhomboèdres $\{10.1\}$ et de pinacoïdes $\{00.1\}$ qui sont très souvent arrondis. La troncature des rhomboèdres aux trois coins opposés de chaque face conduit au développement de faces du pinacoïde triangulaire. La plupart des saphirs sont en forme de barillet, de pyramide et de bipyramide allongée. De nombreux cristaux présentent une macle polysynthétique le long des faces $\{1011\}$.

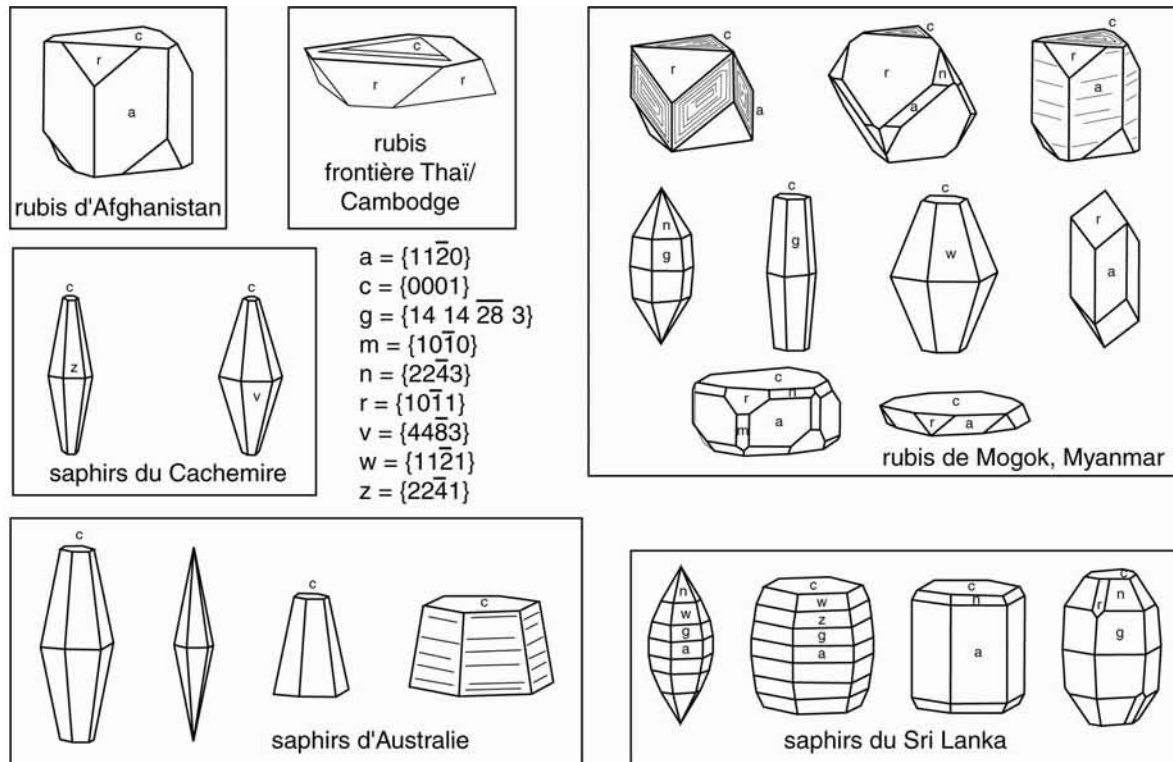


Figure II-3. Principaux habitus des rubis des gisements de Jegdalek en Afghanistan, de Mogok au Myanmar et du Cambodge, et des saphirs d'Australie, du Cachemire indien et du Sri Lanka (Hughes, 1997).

En Australie, en Thaïlande, au Cambodge et au Nigéria, les saphirs associés aux basaltes alcalins ont généralement des formes de barillet, de pyramide et de bipyramide.

Au Cachemire indien (gisement de Sumjam), les cristaux se présentent sous forme de bipyramides hexagonales ($\{22\bar{4}1\}$ et $\{44\bar{8}3\}$) allongées, de couleur bleu clair avec des sommets bleu foncé et des surfaces partiellement corrodées. Certains cristaux présentent des faces du pinacoïde $\{00.1\}$, et d'autres sont aplatis suivant l'un des axes a .

II-2 LES VARIETES DE CORINDON ET ORIGINE DE LA COULEUR

Lorsqu'il est sous sa forme pure, le saphir est incolore (leucosaphir). Les deux variétés de corindon les plus connues sont le rubis de couleur rouge et le saphir de couleur bleue. Les saphirs peuvent présenter une grande diversité de couleurs en passant par toute une gamme de jaune, orange, vert, marron, rose ou violet lorsqu'ils possèdent des impuretés dans leur réseau cristallin ou lorsqu'ils ont été chauffés artificiellement.

La coloration du corindon est due à deux facteurs principaux :

- la présence d'éléments traces, notamment les métaux de transition comme Cr, Fe, Ti, V, Ga, appelés éléments chromophores, qui se substituent aux ions Al^{3+} dans le réseau cristallin du corindon sous la forme d'ions Fe^{3+} , Fe^{2+} , Cr^{3+} , Ti^{3+} , Ti^{4+} (**Tableau II-1**);

	Violet foncé	Bleu	Vert	Jaune	Orange	Rose orangé	Rose	Rouge
Al	51.73	51.72	51.48	51.77	51.26	51.71	51.85	51.60
O	46.71	46.70	46.57	46.70	46.49	46.71	46.77	46.77
Fe	0.42	0.81	1.11	0.64	1.09	0.52	0.34	0.10
Cr	0.10	-	0.05	0.03	0.17	0.02	0.06	0.61
Ti	0.003	0.03	-	0.06	0.03	-	-	-
Mn	0.003	-	-	0.01	-	0.01	0.08	-
Ca	-	-	-	-	-	0.02	0.04	-
Na	0.18	0.09	0.13	0.16	0.17	0.14	0.11	0.16
K	-	-	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	-
Mg	0.60	0.06	0.50	0.50	0.53	0.64	0.64	0.63
total	99.80	99.41	99.86	99.89	99.78	99.81	99.92	99.87

Tableau II-1: Analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique (en % poids) de corindons de différentes couleurs du Malawi (*d'après Pomian-Szrednicki, 1997*).

- la couleur bleue du saphir est liée à la présence d'atomes de fer et de titane qui se substituent à l'aluminium dans la structure du corindon, et également à des transferts de charges entre le Fe^{2+} et le Ti^{4+} ;

- la présence d'inclusions minérales piégées durant la croissance du corindon, de nature contrastée, comme le rutile, la boehmite, le diaspore, les carbonates, l'apatite, le zircon, les feldspaths peut provoquer la formation de textures et caractéristiques optiques particulières. Dans certains cas, ces inclusions peuvent s'orienter préférentiellement le long des axes cristallographiques et occasionner la formation d'un astérisme ou d'une texture "trapiche", formée de six bras squelettiques et de six secteurs de croissance centrés suivant l'axe c du cristal (*Garnier et al., 2002*).

II-2.1 Le rubis

Le rubis est la variété rouge du corindon. Sa couleur est liée à la présence d'oxyde de chrome (Cr_2O_3) qui se substitue à l'aluminium dans le réseau cristallin (**Tableau II-2**) dans des proportions variant de 0,19% poids dans les rubis du Népal (*Muhlmeister et al., 1981*) à 3,8% poids dans les rubis du gisement de Claim O'Briens au Zimbabwe (*Schreyer et al., 1981*). Le rubis variété "goodletite" de Westland en Nouvelle-Zélande peut contenir jusqu'à 13% poids de Cr_2O_3 , valeur extrême pour le corindon (*Grapes et Palmer, 1996*).

Des concentrations en Cr_2O_3 comprises entre 1 à 2% poids dans le rubis de Mogok, au Myanmar, permettent d'obtenir une couleur rouge intense appelée "sang de pigeon" (*Garnier et al., 2002c*).

Couleur	Cause	Référence
pourpre	transfert de charges $\text{Fe}^{2+}\text{-O-Ti}^{4+}$ coexistant avec Cr^{3+} en coordination octaédrique	<i>Schmetzer et Bank (1981)</i>
bleu (saphir)	transfert de charge $\text{Fe}^{2+}\text{-O-Ti}^{4+}$ avec influence du transfert de charge $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$	<i>Smith et Strens (1976)</i> <i>Schmetzer (1987)</i>
vert	Fe^{3+} en coordination octaédrique coexistant avec un transfert de charges $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{3+}$	<i>Schmetzer et Bank (1981)</i>
jaune	Transfert de charges $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ Fe^{3+} et Ti^{3+} des centres colorés variés, de structure inconnue paires d'ions Fe^{3+}	<i>Schmetzer et al. (1982)</i> <i>Nassau et Valente (1987)</i> <i>Schmetzer et Bank (1981)</i> <i>Schiffmann (1981) Schmetzer et al. (1983)</i> <i>Nassau et Valente (1987)</i> <i>Ferguson et Fielding (1971)</i>
orange à brun orangé	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés avec une contribution de Fe^{3+}	<i>Schmetzer et Bank (1981)</i> <i>Schmetzer et al (1983)</i>
"padparadscha"	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés Cr^{3+} en coordination octaédrique du fait de la substitution de 2 Al^{3+} par Cr^{3+} et Mg^{2+} dans la structure cristalline	<i>Schmetzer et Bank (1981)</i> <i>Nassau (1983)</i>
rouge (rubis)	Cr^{3+} en coordination octaédrique avec une contribution mineure de V^{3+} et Fe^{3+} en coordination octaédrique	<i>Harder (1969)</i> <i>Gübelin (1975)</i>
rose	Cr^{3+} en coordination octaédrique	<i>Rossmann (données non publiées)</i>
couleur changeante	Cr^{3+} et / ou V^{3+} en coordination octaédrique dans un intervalle de teneurs particulières.	<i>Schmetzer et al. (1980)</i>

Tableau II-2: Relation entre la couleur des saphirs colorés et des rubis et leur composition chimique. La couleur bleu du saphir est due à la présence à la fois du fer et du titane. Le fer sous la forme Fe^{3+} est également responsable de la couleur verte tirant vers le jaune de certains saphirs verts et jaunes (*Fritsch et Rossmann, 1988*).

Garnier (2003) résume les mécanismes d'adsorption de la lumière blanche intervenant dans la coloration du rubis: le premier implique une transition électronique depuis le niveau

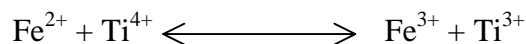
énergétique de base 4A_2 vers le niveau excité 4T_2 . Une radiation de 2,2 eV, correspondant à la lumière vert-jaune, est ainsi absorbée. Le second mécanisme implique une transition 4A_2 vers le niveau d'énergie 4T_1 absorbant une radiation de 3,0 eV qui correspond à la lumière violette (Taraschchan, 1978). Ces bandes d'absorption se recouvrent partiellement. Par ces deux mécanismes, la transition de la lumière bleue est moins forte que celle de la lumière rouge d'où l'intensité de la couleur rouge du rubis avec quelques reflets violets. Le phénomène de fluorescence au sein du minéral renforce encore considérablement la couleur rouge du rubis.

La couleur est dépendante de la sensibilité de l'œil humain et de l'environnement cristallographique des chromophores contenus dans les cristaux (Fritsch et Rossman, 1987). Par exemple, le chrome est le chromophore qui donne sa couleur rouge au rubis et sa couleur verte à l'émeraude. La différence de couleur entre les deux minéraux est liée à des distances Cr-O différentes et à des distorsions du réseau cristallin qui influent sur le champ électrostatique du chrome. Ainsi, bien que similaires, les spectres d'absorption du rubis et de l'émeraude présentent leurs maxima à des niveaux d'énergie différents (**Figure II-4**). Pour le rubis, les spectres d'absorption sont situés dans le rouge à 610 nm et dans le bleu à 480 nm ; mais comme l'œil humain est plus sensible au rouge qu'au bleu, ainsi le rubis apparaît rouge (**Figure II-4**). La bande d'absorption de l'émeraude est centrée dans le vert à 560 nm, là où l'œil humain est le plus sensible.

Outre le chrome, d'autres éléments peuvent apporter une nuance dans la couleur rouge: la présence d'ions Fe^{3+} apporte une nuance marron et la présence conjuguée de Fe et Ti est à l'origine d'une nuance violette (Garnier, 2003).

II-2.2 Le saphir bleu

La couleur bleue du saphir est liée à un phénomène complètement différent de celui du rubis (Hughes, 1997). Cette couleur est liée à la présence d'atomes de fer et de titane qui se substituent à l'aluminium dans la structure du corindon (**Tableau II-2**). Le fer est présent sous forme ferreuse (Fe^{2+}) ou ferrique (Fe^{3+}) tandis que le titane est à l'état de valence IV (Ti^{4+}). Si les ions Fe^{2+} et Ti^{4+} se situent à proximité l'un de l'autre dans le corindon, une couleur bleue est visible. Sous l'effet de la lumière, un électron libre passe du fer vers le titane selon le transfert suivant :



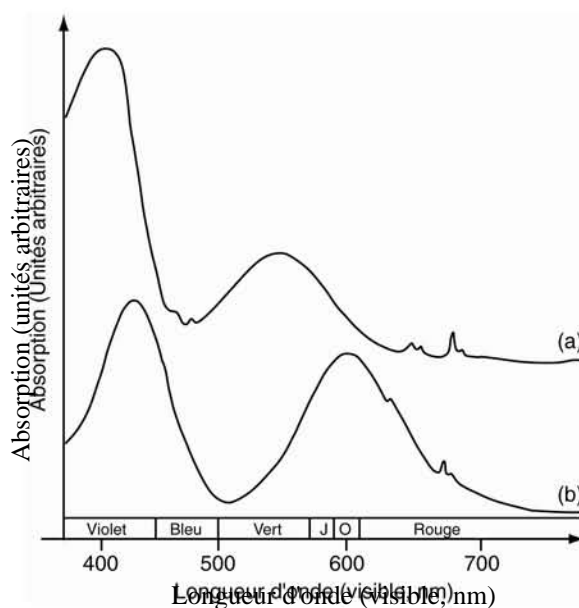


Figure II-4: Spectres d'absorption (a) d'un rubis du Myanmar et (b) d'une émeraude de Colombie (*modifié d'après Fritsch et Rossman, 1987*).

Ce mécanisme de transfert de charges de valence est à l'origine de la couleur bleue du saphir. Une petite quantité (centièmes de pour cent) de fer et de titane suffisent pour obtenir la couleur bleu profond du saphir. La couleur peut être également liée à des transferts de charges entre des atomes Fe^{2+} et Fe^{3+} en substitution dans le réseau cristallin du saphir. Mais un excès de fer entraîne souvent une couleur sous-jacente verdâtre.

La couleur de certains saphirs peut également changer selon son orientation par rapport à la source lumineuse, parfois de façon spectaculaire: c'est le pléochroïsme. De plus, la couleur peut également varier avec la nature de la source de lumière: naturelle ou incandescente. Ainsi, les saphirs du Myanmar, de couleur bleue intense, ont tendance à s'assombrir fortement à la lumière du soir et ils montrent un pléochroïsme marqué dans le bleu et le vert pâle. Les saphirs du Sri Lanka ont une belle couleur bleue, souvent un peu claire. A la lumière du soir, certains restent bleus et d'autres deviennent violacés. Ils montrent un pléochroïsme franc dans les couleurs bleu et blanche, leur spectre d'absorption indique la présence conjointe de Fe et Cr. Les saphirs de Thaïlande, du Cambodge et d'Australie sont réputés pour leur couleur bleue nuancée de vert ; ils sont fortement pléochroïques dans les tons bleus et verts. De plus, un excès de titane (soies de rutile- TiO_2) leur donne une teinte brunâtre.

II-2.3 Les saphirs jaunes et orangés

Plusieurs mécanismes sont à l'origine de la couleur des saphirs jaunes et orangés (**Tableau II-2**). Pour les saphirs jaunes Thaïlandais et Australiens, la présence d'ions Fe^{3+} semble être la cause de leur couleur :

- dans certains cristaux, les atomes de fer sont dispersés dans le minéral et ils ne sont pas nécessairement dus à des substitutions;
- dans d'autres cristaux, ce sont des mécanismes de transfert de charges entre des paires d'ions Fe^{3+} en substitution dans la structure qui sont à l'origine de la couleur jaune;
- dans d'autres cas, la couleur est liée à la présence de centres colorés. La formation d'un centre coloré implique soit la perte d'un électron lorsqu'un ion divalent (par exemple Mg^{2+}) se substitue à un aluminium du réseau cristallin, soit le gain d'un électron dans une lacune du réseau cristallin. C'est le cas des saphirs du Sri Lanka. Les lacunes électroniques ont été créées par irradiation naturelle des pierres, à faible dose et pendant des millions d'années. L'irradiation d'un cristal entraîne l'éjection d'un électron d'un atome, créant ainsi deux centres colorés, un lié à une perte d'électron, l'autre à un gain. Le couplage de lacunes électroniques avec la présence d'ions Fe^{3+} donne une couleur jaune aux saphirs (*Hughes, 1997*). La couleur orange à brun orangé est liée à la présence d'ions Cr^{3+} en coordination octaédrique et de centres colorés de structure inconnue, probablement avec une contribution d'ions Fe^{3+} (*Fritsch et Rossmann, 1988a*).

La couleur jaune peut également apparaître lors de la diffusion d'un élément, après chauffage de certaines particules exsolvées dans le minéral.

La couleur orange à brun orangé est liée à la présence d'ions Cr^{3+} en coordination octaédrique et de centres colorés de structure inconnue, probablement avec une contribution d'ion Fe^{3+} (*Fritsch et Rossmann, 1988b*).

II-2.4 Le saphir "padparadscha"

La couleur spécifique du saphir Sri Lankais dénommé «padparadscha» peut se définir comme rose-orangé; ceci impliquant qu'il s'agit d'un pôle rose plus ou moins additionné de

jaune-orangé (*Notari, 1997*). Le terme "padparadscha" provient du Sanskrit/Sri Lankais «padmaraga» qui caractérise une couleur semblable à celle de la fleur de Lotus (*Nelumbo Nucifera Speciosa*). La plupart des fleurs de lotus ont une couleur plutôt rosée qu'orangée, et dans l'Antiquité, le "padmaraga" était décrit comme une variété du rubis. Cette couleur est due à la présence de Cr^{3+} en transition simple, en coordination octaédrique, et de Fe^{3+} dans le cadre d'un transfert de charge avec O^{2-} (**Tableau II-2**). Ces éléments sont présents dans des proportions de 0,04% à 0,8% en remplacement de quelques ions Al^{3+} dans le réseau cristallin (*Notari, 1997*).

II-2.5 Les autres couleurs

Les autres couleurs (violet, rosé, vert) du corindon proviennent des combinaisons entre les différents mécanismes présentés dans le **Tableau II-2**.

II-3 LES INCLUSIONS DANS LES CORINDONS

Les cristaux de corindons peuvent renfermer des inclusions solides et des inclusions fluides. Elles sont piégées lors de la croissance du cristal. Les inclusions solides sont systématiquement déterminées par les gemmologues car elles permettent parfois d'effectuer un diagnostic d'origine géologique et / ou géographique du corindon.

II-3.1 Les inclusions solides

Dans les corindons, suivant les cas, la présence d'inclusions solides peut augmenter ou diminuer leur valeur commerciale. Le rutile est souvent observé dans les corindons, et suivant sa répartition dans le cristal, il peut provoquer des effets d'astérisme qui sont mis en valeur après la taille (**Figure II-5**). Les inclusions sont disposées suivant les axes de symétrie du système hexagonal du cristal, et on obtient très souvent des rubis et des saphirs étoilés qui peuvent présenter un astérisme à six ou douze branches. L'astérisme provient de l'agencement de particules minérales allongées (cristaux aciculaires ou lamelles de rutile ou d'hématite), disposées parallèlement les unes par rapport aux autres, suivant deux ou plusieurs directions et perpendiculairement à l'axe c, en diffusant la lumière. Ce phénomène d'astérisme s'observe particulièrement bien sur des pierres taillées en cabochon.

Les saphirs rosés à marron de Miarinarivo (région d'Ambalavao, Madagascar) qui contiennent du fer présentent souvent un astérisme à six branches, et avec un cœur marqué par

la présence d'un cristal de magnétite ou d'hématite. Une taille en cabochon perpendiculaire à l'axe c du cristal, donne à la pierre l'aspect d'un œil appelé «œil de tigre».

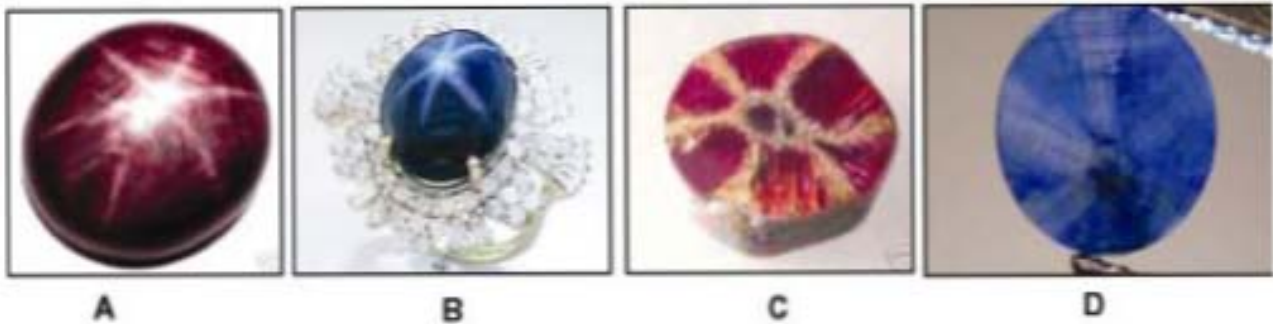


Figure II-5: A) et B): Saphirs étoilés (Kanchanaburi Trat, Thaïlande), C): Rubis "trapiche" de Mong Hsu (Myanmar), D): Saphirs "trapiche" du Cambodge (Hughes, 1997).

Les inclusions solides peuvent également indiquer des précisions sur l'environnement géologique où a cristallisé le corindon. Le **Tableau II- 3** montre la relation existant entre la nature des inclusions solides piégées dans le corindon et les différents types de gisements (Andriamamonjy, 2006).

Le rubis peut parfois présenter une texture particulière appelée "trapiche", formée de six bras squelettiques séparés par six secteurs de croissance qui sont centrés suivant l'axe c du cristal. Les bras squelettiques contiennent des inclusions solides de nature minéralogique contrastée ou des cavités d'inclusions fluides. Ce terme a été utilisé pour la première fois pour désigner certaines émeraudes de Colombie présentant cette texture qui rappelait la roue dentée qui entraîne le système de broyage de la canne à sucre.

La texture "trapiche" s'observe également dans les rubis de Mong Hsu au Myanmar, de Luc Yen au Viêt-Nam (Garnier *et al.*, 2002c) ainsi que ceux du Népal (Smith *et al.*, 1997). Les inclusions solides le plus fréquemment rencontrées sont des carbonates, des silicates ou des oxydes (Garnier *et al.*, 2001). Les rubis à texture "trapiche" se rencontrent presque uniquement dans les gisements métamorphiques de type marbre.

Le saphir bleu et opaque du gisement de Mandrosohasina, près d'Antsirabe (Madagascar) présente également une texture de type "trapiche". Dans ce cas précis, le saphir provient d'un paléoplacer formé dans un environnement basaltique.

Inclusions solides	Corindon	Type de gisement	Références bibliographiques
pyrite, biotite, analcime, calcite	saphir	roche mafique	<i>Gübelin et Koivula (1986)</i>
zircon, soies de rutile	saphir	syénite	<i>Guo et al. (1996a)</i>
calcite, spinelle, feldspath, phlogopite, urano-thorianite, zircon, fluorite	saphir	skarn	<i>Schwarz et al. (1996)</i>
hématite, vermiculite	saphir	roche ultrabasique	<i>Solesbury (1967) ; Peretti et al. (1990)</i>
calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, rutile, soufre, diaspoire	rubis et saphir	marbre	<i>Hänni et Schmetzer (1991), Smith et al. (1997), Pham Van Long et al. (2004)</i>
rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline, feldspath, grenat	saphir et rubis	gneiss, granulite, charnockite	<i>Simonet (2000)</i> <i>Saminpanya (2000)</i>
zoïsite, amphibole, margarite	rubis	amphibolite	<i>Thenthorey et al. (1996), Forestier et Lasnier (1969)</i>
zircon, rutile, anorthite, spinelle, ilménite	rubis	pyroxénite, métagabbros	<i>Rakotosamizany (2003, 2007)</i>
uraninite, ilménorutile, zircon, ferrocolumbite, uranpyrochlore	saphir	basalte	<i>Saminpanya (2000)</i>

Tableau II-3: Les différents types d'inclusions solides piégées dans les corindons et leurs relations avec leur milieu de formation..

II-3.2 Les inclusions fluides

La présence d'inclusions fluides primaires piégées dans les corindons est fréquente. Ce type de cavités fluides témoigne de la présence de fluides pendant la croissance du cristal. Les fluides sont généralement carboniques et riches en CO₂. Par exemple, les fluides primaires piégés par les corindons des gisements de type skarn du Sud-Est de Madagascar (*Rakotondrazafy, 1995; Rakotondrazafy et al., 1996; Ravololomiandrinarivo et al., 1997*), du Kenya et de la Tanzanie (*Mercier et al., 1999*), contiennent entre 80 et 100 moles % de CO₂ et avec de faibles teneurs (<10moles %). L'abondance d'inclusions fluides dans les cristaux a pour effet de rendre les cristaux translucides et de diminuer leur qualité gemme. Par ailleurs, des inclusions fluides secondaires qui sont piégées sur des plans de fractures témoignent la circulation de fluides postérieurs à la croissance du cristal.

II-4 LES CORINDONS SYNTHETIQUES

Avec les corindons naturels et les corindons traités, les cristaux de synthèse se trouvent également parmi les corindons commercialisés en joaillerie. Plusieurs types de synthèses industrielles ont été inventées au cours du siècle passé (synthèse par flux, fusion et hydrothermale). L'ensemble de ces procédés est décrit par *Hughes (1997)*. Signalons que le rubis synthétiques peuvent renfermer une quantité importante d'éléments en traces comme le Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ga et V ou de Pb, Pt, Bi, Mo, Zr, Ni, Co, qui dépendent du type de fondant utilisé.

Les essais de synthèse cristalline se développèrent dans la seconde moitié du XIX^{ème} siècle. *Fremy*, en 1885 et en 1877, fabriqua des cristaux centimétriques de rubis synthétique, et les rubis synthétiques furent dès lors commercialisés sur le marché international. Deux ans après sa première synthèse, *Auguste Verneuil* publie en 1904, le premier article scientifique décrivant la synthèse de corindon par le procédé de fusion par flamme. Le procédé de fusion par flamme, aujourd'hui utilisé dans l'industrie joaillière, est resté quasiment inchangé par rapport à celui inventé par Verneuil.

Les procédés de fabrication des corindons synthétiques peuvent être divisés en deux catégories: la croissance par « fusion » et la croissance en « solution » (*Muhlmeister et al., 1998; Tableau II-4*).

II-4.1 Synthèse de cristallisation à partir du liquide de fusion

Ce type de synthèse comprend la fusion par flamme (Verneuil), la méthode Czochralski et la zone flottante. Elle est basée sur la fusion et la cristallisation d'oxyde d'alumine dans lequel des éléments chimiques ont été introduits en traces. Le matériel à cristalliser est d'abord fondu puis mis dans des conditions permettant sa cristallisation de manière très contrôlée.

- La méthode de fusion par flamme (méthode de Verneuil) se fait dans une sphère à l'intérieur d'un conteneur. L'appareillage est constitué d'une torche de soufflage verticale à oxygène et hydrogène pointant vers le bas. La poudre d'alumine fond lorsqu'elle passe à travers la flamme et se dépose sur la boule en croissance qui est lentement tirée vers le bas. (**Figure II-6**).

Procédé/ Fabricant	Matériau utilisé	Référence
Synthèse par fusion Czochralski Fusion par flamme Zone flottante avec inclusions fluides (IF) en forme d'empreintes digitales	Alumine et Cr_2O_3 Alumine et Cr_2O_3 Alumine et Cr_2O_3 Corindon synthétique fabriqué par fusion par flamme avec des IF induites par n'importe quel type de flux	<i>Rubin et Van Uiter (1966) ; Nassau (1980)</i> <i>Verneuil (1904) ; Nassau (1980) ; Yaverbaum (1980)</i> <i>Nassau (1980) ; Sloan et McGhie (1988)</i> <i>Koivula (1983) ; Schmetzer et Schupp (1994) ; Kammerling et al. (1995)</i>
Synthèse par flux Chatham Douros Kashan Knischka Lechleitner Ramaura	$\text{Li}_2\text{O}-\text{MoO}_3-\text{PbF}_2$ et/ou $\text{PbO}_2\text{Na}_3\text{AlF}_6$, et/ou PbO PbF_2 ou PbO_4 Na_3AlF_6 (cryolite) $\text{Li}_2-\text{WO}_3-\text{PbF}_2$ et/ou PbO , $\text{Na}_2\text{W}_3\text{O}_7$ et Ta_2O_5 Synthèse ($\text{Li}_2\text{O}-\text{MoO}_3-\text{PbF}_2$ et/ou PbO) sur germe de corindon naturel $\text{Bi}_2\text{O}_3-\text{La}_2\text{O}_3-\text{PbF}_2$ et/ou PbO_2	<i>Schmetzer (1986) ; Hänni et al. (1994)</i> <i>Smith et Bosshart (1993) ; Hänni et al. (1994)</i> <i>Henn et Schrader (1985) ; Schmetzer (1986) ; Weldon (1994)</i> <i>Knischka et Gübelin (1980) ; Schmetzer (1986, 1987) ; Galia (1987) ; Brown et Kelly (1989)</i> <i>Schmetzer (1986) ; Schmetzer et Bank (1987)</i> <i>Kane (1983) ; Schmetzer (1986)</i>
Synthèse hydrothermale Tairus	Alumine ou hydrates d'aluminium en milieu aqueux avec des composés chromés (par exemple $\text{Na}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$)	<i>Nassau (1980) ; Yaverbaum (1980) ; Peretti et Smith (1993) ; Peretti et al. (1997) ; Qi et Lin (1998)</i>

Tableau II-4: Procédés et matériaux utilisés pour la fabrication des rubis synthétiques.

- La méthode Czochralski utilise un creuset en rodhium ou en iridium. Le germe de cristal est accroché à un foret qui tourne (10 à 100 rotations/mn) et tire lentement (moins de 10cm/heure) le cristal (**Figure II-7**).

- Dans la méthode à zone flottante, une baguette formée de cristaux agglomérés est maintenue verticalement par des forets fixés à chacune de ses extrémités. Un mécanisme de chauffage permet de ne chauffer qu'une petite partie de cette baguette, « la zone flottante », à proximité d'une des extrémités. Le cristal se forme à l'autre extrémité ; dans certaines conditions, il est possible de n'avoir qu'un seul cristal.

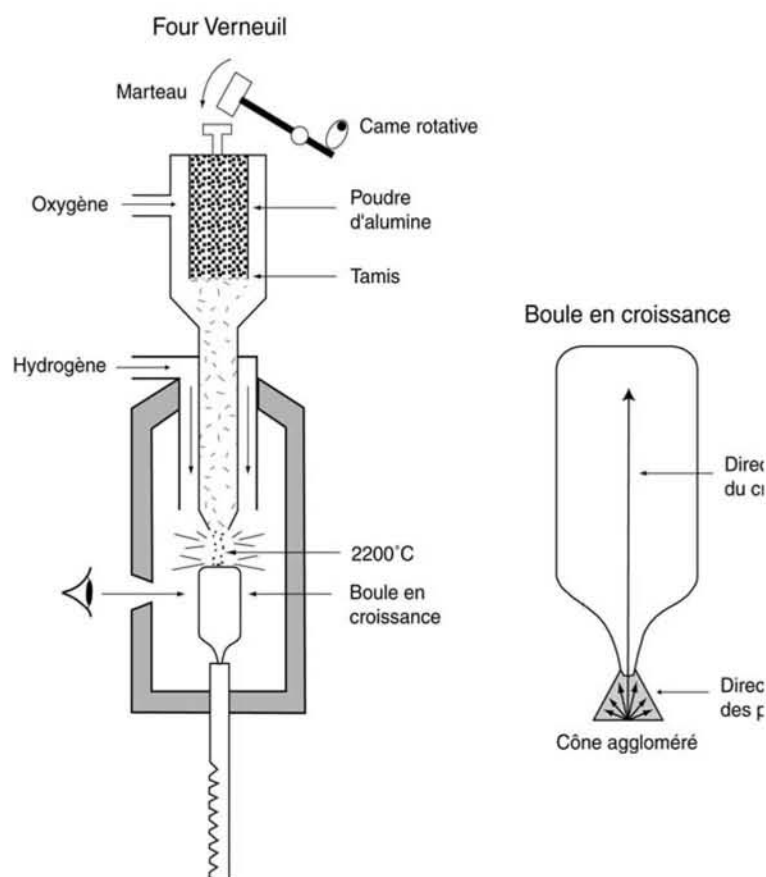


Figure II-6: Représentation schématique d'un four de type Verneuil et détail de la boule en croissance (Hughes, 1997).

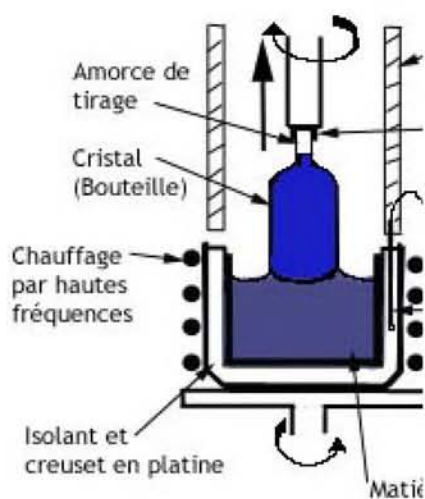


Figure II-7: Synthèse de corindon par liquide de fusion obtenue par la méthode de Czochralski. (source Gemmes info).

II-4.2 Synthèse par la croissance en solution

Les corindons produits par croissance en solution cristallisent à partir d'une solution dans laquelle l'aluminium et d'autres éléments sont dissous. Les cristaux sont formés soit par évaporation, soit en modifiant la température, notamment en la diminuant si la solubilité augmente avec la température (*Nassau, 1972*). Une solubilité de quelques pour-cent est communément utilisée. Comme une élévation de température augmente habituellement la solubilité, la synthèse hydrothermale permet d'atteindre des solubilités croissantes en utilisant des autoclaves à haute pression qui peuvent contenir des solutions aqueuses au-dessus du point de fusion. Une autre façon d'obtenir de fortes solubilités est d'utiliser des solvants à haute température de fusion comme dans le cas de la méthode des fondants (« flux-melt » ou « slow cooling method »).

- La synthèse par flux utilise des creusets généralement en platine (**Figure II-8**). Les types de flux ont des compositions chimiques très variables (**Tableau II-4**). Pour le rubis par exemple, le mélange alumine- Cr_2O_3 -solvant est fondu à une température d'environ 1300°C . Le creuset est par la suite refroidi lentement à une température d'environ 4°C/semaine , provoquant ainsi une diminution de la solubilité et la cristallisation du rubis (*Nassau, 1972*).

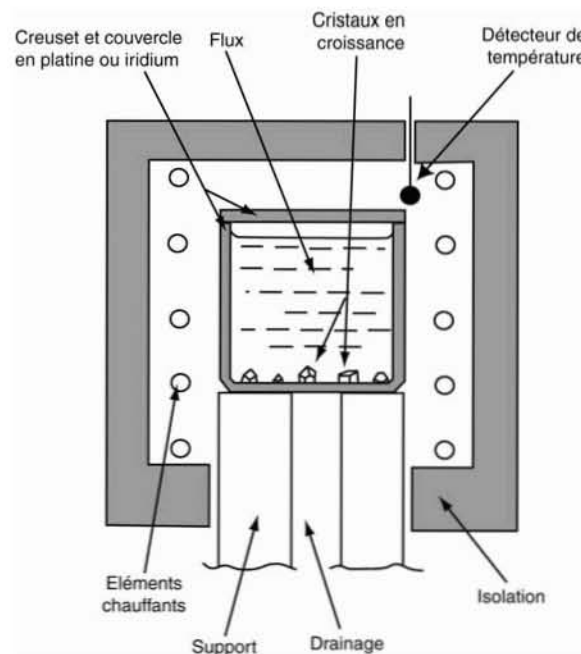


Figure II-8: Four utilisé pour la synthèse de corindon par la méthode de flux (*modifié d'après Nassau, 1980*).

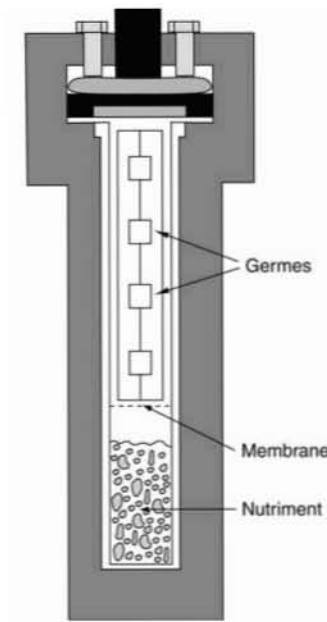


Figure II-9: Autoclave utilisée pour la synthèse hydrothermale du corindon (*Nassau, 1980*)

- La synthèse hydrothermale utilise des fragments d'alumine cristalline ("nutriments") qui sont situés à la base d'une autoclave (**Figure II-9**). L'autoclave est fermée et remplie d'une solution aqueuse alcaline, sa base étant chauffée à 400°C et son sommet à environ 350°C. Sous l'effet de la pression et à ces températures, des courants se forment à la base de l'autoclave et dissolvent les grains d'alumine en produisant une solution aqueuse alcaline. Lorsque la solution atteint la partie froide de l'alumine, la solubilité de l'alumine diminue et ainsi elle cristallise sur les germes. Par convection, la solution appauvrie en alumine retourne dans la partie chaude de l'autoclave et dissout à nouveau les nutriments.

II-5 LES TRAITEMENTS DES CORINDONS

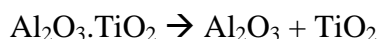
La couleur et la transparence des corindons non gemmes, présentant des impuretés, peuvent être améliorées par chauffage. En effet, il est possible de modifier la couleur de certains rubis et saphirs naturels par des traitements thermiques entre 1600 et 1800°C. Les principaux traitements thermiques sont appliqués pour le développement et la réduction de l'astérisme, le développement et l'éclaircissement de la couleur et l'ajout de la couleur par diffusion.

II-5.1 Le développement et la réduction de l'astérisme

Certains corindons naturels contiennent assez de titane pour permettre le développement d'un astérisme, mais dans une configuration inadéquate. En effet, si lors de sa croissance, la pierre est refroidie brutalement, l'alumine et l'oxyde de titane forment une solution solide dans laquelle Ti_2O_3 se substitue à Al_2O_3 dans le réseau cristallin. Le chauffage de la pierre, dans des conditions oxydantes, permet l'exsolution du rutile suivant la réaction :

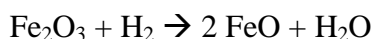


Cependant, le titane peut également être présent sous forme d'une solution solide métastable $\alpha - \text{Al}_2\text{O}_3.\text{TiO}_2$, l'oxyde Ti_2O_3 étant alors absent. Dans ce cas, l'exsolution du rutile pourrait se faire par chauffage suivi d'un refroidissement lent :

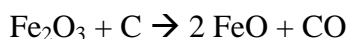
*II-5.2 Le développement et l'éclaircissement de la couleur*

Un saphir qui contient des quantités suffisantes de fer et de titane, mais sous forme trop oxydée (fer ferreux) aura une couleur bleue pâle, verte ou jaune, ou sera incolore.

Un chauffage sous atmosphère fortement réductrice pourra transformer une partie du fer ferreux en fer ferrique selon la réaction suivante :



ou dans une gangue de carbone :



et ainsi développer ou renforcer la couleur bleue.

II-5.3 L'ajout de la couleur par diffusion

Ce procédé thermochimique utilise des agents colorants contenus dans des préparations chimiques qui peuvent diffuser à la surface du corindon et produire une couleur uniforme. Les corindons sont enrobés dans des substances chimiques dopées en éléments chromophores sélectionnés suivant la couleur désirée, et en les chauffant à une température minimale de 1800°C. A cette température, la structure compacte du corindon est disloquée et les colorants diffusent de la surface vers l'intérieur du cristal.

II-6 IMPORTANCE ET UTILISATION DU CORINDON DANS LE DOMAINE DE LA JOAILLERIE

Les corindons gemmes (rubis et saphir) sont utilisés en joaillerie. Cependant, l'utilisation des corindons ne se limitent pas à ces fins. Naturels ou synthétiques, ils sont utilisés dans de nombreux domaines notamment dans l'industrie. Leurs utilisations industrielles se basent essentiellement sur leurs caractères physiques et chimiques particuliers (*Cesbron et al., 2002*) :

- leurs duretés, ils sont utilisés fréquemment comme abrasifs,
- leurs propriétés optique, physique et chimique; les corindons sont utilisés comme réfractaires monolithiques (ciment alumino-calcaïque), comme liant pour d'autres agrégats réfractaires (céramiques traditionnelles ou nouvelles techniques comme les porcelaines, la vaisselle, les gilets pare-balles et les revêtements sur des métaux).

Les corindons sont utilisés également dans l'industrie horlogère, la chimie, l'électricité, la verrerie et la métallurgie.

Les saphirs et les rubis gemmes sont des pierres précieuses tout comme l'émeraude et le diamant. Ils sont utilisés soit à leur état naturel soit après avoir subi un traitement thermique. La majorité des rubis et des saphirs du Sud-Est asiatique, de l'Afrique, de l'Australie, du Sri Lanka et de Madagascar sont traités et taillés à Bangkok et en Thaïlande; puis ils sont revendus à Bangkok, à Hong-Kong et/ou en Allemagne (*Garnier, 2003*). Les critères qui déterminent le prix de vente de ces gemmes sont généralement leur poids, leur couleur, leur transparence et la qualité de leur taille (*Ward, 1993*); parfois leur origine géographique constitue un critère essentiel pour leur valeur commerciale notamment pour les rubis de Mogok au Myanmar et les saphirs du Kashmir en Inde. Des produits de synthèse sont aussi disponibles sur le marché international, mais leur prix est largement inférieur à ceux pratiqués pour les corindons naturels.

II-7 IMPACTS SOCIO-ECONOMIQUES DE L'EXPLOITATION DES CORINDONS GEMMES

Les corindons gemmes (rubis et saphir) sont exploités dans les pays en voie de développement et dans les pays industrialisés. Actuellement, la plus grande partie des gisements économiques sont localisés dans les pays du Sud. Pour les gisements situés dans

des pays du Nord, comme ceux de la Caroline du Nord (*Bern, 1990; Yurkovich, 1985*) et du Montana aux Etats Unis, ou encore ceux d'Australie, les exploitations sont mécanisées. Dans les pays en voie de développement, les exploitations mécanisées sont très rares. La plus grande partie des rubis et des saphirs gemmes découverts dans ces pays proviennent de placers qui sont exploités de façon artisanale.

Au Sri Lanka, en Thaïlande, au Myanmar, à Madagascar et dans de nombreux autres pays du Sud, les mineurs indépendants migrent d'une mine à l'autre dans l'espoir de trouver quelques pierres de valeur qu'ils pourront revendre, et qui leur permettront de vivre avec leur famille. Ils creusent manuellement des puits étroits atteignant parfois plus de vingt mètres de profondeur dans des formations alluviales faiblement consolidées. Une fois la couche minéralisée atteinte, ils élargissent le puits, en augmentant ainsi les risques d'effondrement. Les graviers sont remontés dans des paniers, par un système de palan, de poulie et de corde, puis lavés dans les rivières ou les points d'eau situés au voisinage des zones d'exploitation. Ces puits miniers entraînent des dégâts très importants dans les zones exploitées car les sites ne sont pas réhabilités, et dans les zones d'exploitation alluviales, les rivières sont souvent embourbées (**Figure II-10 et 11**).



Figure II-10: Exploitation de saphirs dans des sédiments karstiques de la région d'Antsiranana, Nord de Madagascar. Le lavage des sédiments gemmifères est effectué à la bâtee.



Figure II-11: Exploitation de saphirs dans la région d'Andranondambo (Sud-Est de Madagascar) montrant le développement anarchique de l'exploitation. Chaque tas de déblais stériles est situé à proximité immédiate d'un puits d'exploitation individuel.

A Madagascar, la gestion de l'exploitation des districts miniers exploités par les mineurs indépendants est encore mal maîtrisée par le Ministère des Mines car les invasions des zones gemmifères sont imprévisibles, le nombre d'exploitants est trop élevé et le développement des mines est anarchique.

Ces exploitations artisanales ont de nombreux impacts néfastes du point de vue social pour les mineurs qui travaillent dans des conditions très dangereuses. Ils ne possèdent aucune connaissance technique de base requise pour une telle exploitation, et ils ne bénéficient d'aucune protection sociale.

Certains gisements sont exploités à proximité ou à l'intérieur même de parcs nationaux. C'est le cas des gisements qui sont situés sur la réserve de l'Ankarana, dans la province d'Antsiranana, où les zones naturelles protégées sont menacées par l'exploitation des zones à saphirs d'Anivorano.

L'amélioration de la gestion minière et sociale de ces zones exploitées par les mineurs indépendants permettra d'améliorer la production de ces gisements, de constituer un moteur de développement durable et de sédentarisation de la population. Par ailleurs, l'exploitation rationnelle et contrôlée de ces gisements par le Ministère des Mines constituera une source de revenu considérable pour Madagascar, et couplée en parallèle une exportation contrôlée des

rubis et des saphirs. En effet, le commerce des pierres précieuses et l'achat de ces pierres dans les exploitations rapportent plus de 30 millions de dollars US par an pour Madagascar (*Cushman, 2006*). A titre de comparaison, les gisements de rubis de l'Afghanistan rapportent 300 à 400 millions de dollars US par an (*Lauris, 2001*).

CHAPITRE III

LES TYPES DE GISEMENTS DE CORINDONS DANS LE MONDE

III-1 INTRODUCTION

Le corindon gemme est rare car il nécessite un environnement pauvre en silice et enrichi en alumine mais également la présence d'éléments chromophores (Cr pour le rubis, Fe et Ti pour le saphir), et de conditions de température et de pression adéquates pour sa cristallisation (*Muhlmeister et al., 1998*). Les corindons se rencontrent dans des roches variées comme les marbres, les gneiss, les roches mafiques et ultramafiques, les syénites et les basaltes alcalins (*Garnier et al., 2004*). Les paragenèses à corindon sont essentiellement formées de minéraux alumineux tels le plagioclase, la sapphirine, la phlogopite, les silicates d'alumine, etc...

Plusieurs classifications typologiques des gisements de corindon ont déjà été proposées par différents auteurs sur la base de critères minéralogiques et géologiques : (i) *Ozerov (1945)* a établi une classification basée sur l'habitus du corindon qui dépend à la fois du milieu chimique et des conditions thermodynamiques dans lequel il a cristallisé; (ii) *Hughes (1990, 1997)* a classé les gisements suivant leur contexte géologique de formation, c'est-à-dire soit dans des roches ignées intrusives (lamprophyres) ou extrusives (basaltes alcalins), soit dans des roches issues du métamorphisme régional ou de contact (gisements de type marbre associés au faciès granulite), soit dans les gisements alluviaux et éluviaux formés par le remaniement de gisements primaires; (iii) *Schwarz (1998)* a basé sa classification sur la lithologie des roches encaissant les corindons (basaltes alcalins, marbres, skarns, pegmatites, amphibolites, gneiss et anatexites); (iv) *Muhlmeister et al. (1998)* en se basant sur les différences de composition chimique des rubis analysés par fluorescence X, a classé les gisements en trois catégories : les gisements basaltiques, les gisements des marbres et les gisements métasomatiques (en incluant les gisements de type pegmatite déquartzifiée "les plumasites" de Tanzanie et du Kenya); (v) *Simonet (1997, 2000)* subdivise les gisements de corindons gemmes en quatre catégories en se basant sur les processus génétiques de formation des gisements. Il distingue les gisements « magmatiques », les gisements « métamorphiques » en séparant ceux associés au métamorphisme général isochimique (gneiss granulitiques et charnockites à corindon du Sri Lanka, marbres à corindon de l'Asie centrale et du sud-Est) à ceux associés au métamorphisme métasomatique (les skarns de Madagascar et du Sri Lanka, les "plumasites" de la vallée d'Umba ou du Cachemire indien); les gisements « volcaniques » et les gisements "secondaires"; (vi) *Garnier et al. (2004)* et *Giuliani et al. (2007a)* proposent une classification fondée sur la nature du type de gisement et sur la lithologie des roches-hôtes des corindons (**Tableau III-1**).

Types de gisement		Localisation dans le monde
Gisements magmatiques	Roches intrusives mafiques	Yogo Gulch, Montana, Etats-Unis (<i>Mychaluk, 1995</i>), Loch Roag, Ecosse (<i>Jackson, 1984</i>)
	Basaltes	Afrique : Cyangugu, Rwanda (<i>Krzemnick et al., 1996</i>) ; Kivu, République Démocratique du Congo (<i>Frazier et Frazier, 1990</i>) ; Turkana, Kenya (<i>Keller, 1992</i>) ; Kaduna, Nigeria (<i>Keifert et Schmetzer, 1987</i>) ; Mamfe, Cameroun (<i>Lettermann et Schubnel, 1970</i>) ; Atakor, Sahara algérien (<i>Conquéré et Girod, 1968</i>), Aïr, Niger (<i>Carbonel et Robin, 1972</i>). Madagascar : Soamiakatra, Antanifotsy (<i>Rakotosamizany, 2003</i>) ; Ambondromifehy, Antsiranana (<i>Schwarz et al., 2000</i>) Asie : Mingxi, Shandong (<i>Guo et al., 1992</i>) et Pendlai, Ile de Hainan, Chine (<i>Furui, 1988</i>) ; Bing Than, Lam Dong, Dong Nai Dak Lak, Viêt-Nam (<i>Poirot, 1997</i> ; <i>Garnier et al., 2004</i>) ; Pailin, Cambodge (<i>Lacombe, 1970</i> ; <i>Jobbing et Berrangé, 1981</i>) ; Chanthaburi-Trat, Kanchanaburi (<i>Vichit et al., 1978</i> ; <i>Sutthirath et al., 2001</i>) ; Denchai, Phrae, Thaïlande (<i>Limkatrun et al., 2001</i>). Europe : Espaly, France (<i>Carbonel et al., 1973</i>) ; Eifel, Allemagne (<i>Hochleitner, 1998</i>) ; Jinzerskà Louka, Trebivlice-Ceské, République Tchèque et Wilcza Poreka, Pologne (<i>Maliková, 1999</i>) ; Loch Roag, Ecosse (<i>Upton et al., 1983</i>). Australie : Queensland jusqu'en Tasmanie (<i>Sutherland, 1996</i>). Amérique du Sud : Mercaderes-Rio Mayo, Colombie (<i>Keller et al., 1985</i>).
	Syénites	Garba Tula, Kenya (<i>Simonet, 2000</i> ; <i>Simonet et al., 2004</i>), Beforona, Madagascar (<i>Lacroix, 1922b</i>).
Gisements métamorphiques	Skarns	Bakamuna, Sri Lanka (<i>Silva et Siriwardena, 1988</i>), Andranondambo, Madagascar (<i>Rakotondrazafy et al., 1996</i> ; <i>Schwarz et al., 1996</i> ; <i>Gübelin et Peretti, 1997</i> ; <i>Moine et al., 1998</i>).
	Plumasites	Kalalani, Umba, Tanzanie (<i>Solesbury, 1967</i>) ; Buck Creek, Caroline du Nord, Etats-Unis (<i>Hardley, 1949</i>) ; Haute-Loire, France (<i>Marchand et al., 1989</i>) ; Transvaal, Afrique du Sud (<i>Robb et Robb, 1986</i>) ; Sunjam, Cachemire (<i>Atkinson et Kothavala, 1983</i>) ; Mangari, Kenya (<i>Mercier et al., 1999</i> ; <i>Simonet, 2000</i>).
	Verdites	Barberton, Transvaal, Afrique du Sud et Zimbabwe (<i>Schreyer et al., 1981</i> ; <i>Kerrick et al., 1987</i>) ; Hokitika, Nouvelle Zélande (<i>Grapes et Palmer, 1996</i>).
	Marbres	Asie centrale (<i>Garnier et al., 2001</i> : Luc Yen, Viêt-Nam (<i>Poirot, 1997</i>) ; Mogok (<i>Kane et Kammerling, 1992</i> ; <i>Kammerling et al., 1994</i>) et Mong Hsu, Myanmar (<i>Peretti et al., 1995</i>) ; Chumar et Ruyil, Népal (<i>Smith et al., 1997</i>) ; Nangimali, Azad, Kashmir (<i>Malik, 1994</i> ; <i>Pêcher et al., 2001</i>) ; Jegdalek, Pamirs, Tadjikistan (<i>Rossovskiy et al., 1982</i> ; <i>Smith, 1998</i>) ; Oural, Russie (<i>Kissin, 1994</i>). Europe : Xanthi, Grèce (<i>Andronopoulos, 1964</i>), Prilep, Macédoine (<i>Hunstiger, 1990</i>), Campolungo, Suisse (<i>Hochleitner, 1998</i>). Amérique du Nord : Sussex, New Jersey (<i>Dunn et Frondel, 1990</i>). Afrique : Morogoro, Tanzanie (<i>Hänni et Schmetzer, 1991</i>).
	Gneiss, granulites et charnockites	Azov- Russie, Froland- Norvège, Mysore-Inde, Hida-Japon, Ihosy (<i>Ralantoarison, 2006</i> ; <i>Andriamamonjy, 2006</i>) et Antsirabe -Madagascar (<i>Schwarz, 1998</i>) ; Indaia, Minas Gerais, Brésil (<i>Epstein et al., 1994</i>) ; Ceinture du Mozambique et Ushindi, Si Ndoto Tena, Kenya (<i>Simonet, 2000</i>) ; Paramati, India (<i>Santosh et al., 2004</i>),
	Amphibolites	Losongonoi, Tanzanie (<i>Dirlam et al., 1992</i>) ; Kittila, Finlande et Sittampundi, Inde (<i>Janardharan et Leake, 1974</i>) ; Dinarides, ex-Yougoslavie (<i>Pamir et al., 1973</i>) ; Chantel, France (<i>Forestier et Lasnier, 1969</i>) ; Kitui, Kenya (<i>Barot et Harding, 1994</i>) ; Malawi et Tete Mozambique (<i>Andreoli, 1984</i>) ; Vohibory, Madagascar (<i>Nicollet, 1986</i> ; <i>Mercier et al., 1999</i>) ; Harts Range, Australie (<i>Mc Coll et Warren, 1980</i>) ; Dir, Pakistan (<i>Aboossally, 1999</i>) ; Hokkaido, Japon (<i>Morishita et Kadera, 1998</i>).
	Anatexites	Morogoro, Tanzanie (<i>Altherr et al., 1982</i>) ; Stoer, Ecosse (<i>Cartwright et Barnicoat, 1986</i>).

Tableau III-1: Les différents types de gisements primaires de corindon dans le monde suivant *Garnier et al. (2004)* et *Giuliani et al. (2007a)*.

Actuellement, les gisements de corindons sont classés en deux grands types : primaires et secondaires. Les gisements primaires se subdivisent ensuite en deux sous-groupes, selon qu'ils se développent en contexte magmatique ou métamorphique. Ici, ils seront considérés comme gisements primaires, tout gisement où les corindons sont trouvés soit dans la roche dans laquelle ils ont cristallisé, soit dans la roche qui les a transportés depuis leur lieu de cristallisation dans la croûte terrestre jusqu'à la surface.

Les gisements secondaires sont sédimentaires, d'origine détritique. Ils correspondent à l'accumulation dans des bassins de matériaux issus du démantèlement par l'érosion des gisements primaires. Ces matériaux sont transportés sur des distances plus ou moins importantes, essentiellement par les cours d'eau.

Les principales sources commerciales des rubis et saphirs à l'échelle mondiale sont représentées dans la **Figure III-1**.

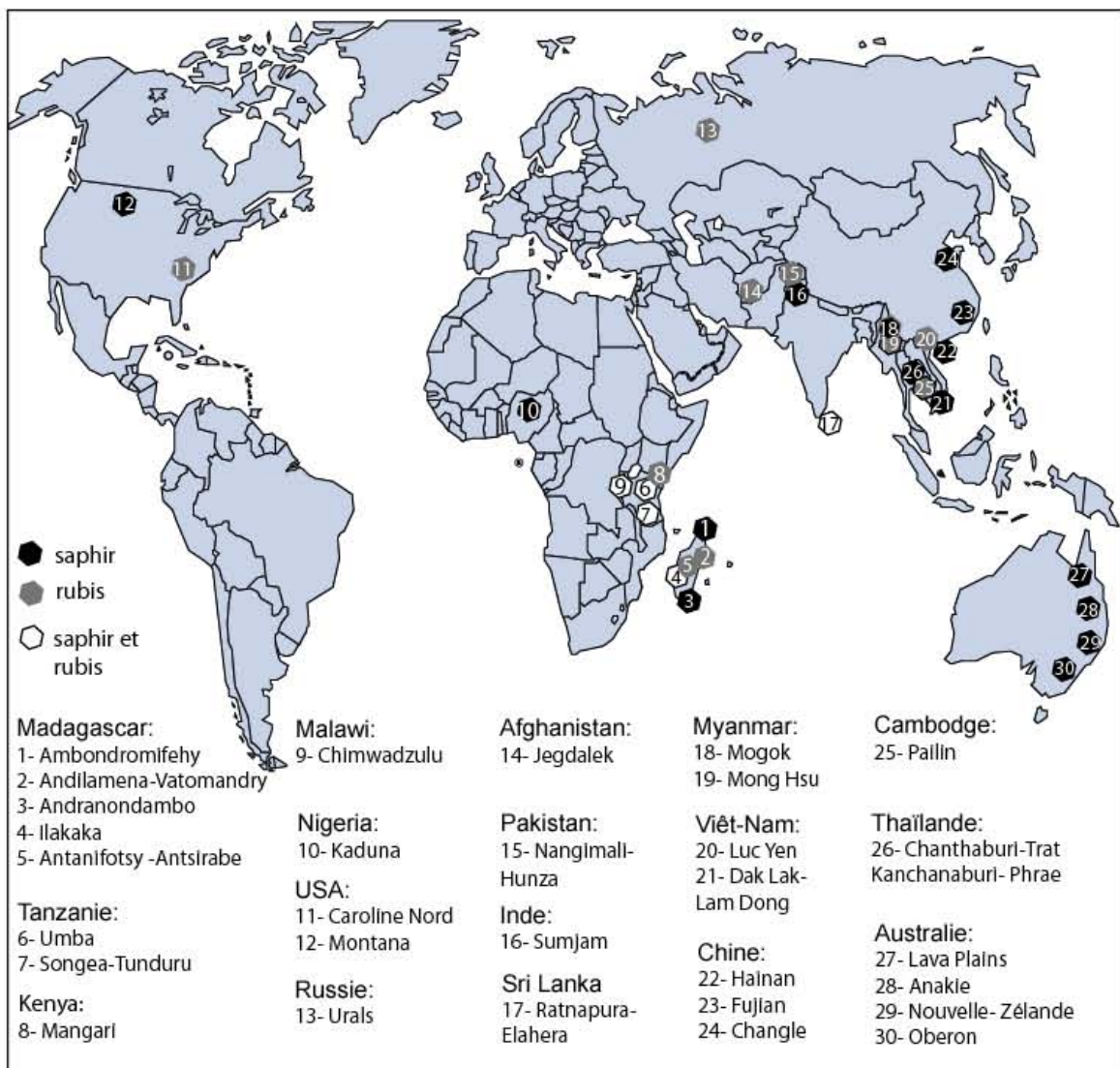


Figure III-1: Les principaux pays producteurs de rubis et de saphirs (Giuliani et al. 2007a).

III-2 LES GISEMENTS PRIMAIRES

III-2.1 Les gisements en contexte magmatique

Les corindons se trouvent dans des roches intrusives mafiques (lamprophyres) ou alcalines (syénites), et dans des roches volcaniques (basaltes). Au sein de ces dernières, les corindons gemmes sont contenus soit dans des xénolithes, soit ils forment des xénocristaux inclus dans les basaltes (*Guo et al., 1992; Sutherland, 1996; 2006; Rakotosamizany, 2003; Saminpanya, 2000; Giuliani et al; 2007 a*).

Trois types de gisements sont répertoriés en contexte magmatique:

III-2.1-1 Les gisements dans les roches intrusives mafiques

Le gisement de Yogo Gulch au Montana (Etats-Unis; **Figure III-2**) est un des exemples cité pour ce type de gisement igné in-situ (*Hughes, 1997*).



Figure III-2: Localisation des gisements de saphir du Montana aux Etats-Unis (d'après *Mychaluk, 1995*) : (1) Yogo Gulch, (2) Missouri River, (3) Cotton Creek, (4) Dry Cottonwood.

Le gisement est formé par un ensemble de dykes de lamprophyre ultramafique et de brèches hydrothermales à xénocristaux de corindon qui recoupent des calcaires et des schistes noirs faiblement métamorphisés. Les teneurs en saphirs sont très variables et peuvent atteindre 70 ct/t pour le dyke principal et 5ct/t pour les brèches hydrothermales (*Mychaluk,*

1995). La majorité des cristaux sont arrondis, corrodés, érodés ou brisés. Dans ce gisement, 97% environ des saphirs sont bleus avec une couleur exceptionnelle qui rappelle la couleur bleu du bleuet ("cornflower blue"); les autres couleurs varient du violet au pourpre. Ces saphirs sont homogènes et les inclusions solides sont rares (pyrite, mica noir, calcite, analcime).

La roche-hôte des saphirs est formée par des mégacristaux de phlogopite et de diopside dispersés dans une matrice de phlogopite, clinopyroxène, calcite, analcime, magnétite et apatite. Les minéraux accessoires sont le spinelle et le saphir (*Gauthier et al., 1995*). La roche est un lamprophyre alcalin qui présente à la fois des caractéristiques de monchiquites (*Bronlow et Komorowski, 1988*) et de ouachitites (*Clabaugh, 1952*).

Plusieurs hypothèses sont proposées quant au mode de formation de ce gisement: (i) *Clabaugh (1952)* suggère l'assimilation, en profondeur, de roches sédimentaires ou métamorphiques alumineuses, permettant la cristallisation tardive du saphir; (ii) *Meyer et Mitchell (1988)* et *Mychaluk (1995)* considèrent les saphirs comme des xénocristaux qui se sont formés en base de croûte au cours d'un événement métamorphique ou lors de la cristallisation d'un magma plus ancien, et qui ont été ramenés à la surface par le magma lamprophyrique. Par ailleurs, les simulations numériques de la cristallisation du magma de Yogo Gulch ont également démontré que le corindon n'a pas pu directement cristalliser à partir du magma (*Mychaluk, 1995*).

III-2.1-2 Les gisements dans les basaltes

Ils constituent la principale source mondiale des saphirs bleu, vert et jaune (**Figure III-3**).

Ces gisements se trouvent fréquemment, reliés soit à des basaltes alcalins et à certaines enclaves ultramafiques ou mafiques, soit à des dépôts alluviaux (placers), colluviaux et éluviaux provenant de l'altération des basaltes. C'est le cas des gisements de la ceinture à corindon de l'Est de l'Australie (**Figure III-4**) qui s'étend depuis le Queensland au Nord jusqu'à la Tasmanie au Sud (*Oakes et al., 1996*); des gisements chinois des provinces de Fujian, de Changle, de Shandong, de Penglai et de l'île de Hainan (*Guo et al., 1992*), des provinces de Binh Thuan, Lam Dong, et Dak Lak dans le Sud du Viêt-Nam (*Garnier et al., 2004*), de Pailin au Cambodge (*Sutthirat et al., 2001*), des provinces de Chanthaburi-Trat et Kanchanaburi en Thaïlande (*Limkatrun et al., 2001*); de l'Afrique, avec les gisements de Cyangugu dans le Sud-ouest du Rwanda (*Krzemnicki et al., 1996*), de la République Démocratique du Congo dans la région du Kivu (*Frazier et Frazier, 1990*), du Kenya dans la

région du Turkana (*Keller, 1992*), du Nigéria (*Kiefert et Schmetzer, 1987*), du Cameroun dans la région de Mamfe (*Lettermann et Schubnel, 1970*) et du Niger (*Carbonel et Robin, 1972*); de Madagascar, dans les régions d'Antsiranana, d'Antsirabe et de Vatomandry (*Schwarz et al., 2000; Rakotosamizany, 2003; Giuliani et al., 2005*); de l'Amérique du Sud dans la région de Mercaderes en Colombie (*Keller et al., 1985*); et enfin de l'Europe, dans le massif de l'Eifel en Allemagne (*Hochleitner, 1998*); en République Tchèque; en Pologne à Wilcza Poreba (*Maliková, 1999*); en Ecosse au Loch Roag (*Upton et al., 1983*), et en France dans le Massif Central français dans la région d'Espaly (*Carbonel et al., 1973; Forestier, 1993*).

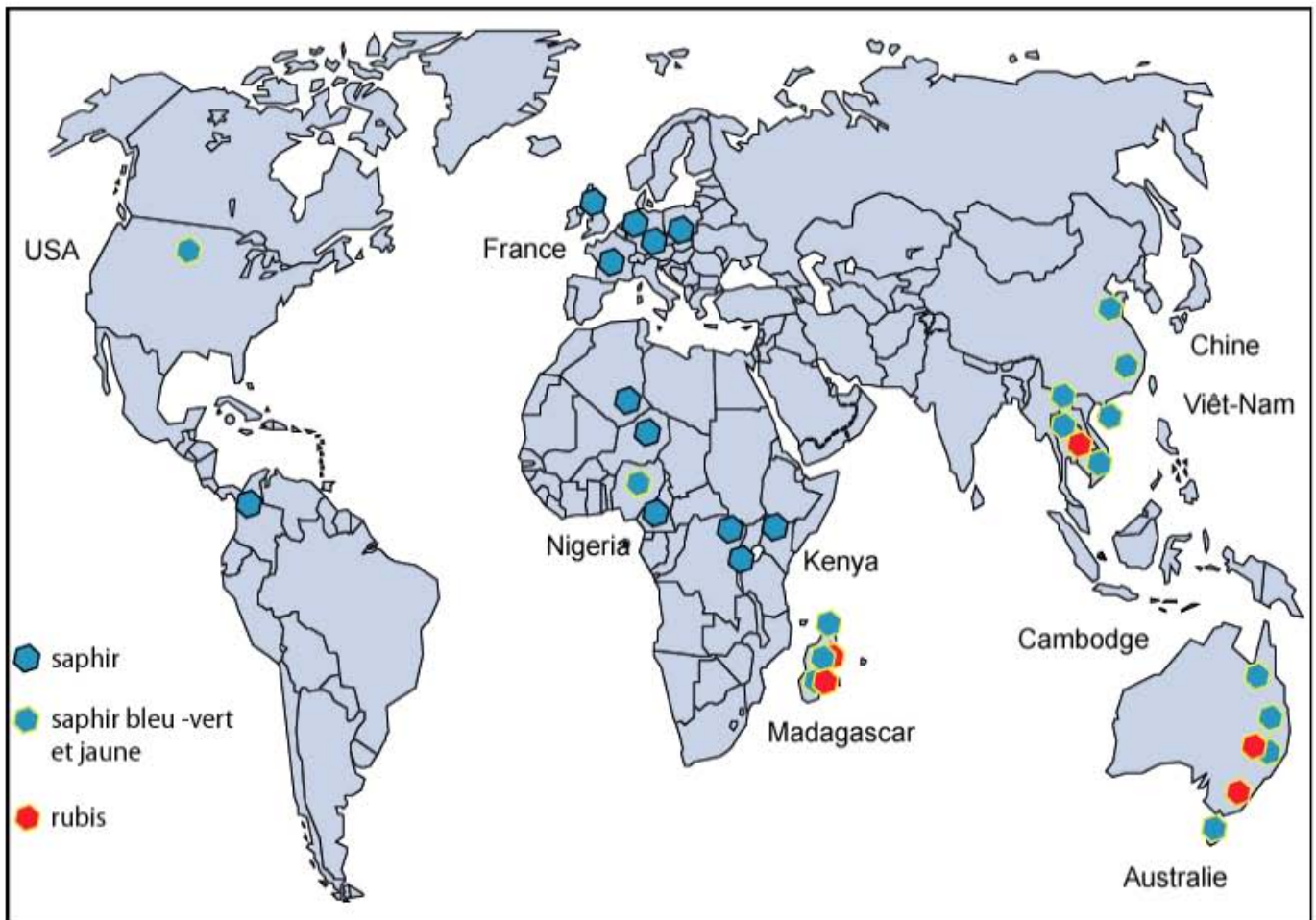


Figure III- 3: Localisation des principaux gisements basaltiques de rubis et saphirs mondiaux (*Giuliani et al., 2007a*).

Ces gisements possèdent des caractéristiques géologiques et minéralogiques communes:

- ils se trouvent généralement associés à des basaltes alcalins intraplaques.- ils contiennent des xénolithes ultramafiques de type lherzolite (*Coenraads et al., 1990*), et parfois des xénolithes de métagabbros et de pyroxénites à rubis (*Rakotozamizany, 2003; 2007*).

- le corindon est associé fréquemment à la pyrrhotite, au zircon, au clinopyroxène, au spinelle ferrique et parfois à la sapphirine (Muhlmeister et al., 1998).
- les saphirs sont de couleur bleu, vert et jaune (saphirs appelés "BGY": « Blue-Green-Yellow ») par Coenraads et al., (1990) et Sutherland et al. (1998).
- les inclusions minérales dans les xénocristaux de corindon sont essentiellement constitués par de la ferrocolombite, de l'uranpyrochlore, du zircon, des feldspaths et parfois quelques sulfures. Les inclusions minérales présentent une composition riche en éléments incompatibles notamment en Nb, Ta, Zr, Hf et en éléments lithophiles comme l'U et le Th (Guo et al., 1996b).

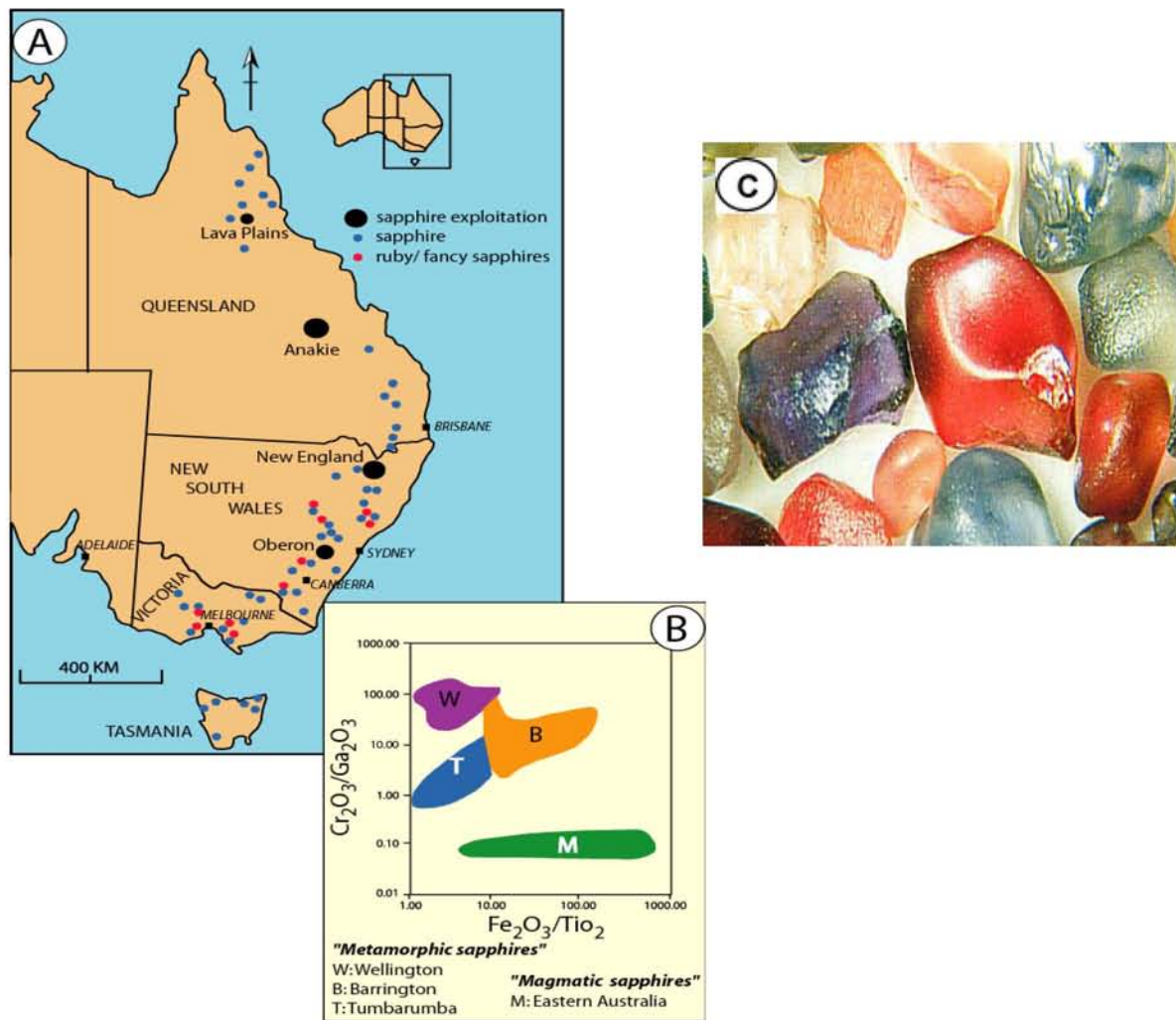


Figure III-4 : Les gisements de saphir de l'Est de l'Australie. **A)** Localisation des gisements de corindon de l'Est de l'Australie. **B)** Champs représentatifs des différents types de gisement dans le diagramme $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; M : corindon de la suite « magmatique » de couleur bleue, verte et jaune ; B, W et T représentent les corindons de la suite « métamorphique » (d'après Sutherland et Schwarz, 2001). **C)** Saphirs de différentes couleurs du gisement basaltique de Gloucester Tops, volcan de Barrington en Australie (Sutherland, 2004).

- les saphirs présentent des figures de corrosion dues au transport par les magmas et ils possèdent généralement une forme en barillet (*Guo et al., 1996a*).

- *Sutherland et al. (1998b)* et *Sutherland et Schwarz (2001)* ont mis en évidence l'existence de sources multiples pour les corindons d'une même province gemmifère en Australie (**Figure III- 4**). En comparant la teneur en éléments traces des saphirs et des rubis, ils ont caractérisé deux suites de corindons : (i) une suite de corindons dite "métamorphique", allant de couleurs pastels (bleu pâle, rose, orange) au rouge des rubis, riches en chrome et pauvres en gallium (avec un rapport $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3 > 3$), et renfermant du spinelle chromifère, de la fassaite (pyroxène sodique), de la sapphirine et du pléonaste; (ii) une suite de xénocristaux de corindons dits "magmatiques", plus riches en gallium (avec un rapport $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3 < 1$), de couleur vert, jaune ou bleu, et qui contiennent de l'hercynite, de la magnétite et des oxydes de Fe et Ti et du zircon. L'existence de sources multiples pour les corindons gemmes associés aux placers en contexte basaltique a été mise également en évidence pour les provinces gemmifères de Kanchanaburi/Bo Rai et Nam Yuen en Thaïlande, et de Pailin au Cambodge (*Sutherland et Schwarz, 2001*).

III-2-1-3 Les syénites à corindon

Le gisement de Garba Tula (**Figure III-5**) est formé par une syénite intrusive dans des migmatites à hornblende et des gneiss à biotite (*Simonet, 2000; Simonet et al., 2004*). Les saphirs sont contenus dans une veine verticale d'un mètre d'épaisseur et d'extension horizontale pluri-kilométrique.

Il s'agit d'une syénite hyperalumineuse contenant des cristaux de mica noir et des corindons disséminés ou regroupés en poches dans la matrice feldspathique. Les saphirs ont une taille variant du millimètre à la dizaine de centimètre, et parfois ils possèdent une forme en barillet. Les couleurs varient du bleu sombre au jaune en passant par le vert. Les saphirs renferment fréquemment des zircons et des soies de rutile (*Simonet, 2000*), et ils sont recoupés parfois par des micro-fissurations à remplissage de feldspath.

Ces différents critères montrent que le saphir est une des premières phases à cristalliser dans les veines feldspathiques et que le gisement est d'origine magmatique (*Simonet et al., 2004*).

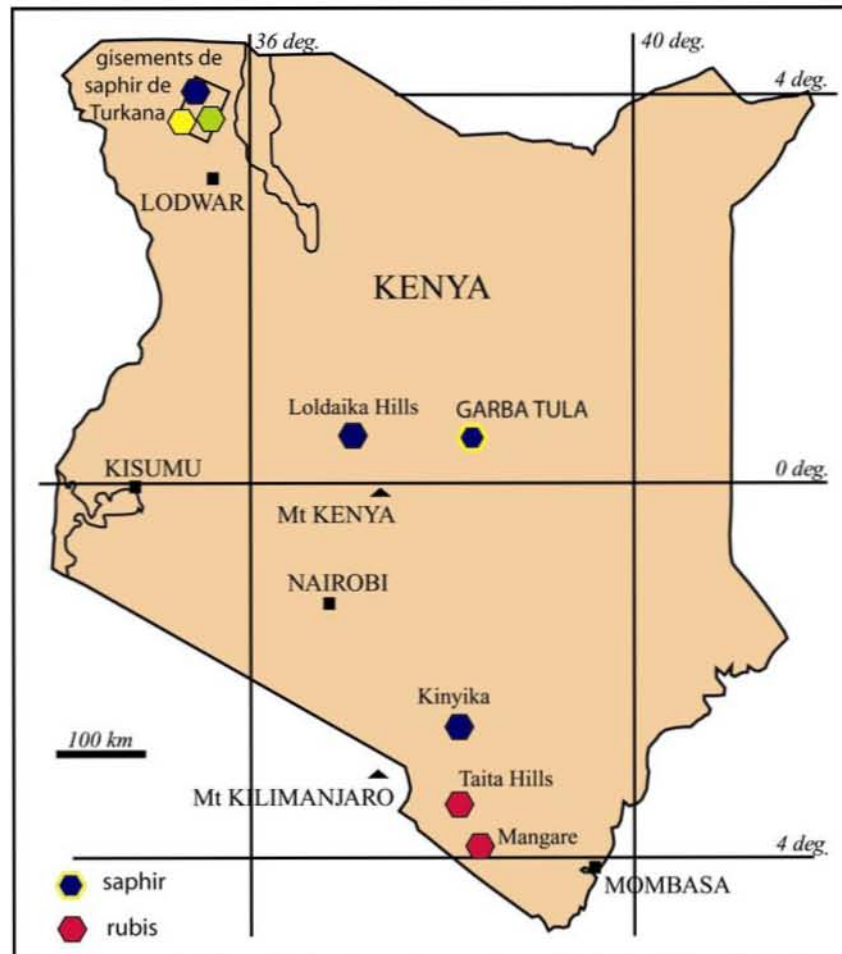


Figure III-5: Localisation du gisement de Garba Tula et de quelques autres gisements majeurs de corindons du Kenya (Simonet, 2000).

Les caractéristiques pétrologique et minéralogique communes du gisement de Garba Tula avec les gisements de saphirs dits "basaltiques" notamment au niveau de la couleur et de l'habitus des saphirs, ainsi que de la nature du magmatisme alcalin, suggèrent un lien probable entre la genèse des saphirs "basaltiques" et celle des saphirs associés aux syénites (Simonet *et al.*, 2004). Par ailleurs, Brousse et Varet (1966) ont décrit dans les environs de Menet (Cantal, Massif Central Français), des xénolithes de syénite à anorthose et corindon dans les trachytes associés à des basaltes. De même, Upton *et al.* (1999) ont étudié des xénolithes de syénite alumineuse à anorthose et corindon dans des filons basaltiques à Loch Roag et Ruddon's Point en Ecosse. Ces deux exemples renforcent l'idée d'un lien génétique entre les syénites à corindons et les saphirs rencontrés sous forme de xénocristaux dans les basaltes.

III-2.2 Les gisements en contexte métamorphique

Généralement, les gisements de corindon se forment dans les roches métamorphiques

des faciès amphibolite et granulite. La nature des roches hôtes du corindon varie suivant le degré de métamorphisme, le corindon apparaît dans des complexes métamorphiques formés de marbre, de quartzite, de gneiss, de métapélite et de roches mafiques et ultramafiques. La classification présentée repose sur la lithologie et non sur la chimie du métamorphisme ou sur son caractère local ou régional (**Tableau III-1**). Les principaux types de gisements de corindons répertoriés sont les types suivants: (i) les pegmatites intrusives dans des formations mafiques ou carbonatées, (ii) les marbres, (iii) les roches mafiques à ultramafiques, (iv) les gneiss, granulites et charnockites, et (v) les anatexites.

III-2.2-1 Les gisements de corindon liés à des pegmatites déquartzifiées

Ce type de gisement se forme par déquartzification de pegmatites ou de granites au contact de roches mafiques/ultramafiques, ou carbonatées.

a) Les pegmatites intrusives dans les roches mafiques

Ce type de gisement appelé également "plumasite" correspond à une roche filonienne à oligoclase et corindon issue de la réaction métasomatique d'un fluide qui a circulé dans la zone de contact entre un filon granitique ou pegmatitique et une roche mafique ou ultramafique (Lawson, 1903). Le nom "plumasite" provient du nom de la localité de Plumas en Californie aux Etats-Unis où ces roches ont été décrites pour la première fois.

Nous pouvons citer les gisements de la rivière Umba (Solesbury, 1967) et de Kalalani (Seifert et Hyrsl, 1999) en Tanzanie, de la Haute Loire en France (Lasnier, 1977), de Sumjam au Cachemire indien (La Touche, 1890, Peretti et al., 1990; Simonet, 2000), du Transvaal en Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986) et des Ourals polaires (Spiridonov, 1998).

A la rivière Umba en Tanzanie, les plumasites résultent de la métasomatose hydrothermale de pegmatites qui recoupent des serpentinites; elles sont formées d'anorthose, de vermiculite et de corindon (Dutoit, 1918; Brandt, 1947; Solesbury, 1967; Seifert et Hyrse, 1999), suivant la **Figure III-6**.

Aux Etats-Unis, en Caroline du Nord, les gisements de corindons, de type émeri, de Buck Creek sont liés à l'intrusion de filons granitiques dans une dunite (Hardley, 1949; Tenthorey et al., 1996). Les corindons de couleur bleu à gris sont associés à un assemblage à vermiculite, oligoclase-andésine et zoïsité.

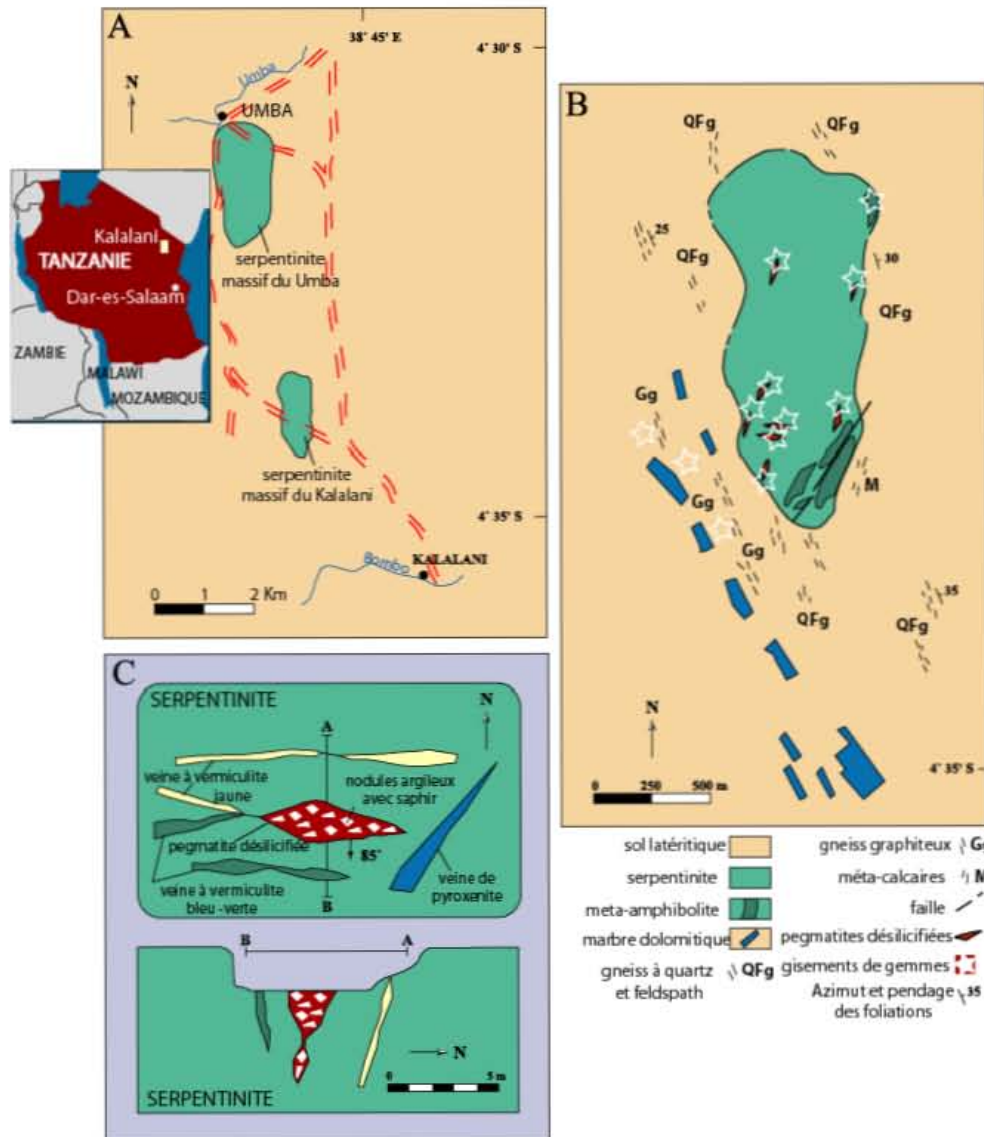


Figure III-6: A) : Les gisements de rubis de la province de Kalalani en Tanzanie sont associés au massif de serpentinite de Kalalani, à quelques kilomètres au sud de la région minière d'Umba. B) : Le massif de serpentinite est recoupé par des pegmatites quartzifiées qui contiennent, localement, du corindon gemme. C) : Carte géologique schématisée (en haut) et coupe (en bas) d'un gisement type de corindon associé à des "plumasites". a : pegmatites déquartzifiées contenant des nodules de minéraux argileux (blanc) et du saphir ; b : veine à vermiculite bleu-verte ; c = veine à vermiculite jaune ; d : veine de pyroxénite (modifié d'après Seifert et Hyrsl, 1999).

Les gisements de la Haute-Loire, en France, se sont formés lors de l'intrusion de filons de pegmatites dans des péridotites à spinelle (Lasnier, 1977; Marchand et al., 1989). Les saphirs sont associés à de l'oligoclase-andésine, de l'apatite, du spinelle, de la biotite, du zircon, de l'uraninite, du pyrochlore et à des minéraux d'altération (andalousite, talc, diaspore, scapolite).

Les gisements de corindon du Transvaal, en Afrique du Sud, résultent de l'intrusion de pegmatites dans des lentilles d'amphibolites contenues dans des orthogneiss (Robb et Robb,

1986). *Kupferberger (1935)* classe les gisements en trois types: (i) les "plumasites" à feldspath et corindon, (ii) les "marundites" qui sont des "plumasites" à margarite et corindon, et (iii) des "corindonites" formées exclusivement de corindon. La métasomatose hydrothermale de la pegmatite a dissous le quartz et conduit à la formation de feldspath (oligoclase-andésine) et de corindon.

Au Cachemire Indien, les saphirs de couleur bleu roi sont associés à des roches métamorphiques formées par une succession de marbres, de gneiss à biotite et de schistes recoupés par des pegmatites (*Atkinson et Kothaval, 1983*), suivant la **Figure III-7**.

Les lentilles de roches mafiques, d'extension hectométrique, sont formées d'olivine, de talc et de spinelle. Elles passent latéralement à des amphibolites à grenat puis à des amphibolites. Les pegmatites qui se trouvent au contact de ces lentilles sont déquartzifiées et elles sont formées de feldspath, mica, tourmaline et saphir. Les épontes de ces pegmatites déquartzifiées sont bordées de talc, carbonate, biotite et tourmaline (*Peretti et al., 1990*). *Hänni (1990)* a identifié que ces saphirs renferment du rutile, de la tourmaline, de la pargasite, du plagioclase, de l'uraninite, de l'allanite, du diopside et du zircon.

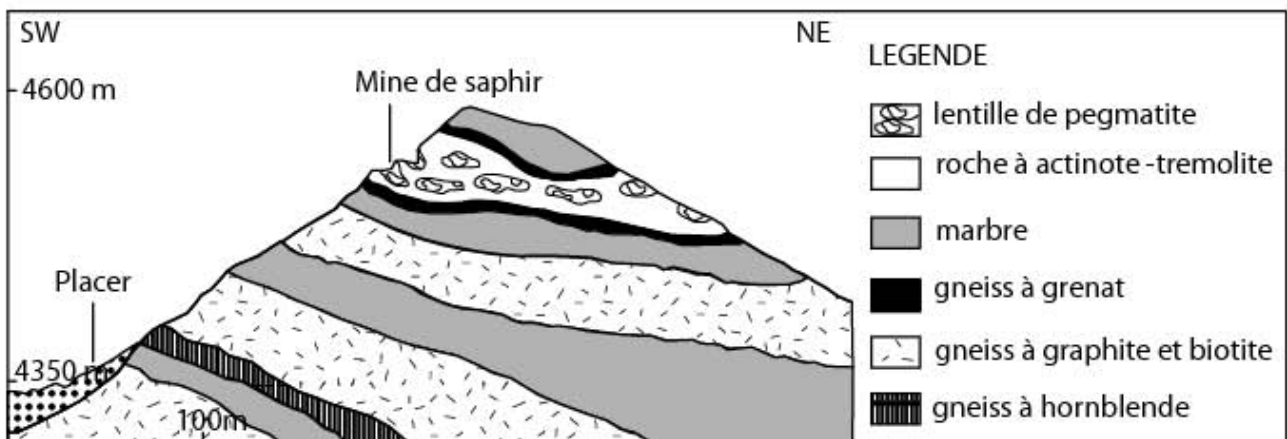


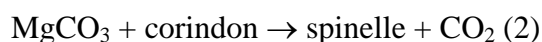
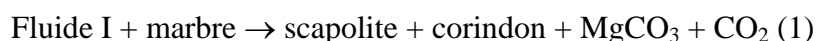
Figure III-7: Contexte géologique des gisements de saphir bleu de Sumjam au Cachemire indien (d'après *Atkinson et Kothavala, 1983*).

b) Les pegmatites intrusives dans les marbres et les skarns

Les skarns sont reliés à la mise en place de pegmatites ou de granites intrusifs dans des marbres ou des roches calco-silicatées. Les gisements types se rencontrent au Sri Lanka Central, à Bakamuna (*Silva et Siriwardena, 1988*), et à Madagascar, à Andranondambo dans la région de Tranomaro (*Rakotondrazafy et al., 1996*; **Figure III-8**).

Au Sri Lanka, à Bakamuna dans la région d'Elahera, le faciès minéralisé est un skarn à scapolite et corindon qui est constitué de trois zones minéralogiques différentes (*Silva et*

Siriwardena, 1988): une zone interne formée par une pegmatite à gros grains à orthose et à quartz, une zone médiane à scapolite, spinelle et corindon, et une zone externe formée par des réseaux de veines à phlogopite et spinelle. Le corindon est arrondi et il forme le cœur des cristaux de spinelle. Le skarn s'est formé par interaction entre des fluides d'origine pegmatitique et le marbre. *Silva et Siriwardena (1988)* proposent trois stades de réactions :



Le fluide II en réagissant avec le marbre suivant la réaction (1) entraîne à nouveau la cristallisation de corindon.

A Madagascar, dans la région de Tranomaro se trouve le gisement d'Andranondambo où le corindon se rencontre dans deux types de skarns selon la **Figure III- 9** : (i) dans une plagioclase formée d'anorthite, de spinelle, de la hibonite, d'uranothorianite et de calcite; (ii) dans des filons à feldspath potassique, phlogopite, apatite, calcite, fluorine (*Rakotondrazafy et al., 1996; Schwarz et al., 1996*). *Kiefert et al., (1996)* ont distingué trois types de corindons : des corindons à habitus dipyramidal ou en barillet, à habitus prismatique, et à habitus tabulaire. La couleur des saphirs varie du bleu clair au bleu foncé; certains d'entre eux présentent une zonation de couleur qui est due à la variation de la teneur en fer et titane (*Schwarz et al., 1996*). Les inclusions solides sont constituées par la calcite, l'apatite, le plagioclase et le feldspath alcalin, la hibonite et la phlogopite, la hornblende magnésienne, le pyroxène et le rutile, des silicates calciques et potassiques, le spinelle, la thorianite, l'uraninite et des sulfures (*Schwarz et al., 1996*). Les inclusions fluides sont essentiellement carboniques (*Ravolomianinarivo et al., 1997*). Le gisement s'est formé au cours de deux stades métasomatiques (*Rakotondrazafy et al., 1996*): le premier stade est caractérisé par des ségrégations hyperalumineuses riches en calcium, à scapolite, à spinelle et corindon qui se développent dans des conditions thermobarométriques de $T \approx 850^\circ\text{C}$ et $P \approx 5 \text{ kbar}$; le

deuxième stade, qui résulte de la déstabilisation de la scapolite en anorthite et calcite, correspond à un épisode de basse température à 800°C pour une pression de 3 kbar .

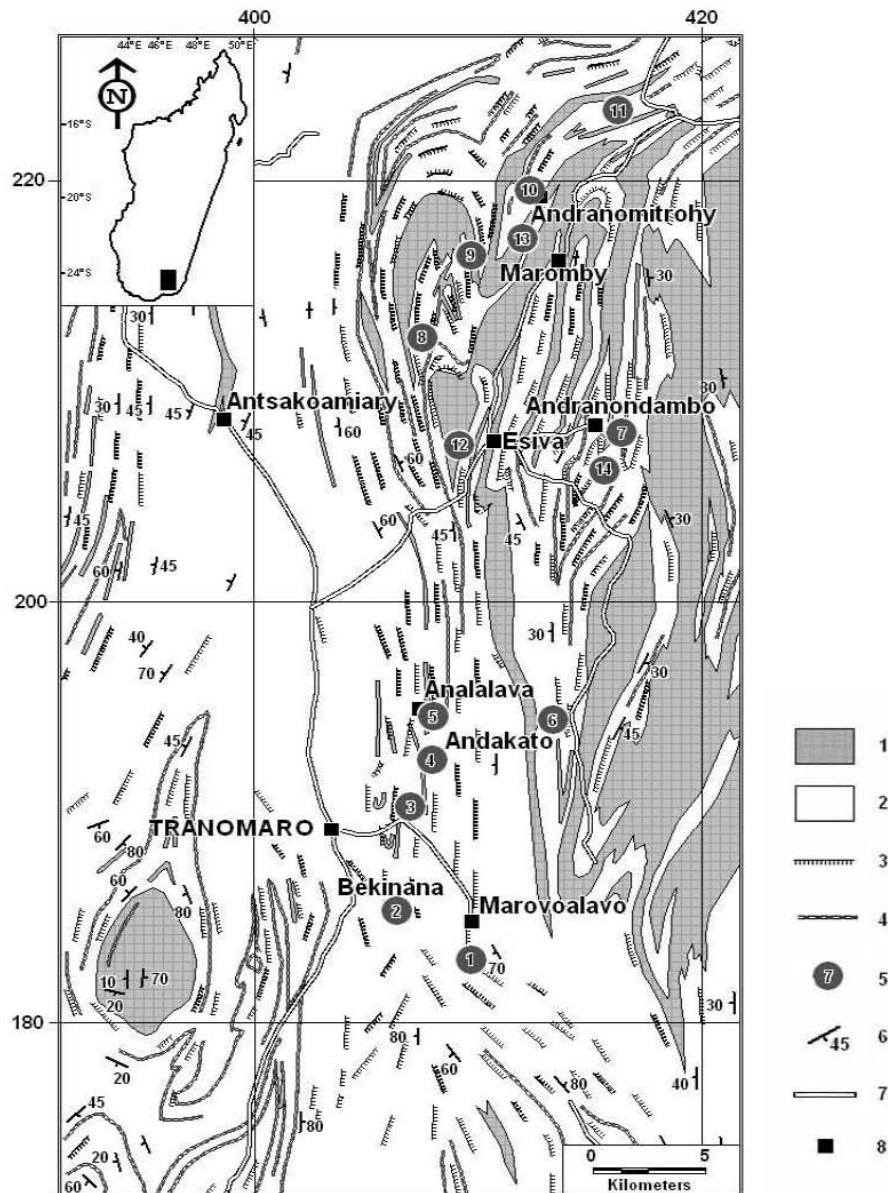


Figure III-8: Carte géologique et localisation des gisements de corindon et de la hibonite de Tranomaro dans le sud de Madagascar (Rakotondrzafy, 1995). 1: granitoïde, 2: schiste (groupe Androyen); 3: diopsidite; 4: cipolin; 5: gisement de saphir associé à la hibonite; 6: foliation; 7: routes; 8: village.

Les datations U-Pb effectuées sur des zircons dans les veines métasomatiques à calcite donnent les âges suivants: 516 ± 10 Ma (Andriamarofahatra et de la Boisse, 1986) et 534 ± 5 Ma (Paquette et al., 1994). Ces âges correspondent aux derniers événements du Pan-Africain.

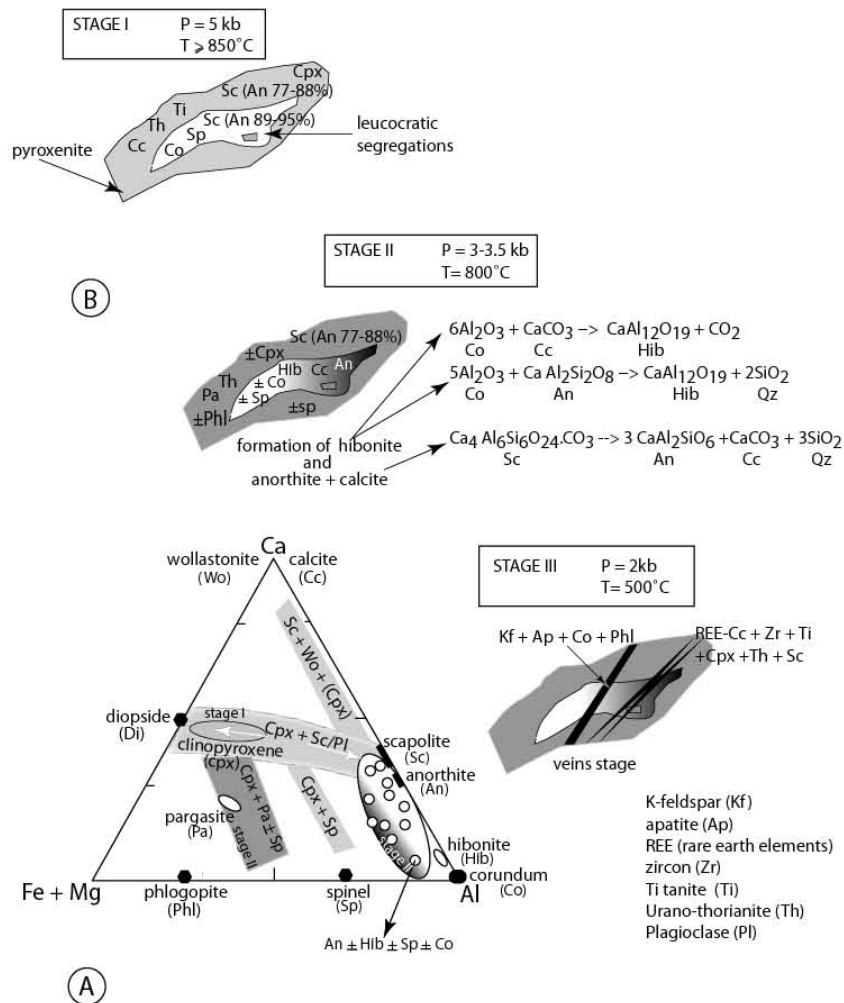


Figure III-9: Les corindons dans les gisements de skarn à U-Th (faciès granulite) de la région de Tranomaro (modifié d'après Rakotonirafy *et al.* 1996). **A)** Le diagramme triangulaire Al- (Fe+ Mg) - Ca représente la distribution des assemblages minéralogiques calco-magnésiens lors du premier stade (I) et du deuxième stade (II) de la métasomatose. **B)** Les trois étapes de la formation du skarn métasomatique: le premier stade - ségrégation leucocrate dans les pyroxénites; stade II - formation de l'assemblage à hibonite et anorthite + calcite, et le stade III - enrichissement des terres rares dans la veine de calcite et la formation de saphir gemme dans la veine feldspathique lors de la phase rétro-morphose du skarn.

Lors du dernier stade de formation du skarn, les saphirs gemmes d'Andranondambo cristallisent dans des veines feldspathiques qui recoupent le marbre. Les saphirs se forment dans des conditions de température voisine de 500°C et de pression autour de 2 kbar.

III-2.2-2 Les gisements de type marbre

De nombreux gisements de corindon gemme se trouvent dans des marbres localisés dans les granulites affectées par des accidents tectoniques majeurs (collision Indo - Asiatique)

formés pendant l'orogénèse himalayenne (**Figure III -10**). C'est notamment le cas des fameux gisements d'Asie Centrale et du Sud-est (*Garnier, 2003; Garnier et al., 2004*) comme les gisements de Luc Yen au Nord du Viêt-nam (*Poirot, 1997 ; Kane et al., 1991*), ceux de Mogok (*Kane et Kammerling, 1992; Kammerling et al., 1994*) et de Mong Hsu (*Peretti et al.,*

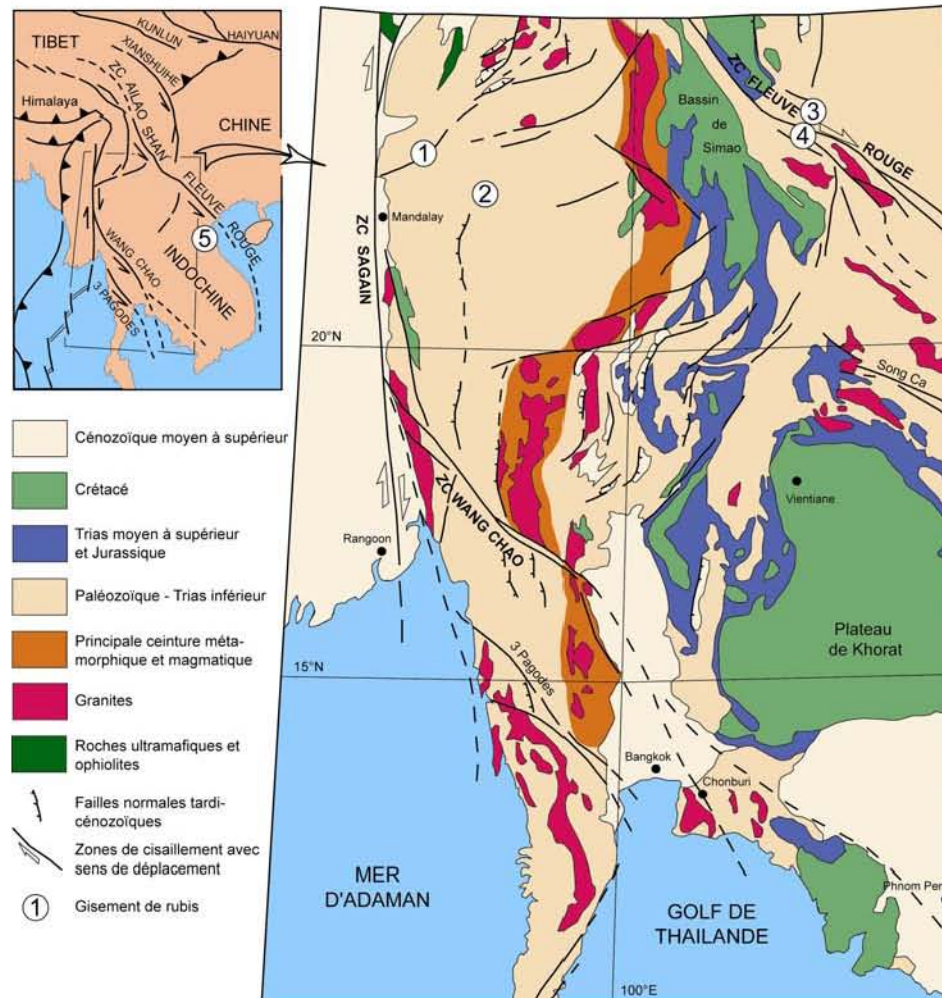


Figure III-10: Localisation des gisements de rubis dans les marbres des régions de l'Asie centrale et du sud-est (modifié d'après *Lacassin et al., 1997*). 1: Mogok, Myanmar; 2: Mong Hsu, Myanmar; 3: Luc Yen, Viêt-nam; 4: Yen Bai, Viêt-nam; 5: Quy Chau, Viêt-nam.

1995) au Myanmar, ceux du Népal (*Harding et Scarratt, 1986 ; Smith et al., 1997*), ceux de la Vallée d'Hunza au Pakistan (*Okrusch et al., 1976*) et de Nangimali en Azad-Kashmir (*Malik, 1994; Pêcher et al., 2002; Figure III-11*), les gisements d'Afghanistan et des Pamirs au Tadjikistan (*Rossovskiy et al., 1982; Hughes, 1994; Bowersox et Chamberlin, 1995; Smith, 1998; Terekhov et al., 1999; Bowersox et al., 2000*). D'autres gisements sont décrits également en Amérique du Nord, en Europe et en Afrique : dans le comté de Sussex, New Jersey aux Etats-Unis (*Dunn et Frondel, 1990*), à Mercus et Arignac en Ariège, France

(*Lacroix, 1890*), à proximité de Xanthi en Grèce (*Andronopoulos, 1964*), à Prilep en Macédoine (*Hunstiger, 1990*) et à Campolungo en Suisse (*Hochleitner, 1998*), dans l'Oural en Russie (*Kissin, 1994*) et Morogoro en Tanzanie (*Hänni et Schmetzer, 1991*).

Dans la plupart des cas, ces gisements primaires sont enrichis par des concentrations secondaires de corindon issues de ces gîtes notamment au Viêt-nam où le rubis est extrait des alluvions concentrés dans les rizières et des cavités karstiques formées dans les marbres (*Poirot, 1997*).

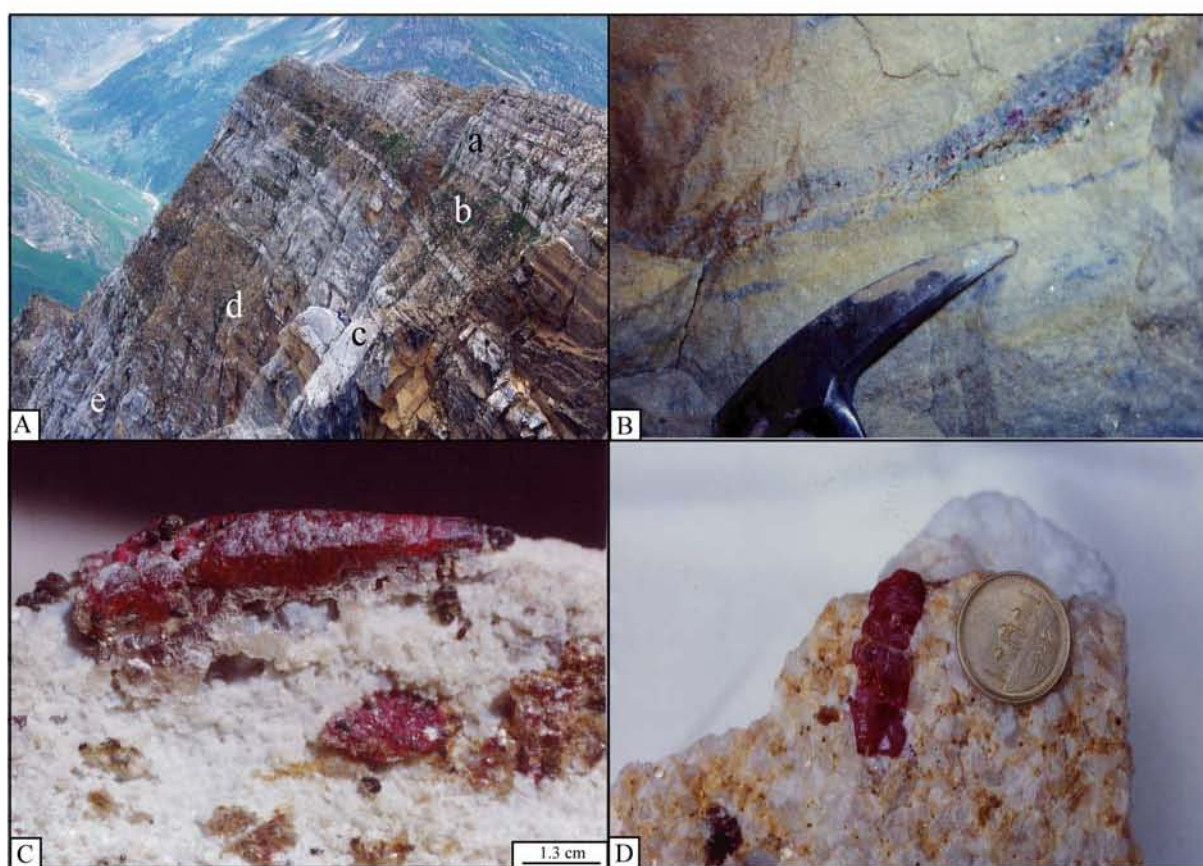


Figure III-11: **A)** Gisements de rubis de Nangimali top (Azad- Kashmir): succession marbres (a, c, e) et de schistes à grenat et sillimanite (b, d). **B)** Veinules à rubis-phlogopite et pyrite dans une micro-zone de cisaillement recoupant des bandes carbonatées (Nangimali, Azad Kashmir). **C)** Fente de tension à rubis + pyrite + phlogopite (Nangimali, Azad-Kashmir). **D)** Rubis dans un marbre à gros grain de la région de Grechar (Vallée de Hunza, Pakistan).

La paragenèse minérale associée au rubis est constituée généralement de calcite, de dolomite, de phlogopite, de spinelle, d'oxydes d'aluminium et de calcium ainsi que de silicates comme la margarite, la zoïsite, l'épidote et l'anorthite, des oxydes (ilménite et rutile), des sulfures (pyrite et pyrrhotite) et du graphite (*Iyer, 1953; Kissin, 1994*).

Généralement, les cristaux ont un habitus bipyramidal ou prismatique (*Peretti et al., 1995; Smith et al., 1997; Smith, 1998*) à l'exception des rubis de Morogoro en Tanzanie qui présentent trois habitus tels que des cristaux plats à tabulaires, des cristaux pseudo-cubiques et des cristaux corrodés à terminaisons irrégulières (*Hänni et Schmetzer, 1991*). La couleur des rubis est rouge et celle des saphirs associés est variable (jaune, brun, rose, violet, bleu, rose).

Les rubis de Tanzanie (*Hänni et Schmetzer, 1991*) et du Népal (*Smith et al., 1997*) présentent une couleur caractéristique rouge à rouge violacé. Par ailleurs, les rubis de Mong Hsu (Myanmar) sont zonés et ils possèdent un cœur de saphir bleu foncé à violet entouré d'une couronne d'un rouge intense (*Peretti et al., 1995*).

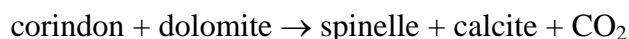
Les corindons présentent souvent des structures de croissance en forme de coin, des effets de croissance en tourbillon, des mâcles bien développées, des inclusions solides de calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite et des "essaims" de rutile (*Hänni et Schmetzer, 1991; Smith et al., 1997*). Ces inclusions constituent des critères de diagnostic géologique pour ce type de gisement.

Différents modèles de genèse proposés pour la formation de ces gisements sont reportés dans la littérature pour les gisements de l'Asie centrale et du Sud-est:

- D'après les assemblages minéralogiques et les compositions chimiques des différents minéraux, *Okrush et al. (1976)* proposent que les marbres à corindons se soient formés au cours du métamorphisme régional de roches carbonatées « complexes », dans lesquelles l'alumine était enrichie par rapport à la silice. Cette chimie peu commune est expliquée par la nature du protolithe initial marqué par une altération latéritique de roches carbonatées impures, peut-être en domaine karstique, menant à la formation de gibbsite ou de boëhmite (*Okrush et al., 1976*). En outre, un enrichissement en titane (postérieurement concentré sous forme de rutile et de sphène, et dans une moindre mesure dans la pargasite et la phlogopite) et en chrome est compatible avec ce modèle. Ensuite, lors de l'enfouissement des sédiments et de leur diagenèse, la boëhmite a pu se transformer en diaspore puis en corindon au cours du métamorphisme. En se basant sur les équilibres thermodynamiques entre les minéraux des paragenèses associées aux marbres à corindon, *Okrush et al. (1976)* déterminent les conditions du métamorphisme : des températures comprises entre 600 et 620°C et une pression fluide totale de 7 kbar, avec une composition de fluide constituée à 80 % d'H₂O et 20 % de CO₂. Ces conditions correspondent à un gradient géothermique moyen de 25°C/km. *Rossovskiy et al. (1982)* appliquent également ce modèle aux gisements de Jegdalek en Afghanistan, des Pamirs au Tadjikistan et de Mogok au Myanmar.

- *Dmitriev (1982)* et *Kissin (1991)* proposent que les gisements de l'Oural se forment par

la transformation métasomatique de niveaux terrigènes intercalés dans les marbres sous l'effet de fluides métamorphiques. Les corindons se sont formés à des températures comprises entre 620 et 660°C et des pressions de l'ordre de 2,5 Kbar selon la réaction métamorphique suivante (*Kissin, 1994*):



Par ailleurs, la teneur en magnésium du marbre influence fortement la stabilité du corindon par rapport à celle du spinelle.

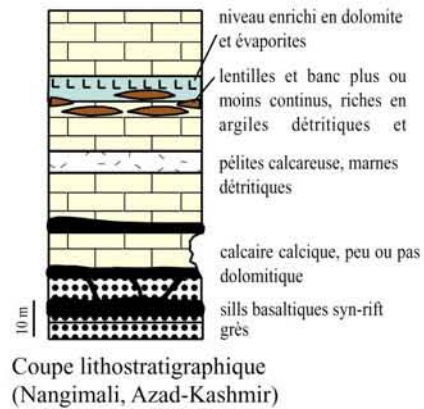
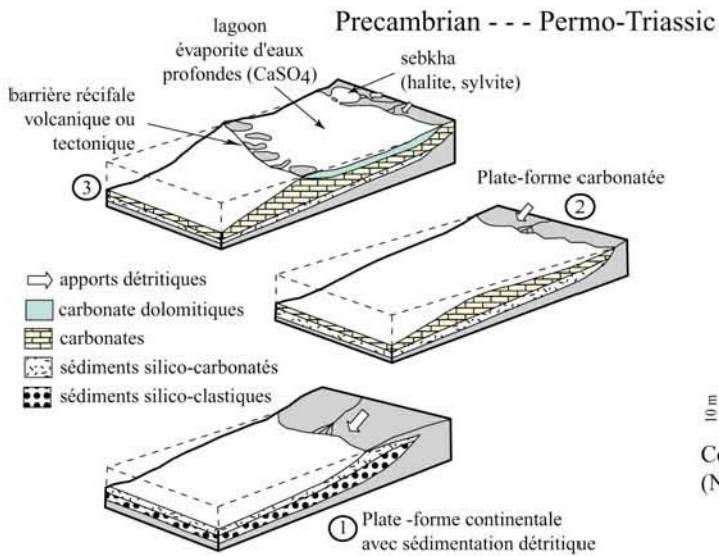
- *Terekhov et al. (1999)* relie la genèse des gisements des Pamirs à la mise en place du magmatisme alcalin avec notamment un apport d'aluminium dans les marbres par des fluides.

- *Koltsov (2002)* propose que ces gisements se forment par désilicification de marbres contenant des matériaux d'origine clastique, sous l'effet de fluides carboniques à haute température et probablement d'origine «profonde».

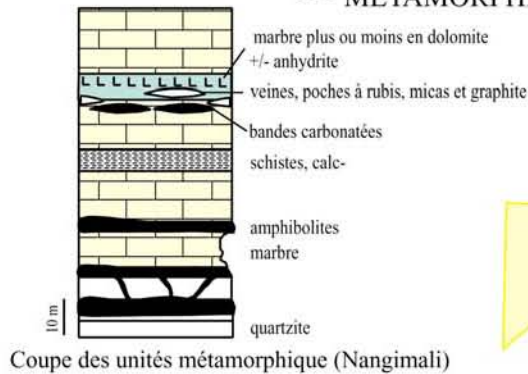
- *Garnier (2003)* et *Garnier et al. (2004, 2008)* proposent une origine métamorphique pour la formation des gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-est. Ces gisements sont associés spatialement à de grandes structures tectoniques et métamorphiques résultant de la collision continentale entre les plaques indienne et eurasiennne. La géochronologie a permis de mettre en évidence que ces gisements se sont formés au Cénozoïque, au cours de l'orogénèse himalayenne. La pétrographie a précisé les conditions de formation des marbres à rubis à la limite des faciès amphibolite supérieur et granulite ($T = 510$ à 775°C et $P \sim 6$ kbar). Par ailleurs, l'étude des inclusions fluides a indiqué que la croissance du rubis gemme a été réalisée au cours de la phase rétrograde du métamorphisme ($T = 620$ à 690°C et $P = 2,6$ à $3,3$ kbar), notamment pour les gisements d'Afghanistan, du Pakistan et du Nord du Viêt-nam (**Figure III-12**). L'aluminium et les éléments chromophores du rubis (chrome et vanadium) proviennent des marbres. Les minéralisations à rubis sont limitées à certains horizons de marbres impurs, riches en matériaux détritiques (argiles notamment) et en matière organique, et intercalés et/ou renfermant des niveaux évaporitiques.

Les rubis se sont formés dans un système fluide «clos», riche en CO_2 (issu de la dévolatilisation métamorphique des carbonates), en fluor, chlore et bore libérés par les sels fondus (NaCl , KCl , CaSO_4). La présence d'évaporites est le point clé pour expliquer la formation des minéralisations, le fluor et le chlore permettant la mobilisation de l'aluminium au sein des marbres. Ainsi, les minéralisations à rubis ne se développent que dans des séries méta-sédimentaires carbonatées de plate-forme dans des environnements ayant tendance à l'endoréisme.

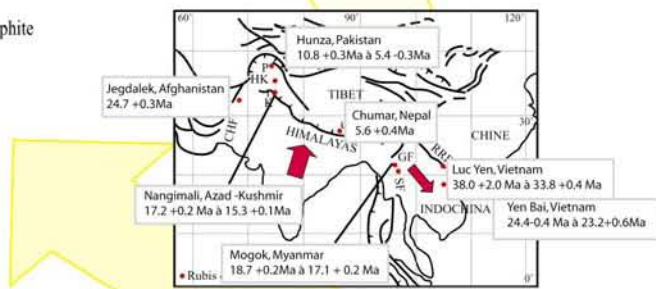
I SEDIMENTATION DES PROTOLITHES



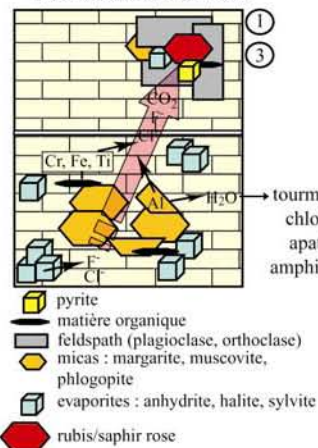
II COLLUSION INDE -ASIE METAMORPHISME HT-MP



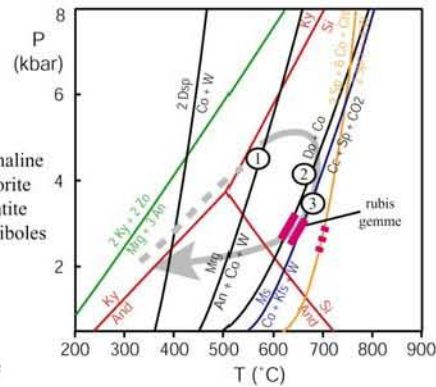
Cénozoïque : Oligocène à Miocène



déstabilisation des micas



Conditions P-T de formation des
rubis dans les marbres



② Déstabilisation du spinelle

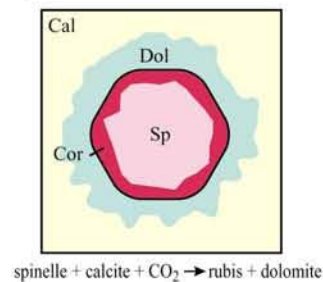


Figure III-12: Modèle de genèse des gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie centrale et du Sud Est. **I)** La sédimentation carbonatée se développe sur une plate-forme sédimentaire (entre le Précambrien et le Permo-Trias). **II)** Les gisements se sont formés au Cénozoïque, au cours de l'orogénèse himalayenne. La formation du corindon gemme s'effectue à partir de la déstabilisation de micas (essentiellement margarite). Le corindon peut se former aussi au cours de la phase rétrograde, à partir du spinelle ou de la déstabilisation de la muscovite. Le rubis gemme cristallise à des températures comprises entre 620 -670°C et des pressions comprises entre 2,6 et 3,3 Kbar (Garnier et al., 2008).

III-2.2-3 Les gisements associés aux roches mafiques et ultramafiques

Les roches mafiques et ultramafiques des gisements du Transvaal en Afrique du Sud et au Zimbabwe sont dénommés "verdites". Ce sont des roches à fuschite, andalousite, chlorite, margarite, tourmaline, diaspore, rutile, gersdorffite, bismuth natif et corindon qui forment des lentilles dans des roches de type komatiites (*Schreyer et al., 1981; Kerrich et al., 1987*); elles renferment des rubis et des saphirs bleus et orangés qui ne sont pas de qualité gemme.

Les "verdites" du Zimbabwe se sont formées à des températures qui ne dépassent pas 400°C et des pressions inférieures à 3,5 kbar, tandis que celles du Transvaal ont subi des températures d'environ 600°C et des pressions supérieures à 5 kbar (*Schreyer et al., 1981*). Elles se seraient formées par l'altération exhalative post-volcanique et prémétamorphique de komatiites. Les fluides hydrothermaux ont apportés du B, K, Rb, As, Sb, Bi et Te et ils ont lessivé du Mg, Si, Fe et Ca de la roche; l'Al, Cr, Ni et V provenant des komatiites. Pour ces mêmes roches et la formation du corindon, *Kerrich et al. (1987; 1988)* privilégient une genèse strictement hydrothermale.

Les amphibolites provenant du métamorphisme de roches gabbroïques constituent une source importante de corindon. Elles sont associées à des complexes basiques à ultrabasiques métamorphisés dans le faciès granulite, et à haute pression, comme par exemple les amphibolites à rubis d'Ejeda-Fotadrevo qui appartiennent au système de Vohibory dans le Sud-ouest de Madagascar (*Besairie, 1956; Schmetzer, 1986; Nicollet, 1990; Mercier et al., 1999*). Les amphibolites résultent du métamorphisme de leucotroctolites dans des conditions intermédiaires entre le faciès amphibolite de haut degré et le faciès granulite de haute pression ($P = 9-11,5$ kbar et $T = 750-800^{\circ}\text{C}$).

A Buck Creek en Caroline du Nord aux Etats-Unis, le métamorphisme de lentilles de troctolites intercalées dans des dunites a contribué à la formation de différents assemblages minéraux à orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle qui se sont formés à $T = 800^{\circ}\text{C}$ et $P = 5$ à 7 kb, et un assemblage hydraté à amphibole, zoïsite, margarite et corindon (*Tenthorey et al., 1996*). La sapphirine apparaît et elle se forme aux dépends du spinelle à $T = 850^{\circ}\text{C}$ et $P = 10$ kb suivant la réaction (*Tenthorey et al., 1996*) :



Dans les amphibolites, le corindon est généralement associé à l'anorthite, l'amphibole, la margarite (*Tenthorey et al., 1996*), la sapphirine (*Forestier et Lasnier, 1969; Nicollet, 1986; Tenthorey et al., 1996; Morishita et Koder, 1998*), la gédrite (*Nicollet, 1986*), la phlogopite et la zoïsite (*Dirlam et al., 1992*).

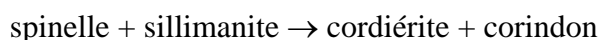
III-2.2-4 Les gisements associés aux gneiss, granulites et charnockites

Les gisements dans les gneiss, les granulites et les charnockites ont été décrits dans diverses régions du monde (*Schwarz, 1998*) notamment à Froland en Norvège, à Mysore en Inde, dans la ceinture métamorphique de Hida au Japon, dans les régions d'Elahera et de Ratnapura au Sri Lanka (*Munasinghe et Dissanayake, 1981*), à Azov en Russie (*Schwarz, 1998*), au Brésil dans la région d'Indaia (*Epstein et al., 1994*), et dans les régions d'Ihoso et d'Antsirabe à Madagascar (*Ralantoarison et al., 2006*), et enfin dans la ceinture métamorphique du Mozambique en Afrique (*Simonet, 2000*).

Les gneiss à corindon sont constitués de biotite, de sillimanite, de feldspath alcalin et parfois de disthène, de grenat et de spinelle. Les corindons sont soit des saphirs laiteux, bleu pâle, brun, violet, gris, miel, rose soit des rubis (*Rupasinghe et Dissanayake, 1985; Schwarz, 1998; Ralantoarison, 2006; Andriamamonjy, 2006; Simonet, 2000*).

Au Kenya, les rubis d'Ushindi sont associés à des gneiss à plagioclase et biotite, et ceux de Si Ndoto Tena à des gneiss à graphite (*Simonet, 2000*).

Au Sri Lanka, dans les régions d'Elahera et de Ratnapura, la majeure partie des corindons gemmes sont associés à des roches du faciès granulite notamment des charnockites, des gneiss à quartz-feldspath-grenat-sillimanite-graphite, des quartzites, des marbres et des gneiss calciques (*Dissanayake et Chandrajith, 1999*). *Rupasinghe et Dissanayake (1985)* proposent que les gisements de corindon de Ratnapura se soient formés par un processus de désilicification de sédiments pélitiques. Ce processus est relié à un métamorphisme de contact associé à la mise en place de charnockites basiques et d'autres intrusions comme des filons et des sills riches en diopside. Cette désilicification s'accompagne de la formation de corindon et de spinelle suivant la réaction :



A Madagascar, les gisements de gneiss à saphir de Zazafotsy et de Sahambano (**Figure III-13**) se situe dans la région d'Ihoso (*Andriamamonjy, 2006; Ralantoarison et al., 2006*).

Le gisement de Sahambano (**Figure III -13**) se situe dans la zone de cisaillement de Ranotsara qui a été le siège d'une déformation ductile importante entre 600 et 500 Ma. Les saphirs se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans des leptynites. Le cisaillement a été accompagné par l'ouverture de fractures qui ont permis la circulation de fluides métasomatiques. L'interaction fluide-roche a provoqué une biotitisation des gneiss feldspathiques. Les saphirs se trouvent dans des biotitites qui contiennent du spinelle et de la

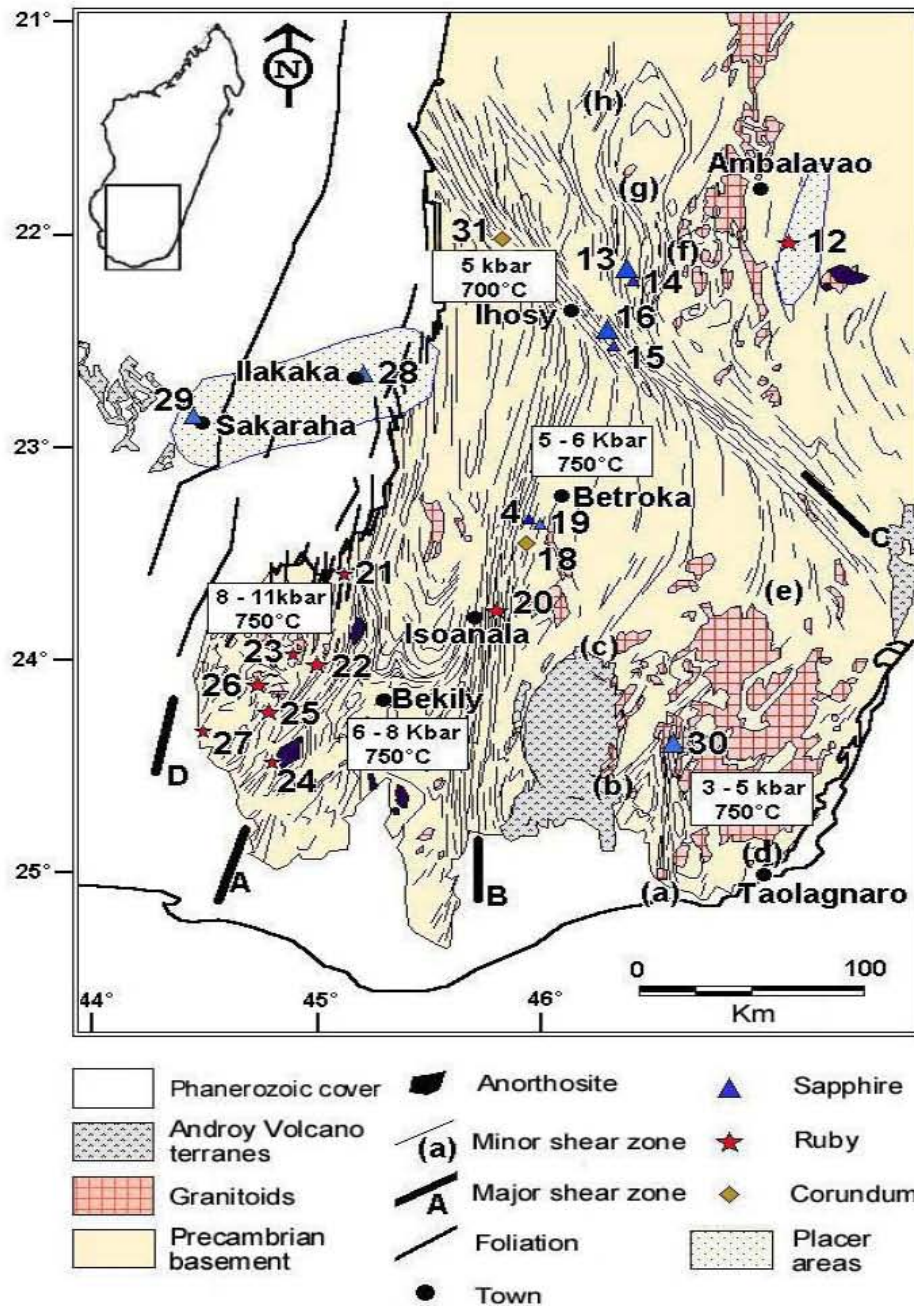


Figure III-13: Carte de localisation des gisements de corindon dans région Sud-est de Madagascar (Rakotonrazafy *et al.*, 2008). Gisements des corindons: 4, Ambinda (Betroka), 12: Miarinarivo, 13: Zazafotsy, 14: Sakalalina, 15: Ambinda (Ihosi), 16: Sahambano, 18: Vohidava, 19: Iankaroka, 20: Ambatomena, 21: Ianapera, 22: Fotadrevo, 23: Anavoha, 24: Maniry, 25: Gogogogo, 26: Vohitany, 27: Ejeda, 28: Ilakaka, 29: Sakaraha, 30: Andranondambo, 31: Sakeny. Zone de cisaillement: A: Ampanihy, B: Betroka, C: Ranotsara, D: zone de cisaillement (Phanérozoïque). (a) et (h) zones de cisaillements mineures. La pression (Kbar) et température (°C) du métamorphisme sont de Moine *et al.* (1985); Ackermann *et al.* (1989) et Nicollet (1990).

sillimanite, et dans des gneiss à sapphirine composés de feldspath potassique, biotite, sillimanite, spinelle, sapphirine, grenat et albite (**Figure III -14**). Les saphirs se sont formés

durant le stade prograde du métamorphisme à une température ~ 650°C et une pression ~ 5 kbar (*Ralantoarison, 2006*).

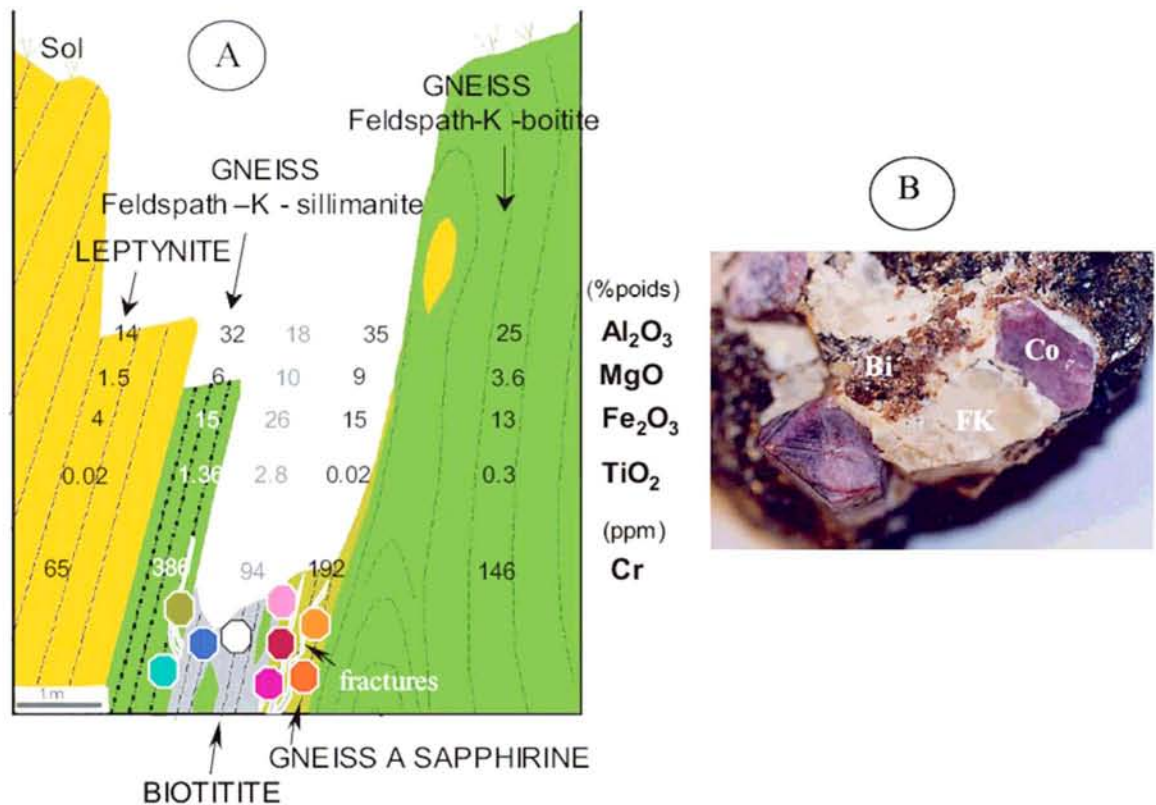


Figure III-14: A) Coupe géologique schématique du gisement de corindon de Sahambano (*Ralantoarison, 2006; Ralontarison et al., 2006*). La minéralisation à corindons est contenue dans des gneiss feldspathiques et des biotites. La distribution de la couleur des corindons est reportée dans les différentes zones. **B)** Saphir (Co) associé à du feldspath potassique et de la biotite (Bi) provenant du gisement de Zazafotsy (*Andriamamonjy, 2006; Rakotondrazafy et al., 2008*).

III-2.2-5 Les gisements associés aux anatexites

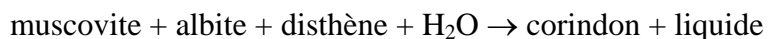
Des anatexites à corindon ont été décrites dans des formations précambriennes en Tanzanie, à proximité de Morogoro (*Altherr et al., 1982*) et dans les formations du Lewisien du Nord-ouest de l'Ecosse (*Cartwright et Barnicoat, 1986*).

Les anatexites de Tanzanie sont des gneiss anatectiques. Les restites sont formées d'une association à corindon, muscovite, albite et phlogopite; les paléosomes sont formés par du disthène ou de la sillimanite, de l'albite et de la phlogopite.

Les anatexites à corindon de Tanzanie sont en fait des gneiss anatectiques formés de plusieurs domaines (*Altherr et al., 1982*) :

(1) un gneiss à grain moyen avec les assemblages albite + muscovite + phlogopite + corindon et albite + disthène ou sillimanite + phlogopite et accessoirement rutile et baddéleyite ;

(2) un gneiss à gros grains avec des nids à corindon et des antiperthites, avec des phases minérales mineures comme l'albite, la muscovite, la phlogopite, le rutile, la baddéleyite et la tourmaline. Les assemblages à albite + muscovite + phlogopite + corindon sont interprétés comme des restites tandis que ceux à disthène ou sillimanite sont considérés comme des paléosomes. Ces anatexites se seraient formées dans des conditions d'activité de l'eau $a_{H_2O} = 1$, une pression fluide (H_2O) de 7,7 kbar et une température de 695°C. Le remplacement du disthène par l'assemblage corindon + antiperthite peut être expliqué par une réaction du type :



En Ecosse, *Cartwright et Barnicoat (1986)* décrivent des roches litées, alumineuses, à corindon et riches en muscovite. Ce sont des gneiss à mica blanc formant une série de boudins discontinus, d'épaisseur inférieure ou égale à 1 m, dans des gneiss semi-pélitiques à quartz - plagioclase - biotite - grenat - amphibole \pm muscovite. L'assemblage supposé stable dans les conditions du pic de métamorphisme comprend des cristaux de staurotide centimétriques et des porphyroblastes de corindon bleu pâle et de disthène (5-10 % du total) dans une matrice à mica blanc (85-90 %) et plagioclase (5-10 %), avec quelques opaques et du zircon. *Cartwright et Barnicoat (1986)* suggèrent que les ségrégations felsiques représentent les produits anatectiques et que les boudins micacés à corindon sont les restites de cette anatexie. Les conditions du pic de métamorphisme sont estimées à une température de 900-925°C et une pression supérieure à 11 kbar.

III-2.2-6 Les gisements associés aux cordiérites

Des indices à saphirs polychromes sont connus dans des lentilles de cordiérites du Sud de Madagascar. Il s'agit du gisement de Iankaroka, dans le district de Betroka, découvert en 1986 (*Salerno, 1992*). La roche minéralisée est une cordiérite à saphir (**Figure III-13**).

III-2.2-7 Les gisements associés aux "sakénites"

Les corindons contenus dans des filons de plagioclase sont décrits à Madagascar sous l'appellation de «sakénites». Ce sont des roches plagioclasiques à corindon, spinelle et sapphirine provenant de la région de Sakena, au Nord-Ouest d'Ihosy (*Lacroix, 1939; 1941; Figure III-13*). Ces types de roches se trouvent également dans d'autres régions: Vohidava et Ampandrandava (*Rakotondrazafy et al., 1999*). Il s'agit de roches à corindon, qui sont des lentilles, de faible puissance, entourées par des bandes épaisses de phlogopitites résultant d'un métasomatose. Les "sakénites" sont formées par du corindon (bleu-vert), de l'anorthite, du clinopyroxène ou de l'amphibole, de la sapphirine, avec ou sans phlogopite, du spinelle, de la kornéropine et de la musgravite (*Rakotondrazafy et al., 2008, Raith et al., 2008*). Ce sont des minéraux qui ont cristallisé à haute température mais au cours d'épisodes métasomatiques qui ont affecté cette région (*Rakotondrazafy, 1999; Devouard et al., 2002, Raith et al., 2008*). L'origine du protholite est soit d'origine sédimentaire (*Lacroix, 1941, Raith et al., 2008*), soit anorthositique (*Boulanger, 1959; Ohnenstetter et al., 2008*).

III-2.2-8 Les gisements associés aux charnockites

Rupasinghe et Dissanayake (1985) proposent que les gisements de corindon associés aux charnockites du Sri Lanka (région de Ratnapura) soient liés au développement régional d'un processus de déquartzification de sédiments silico-alumineux. Cette métasomatose de grande ampleur serait reliée à la mise en place d'intrusions de charnockites. Dans ce type de gisement, le corindon est toujours associé au spinelle.

III-2. LES GISEMENTS SECONDAIRES

Du fait de la résistance des corindons aux altérations chimiques et mécaniques, de leur dureté et de leur densité élevée, ils se concentrent dans des gisements secondaires détritiques. En fonction de la distance de leur transport, après la destruction et l'érosion des roches mères, plusieurs types de gisements secondaires sont définis avec notamment les gisements éluvionnaires, colluvionnaires et alluvionnaires (**Figure III-15**).

Des anciens placers (paléoplacers) peuvent être remaniés postérieurement par les rivières pour reformer une concentration de type placers récents (néoplacers) car la plupart des minéraux moins denses que le saphir ont été détruits ou bien déposés dans d'autres sites. Pratiquement, ces gisements sont très faciles à exploiter et ainsi ils représentent une des principales ressources économiques pour de nombreux pays tropicaux.

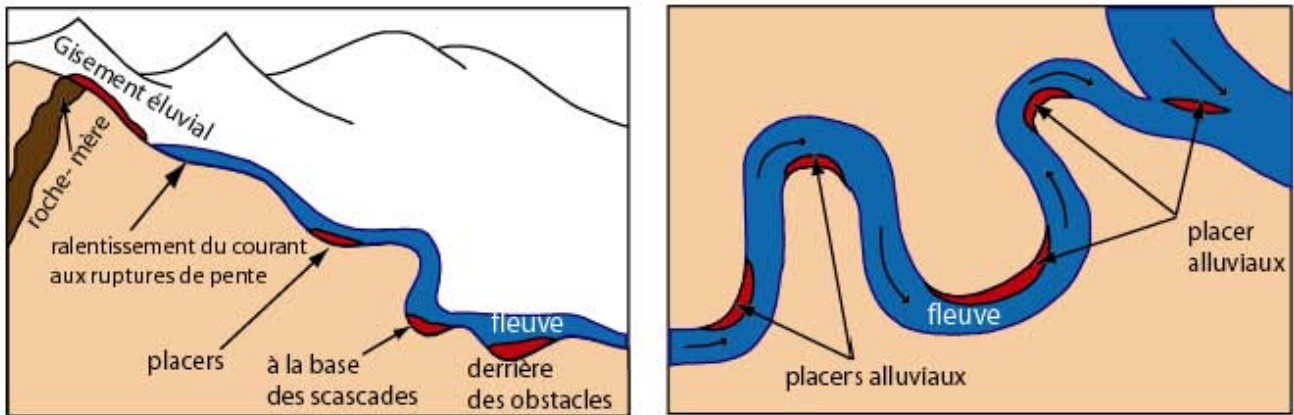


Figure III-15: Modes de formation des placers. Après altération de la roche source, les gisements alluviaux se forment dans les zones des rivières et fleuves où la vitesse du courant chute : aux ruptures de pente, à la base des cascades, derrière des obstacles, aux points de confluence de plusieurs cours d'eau et sur la rive concave des méandres (Hughes, 1997).

Actuellement, ils constituent le type majeur de gisement de corindons à Madagascar. Les saphirs et les rubis se concentrent soit dans des placers ou des paléoplacers associés aux formations basaltiques du nord, du centre et de la côte est de Madagascar (régions d'Antsiranana, d'Antsirabe et de Vatomandry), soit dans de très grands bassins sédimentaires comme celui de l'Isalo où se situent les gisements d'Ialakaka et de Sakahara (Garnier *et al.*, 2004).

Les gisements d'Ialakaka ne contiennent pas uniquement du corindon mais également d'autres gemmes. Ils ont un potentiel économique très important pour le pays. Ils se situent dans le massif d'Isalo, entre les villes de Ranohira et de Sakaraha. Les différents secteurs miniers sont ceux de Sakalama, d'Ampasimanaitaka, de Vohimena-vaovao, de Bekily, et de Manombo-vaovao. La minéralisation correspond à un paléoplacer contenu dans les grès de la formation de l'Isalo (**Figure III-16**). D'une manière générale, on distingue trois terrasses gemmifères et d'importantes concentrations en saphir se rencontrent dans la première terrasse. Les cristaux de saphirs sont roulés. On y trouve toutes les couleurs de saphirs (bleu, rose, jaune, mauve et vert) et également des rubis. Ils sont associés à du zircon, du chrysobéryl, de

la topaze, du grenat, du spinelle, de l'andalousite et de la tourmaline (*Garnier et al., 2004*). L'origine des corindons reste inconnue parce que le gisement est très éloigné des sources primaires du corindon. Les données isotopiques de l'oxygène obtenues sur les saphirs montrent qu'il existe au moins deux sources : l'une correspondant à des valeurs isotopiques très légères autour de 2 et 4‰, et l'autre avec des valeurs plus lourdes de 14,0 et 16,5‰ (*Garnier et al., 2004*).

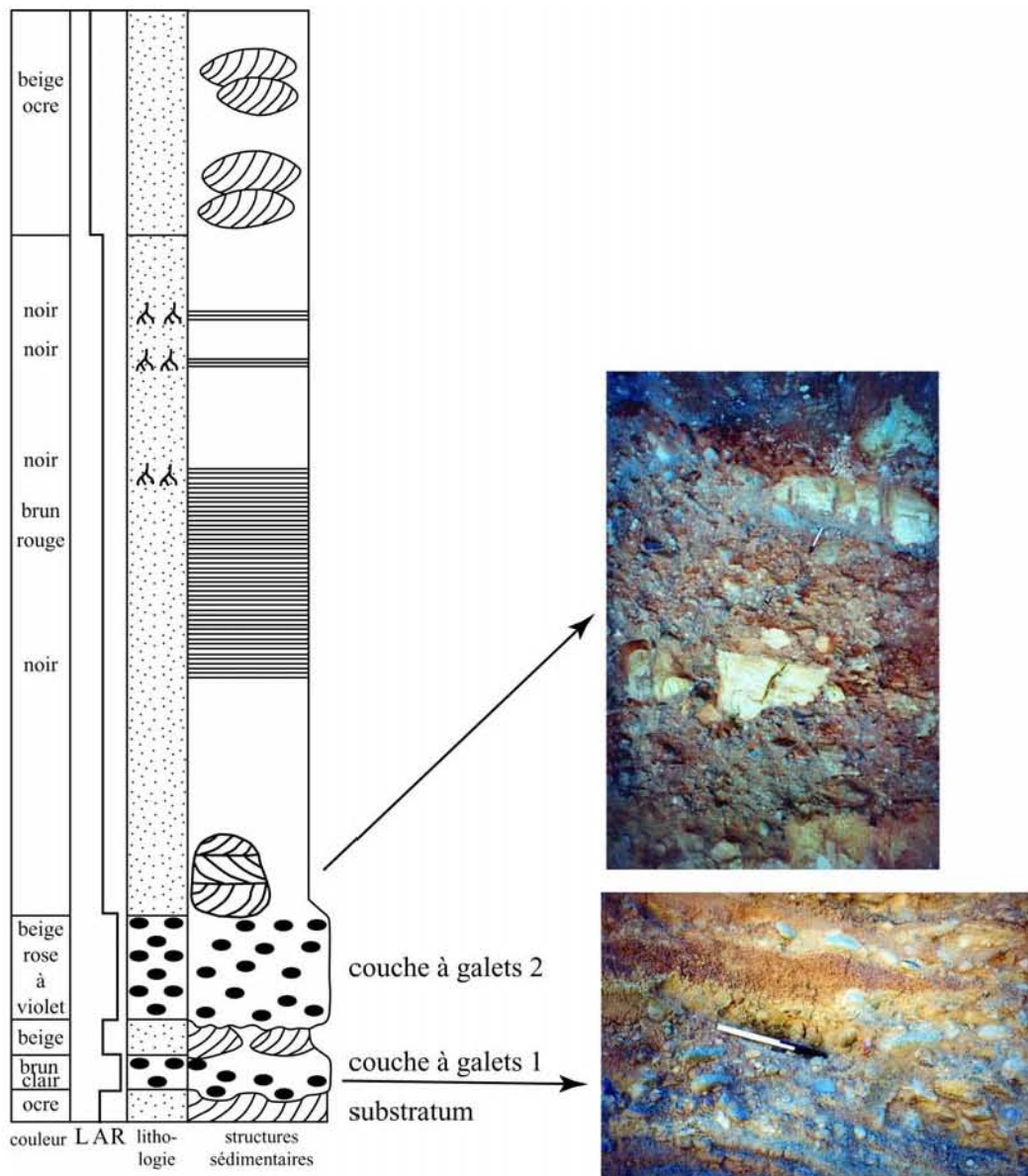


Figure III-16: Coupe type d'un placer d'Ialakaka où on peut observer les différentes terrasses minéralisées qui sont exploitées dans la région de Vohimena Talo (*Garnier et al., 2004*). La granulométrie des sédiments: L= lutite; A= arénite et R= rudite.

Des placers littoraux et alluvionnaires sont connus à Nosy Be et sur la péninsule d'Ambato, dans la province d'Antsiranana, au Nord de Madagascar. Ce sont les gisements d'Andovokokonko et de Befotaka (*Ramdohr et Milisenda, 2006*) qui sont associés au démantèlement des coulées basaltiques Cénozoïques. La couleur du saphir varie du bleu, bleu-vert, vert-jaune et jaune. Les cristaux sont parfois polychromes et leur surface est généralement corrodée (*Ramdohr et Milisenda, 2006*).

CHAPITRE IV:
LES GISEMENTS DE CORINDONS GEMMES
DE MADAGASCAR

IV-1 INTRODUCTION

Les différents types de gisements de corindon présentés dans le chapitre III se rencontrent pour la plupart à Madagascar. Ainsi, le chapitre IV présente avec plus de détail l'ensemble des gisements de corindons gemmes inventoriés dans les différentes régions de Madagascar.

De nos jours, Madagascar est devenu un important producteur de pierres précieuses notamment d'émeraude, de rubis et saphirs (*ExtraLapis, 1999*). La plupart des pierres semi-précieuses qui ont assis la réputation de la Grande Ile proviennent des pegmatites avec l'héliodore, l'aigue-marine, les tourmalines polychromes, la kunzite, la morganite, l'orthoclase jaune et l'amazonite. Des pierres colorées de valeurs minéralogique et commerciale ont été trouvés récemment en particulier les grenats (almandin, rhodolite et spessartite), la londonite, et la pezzotaite, et ainsi que des minéraux rares comme la grandidiérite et la kornéropine décrits au siècle dernier (*Lacroix, 1922a*).

Des indices à corindons ont été répertoriés dans différentes parties de l'île (*Lacroix, 1922a*) et certains gisements ont été exploités comme matériel réfractaire (*Besairie, 1966*). En 1992, *Salerno* décrivait les saphirs polychromes de Iankaroka, au sud-ouest de Betroka, dans la province de Tuléar. Depuis 1993, une grande quantité de saphirs gemmes ont été extraits des carrières d'Andranondambo dans la partie sud de Madagascar (*Rakotondrazafy, 1995*) et dans les placers associés à la province basaltique de la région d'Antsiranana (*Schwarz et al., 2000*). La plupart des rubis gemmes des placers d'Andilamena et de Vatomandry arrivèrent sur le marché vers la fin 2000 (*Schwarz et Schmetzer, 2001*). La découverte vers la fin 1998 des placers géants de la région d'Ialakaka assura la production d'une grande quantité de pierre fines et précieuses.

Depuis les trois tomes du livre de Lacroix "Minéralogie de Madagascar", publiés en 1922, aucune synthèse géologique et minéralogique a été réalisée sur les différents types de gisements de corindons de la Grande Ile. Les études géologiques et/ou gemmologiques se focalisèrent sur certains gisements, notamment les saphirs d'Andranondambo, les rubis d'Ejeda-Fotadrevo et les saphirs d'Ambondromifehy-Nosy Be dans la région d'Antsiranana. La première synthèse qui présente l'inventaire des gisements de corindons malgaches a été publiée en 2008 (*Rakotondrazafy et al., 2008*).

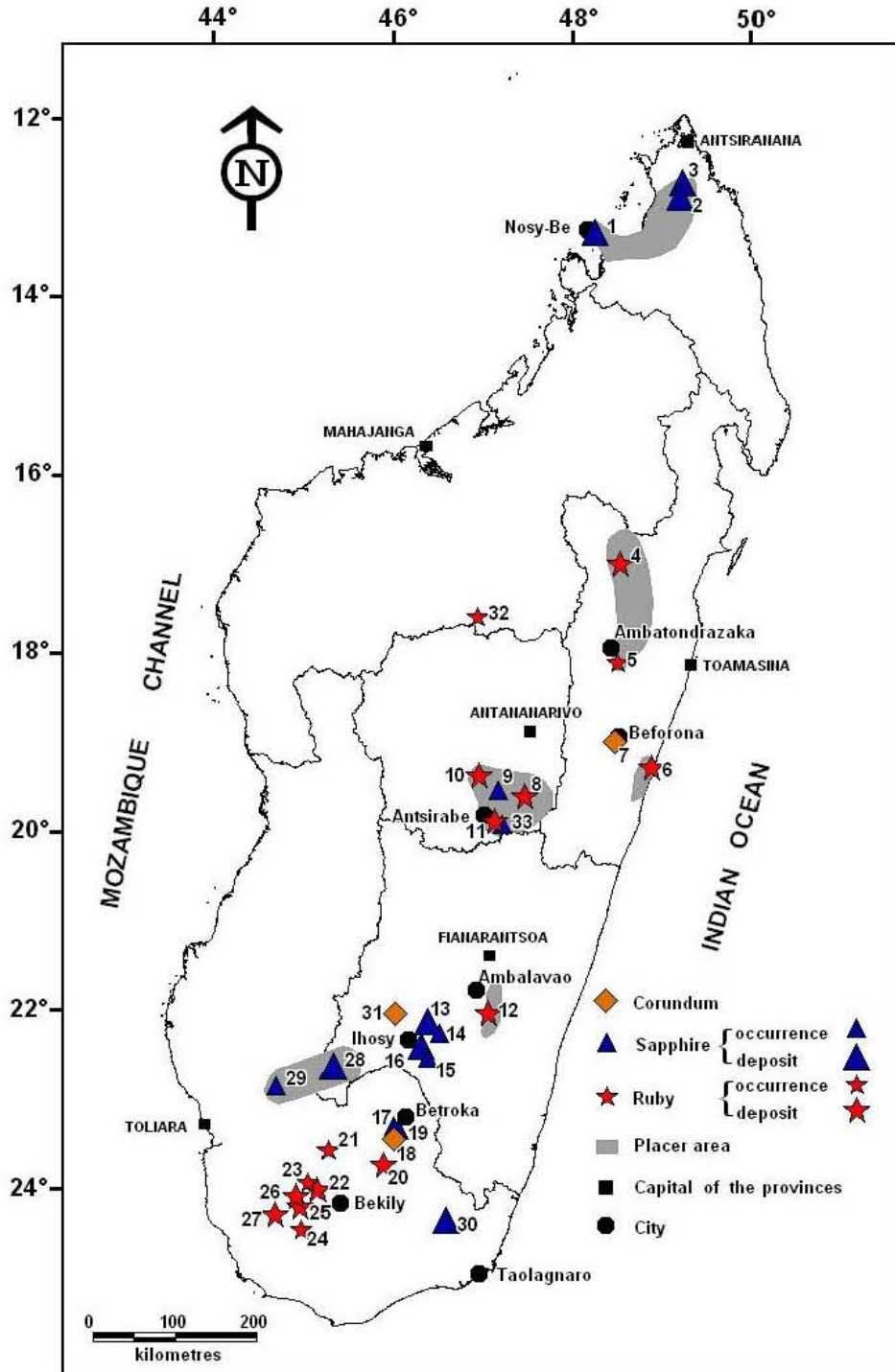


Figure IV-1: Les gisements et indices à rubis, saphir et corindons de Madagascar. 1: Nosy -Be, 2: Ambondromifehy, 3: Anivorano, 4: Andilamena, 5: Didy, 6: Vatondromy, 7: Ambohitranefitra (Beforona), 8: Antsahanadriana, 9: Mandrosohasina, 10: Faratsiho, 11: Soamiakatra (Morarano), 12: Miariarivo, 13: Zazafotsy, 14: Sakanila, 15: Ambinda (Ihosa), 16: Sahambano, 17: Ambinda (Betroka), 18: Vohidava (Voronkafotra), 19: Iankaroka, 20: Ambatomena, 21: Ianapera, 22: Fotadrevo, 23: Anavoha, 24: Maniry, 25: Gogogogo, 26: Vohitany, 27: Ejeda, 28: Ilakaka, 29: Sakaraha, 30: Andranondambo, 31: Sakeny, 32: Andriba, 33: Anjomakely.

IV-2 LES GISEMENTS PRIMAIRES DE CORINDONS A MADAGASCAR

Les roches précambriennes occupent les deux tiers de Madagascar alors que le tiers situé à l'ouest est formé de roches sédimentaires allant du Paléozoïque au Quaternaire et de roches volcaniques du Mésozoïque au Néogène. Les gisements de corindons se trouvent presque exclusivement dans le Précambien (**Figure IV-1**). Les gisements primaires appartiennent à deux types: (i) magmatique, associés à des "syénites", des pegmatites et des xénolithes de pyroxénites et métagabbros en enclaves dans des basaltes alcalins; (ii) métamorphique, et/ou associés à la métasomatose alcaline qui s'est développée lors de l'interaction de fluides sur différentes protolithes précambriennes (gneiss, roches mafiques et ultramafiques, marbres et roches calco-silicatées, cordiérites). Les gisements secondaires sont d'origine détritique. Trois types de gisements peuvent être séparés suivant leur environnement géologique (i) sédimentaire avec les paléoplacers des formations triassiques de l'Isalo, (ii) volcanique avec les placers de l'Ankaratra sur le plateau central, la Montagne d'Ambre dans la province volcanique du Nord, et de la région de Vatomaniry sur la bordure Nord-est, et enfin (iii) d'origine pour l'instant inconnue en ce qui concerne le gisement de rubis d'Andilamena.

IV-2.1 Les gisements magmatiques

IV-2.1-1 Les syénites

Le gisement d'Ambositranefitra connu également sous le nom de syénite de Beforona, est situé à 20 km au sud de la ville de Beforona (**Figure IV- 1**). Les corindons furent trouvés dans les alluvions de rivières Sahamaloto, Marofody et Tsarafosa, et exploités par l'industrie dès le début du XXème siècle (*Lacroix, 1922a*). En 20 ans, la production atteignit 3000 tonnes de corindons et seulement 20 tonnes par années furent extraites jusqu'en 1927; la teneur était de 40 kg/m³ (*Duclos, 1927*). Les galets à corindons étaient soit des "corindonites", c'est-à-dire des roches monominérales composées de cristaux centimétriques de rubis ou de saphir bleu, gris ou rosé (**Figure IV-2A**), soit des "syénites" à rubis (**Figure IV-2B**) contenant du feldspath potassique, de la sillimanite et du spinelle. Le gisement primaire correspondait à une filon de "syénite" injecté dans un gneiss migmatitique à biotite et graphite (*Lacroix, 1922b*). Ce gisement a été enseveli par un éboulement au milieu du XXème siècle. La "syénite" décrite par *Lacroix (1922b)* est composée de biotite, microcline (48%), sillimanite (42%), corindon (4%), zircon et magnétite. La proportion de sillimanite est très variable et

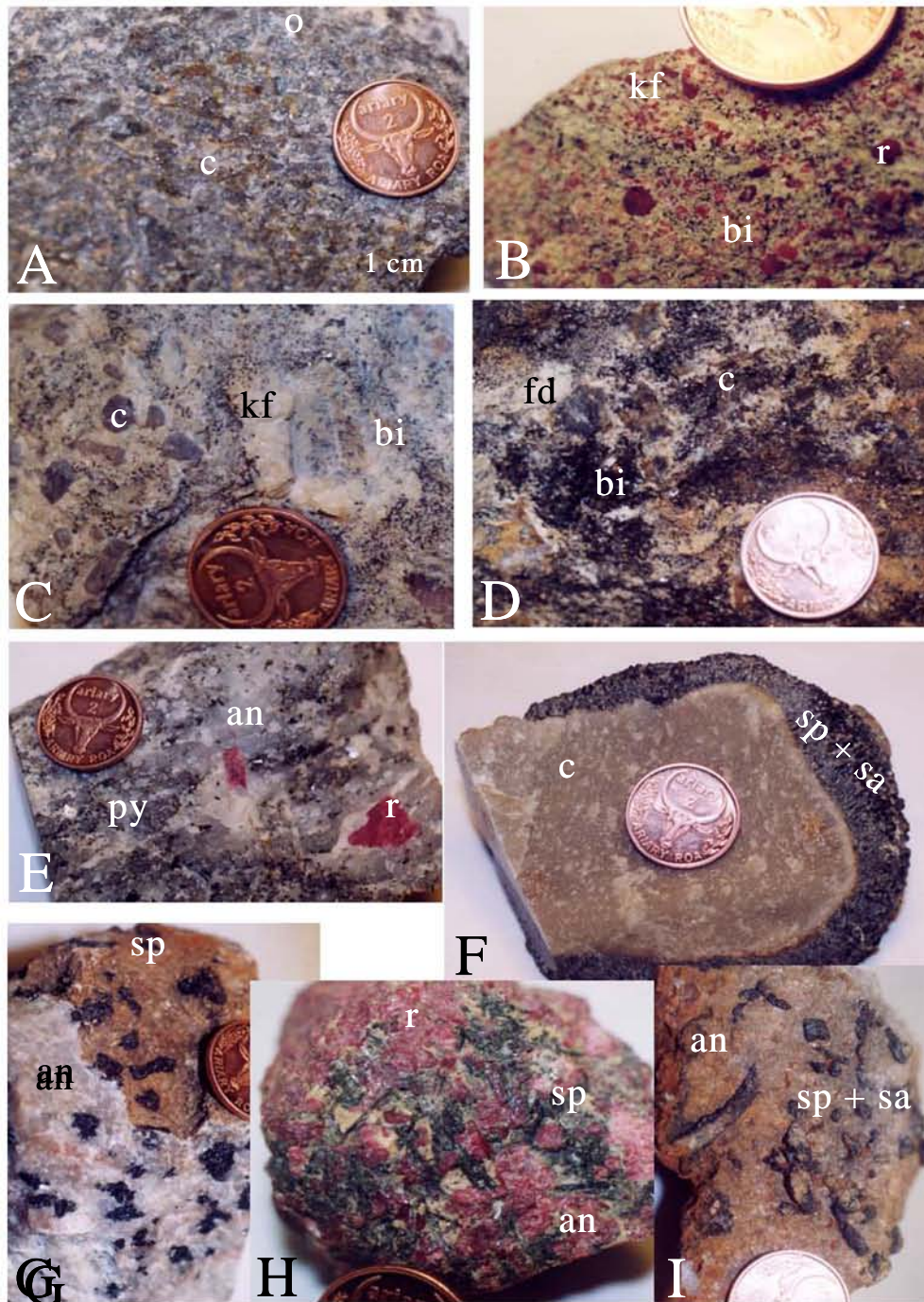


Figure IV-2: Les gisements de corindons métamorphiques de Madagascar. Collection *Lacroix* (MNHM). (A) "Corindonite" d'Antohidrano, près de Sahamaloto (région de Beforona), o: oxide de fer; c: corindon massif gris. (B) syénite à rubis d'Ambohitraneftitra (Ambatofotsy, région de Beforona). Rubis (r) disséminé dans une matrice composée de feldspathique potassique (Kf) et biotite (bi). (C) Le gisement d'Ambohitraneftitra. Textures de rétromorphose avec développement d'une couronne de feldspath potassique (Kf) autour du corindon (c). La matrice est formée de biotite (bi) et de feldspath potassique. (D) L'indice à saphir d'Anjomakely. Saphir gris bleu à violacé (c) dans un micaschiste à biotite (bi) et de feldspath potassique (fd). (E) La "sakénite" d'Anavoha dans la région de Bekily. Le rubis (r) est disséminé dans la matrice à anorthite (an) et pyroxène vert (py). (F) La "corindonite" de Sakeny (région d'Ihosy). Le corindon (c) possède une couronne de rétromorphose à spinelle et sapphirine (sa). (G) Une "sakénite" de Sakeny à anorthite (an) et spinelle (sp). (H) Aspect d'une "corindonite" de la région d'Ihosy. La roche contient du rubis (r), du spinelle (sp) et de l'anorthite (an). (I) Une "sakénite" de Sakeny (région d'Ihosy). Les cristaux de spinelle et de sapphirine (sp + sa) sont disséminés dans une matrice à anorthite (an).

certaines échantillons en sont dépourvus (**Figure IV-2C**). Lacroix appela cette roche une "syénite endo-morphique"; l'étude pétrographique des échantillons de la collection Lacroix du Muséum national d'histoire naturelle de Paris (MNHN), montre que la roche n'est pas une syénite magmatique.

Les textures de rétro-morphose sont marquées par le développement de couronnes de feldspath potassique autour du corindon (**Figure IV-2C**). Par ailleurs, la cristallisation du rubis est liée à une interaction entre un fluide et une roche mafique. Les cristaux de corindon ont une taille comprise entre 1 et 8 cm. Ils sont automorphes et ils présentent la forme en barillet avec la dipyramide hexagonale ω associée au pinacoïde c et au rhomboèdre r , ou avec la dipyramide hexagonale ω allongée suivant l'axe c ou aplatie suivant le pinacoïde (*Lacroix, 1922a*).

IV-2.1-2 Les granites et pegmatites déquartzifiées

Dans le sud-est de la région d'Antsirabe à Anjomakely (**Figure IV-1**), des indices de granites déquartzifiés et de micachistes feldspathisés à corindon furent décrits par *Lacroix (1922a)*. Le quartz est dissous et la roche métasomatique est composée de microcline, sillimanite, biotite, zircon et magnétite. Cette nouvelle roche est appelée "syénite" à sillimanite et corindon par *Lacroix (1922a)*. La taille des cristaux de saphir varie du cm au dm, et la couleur dominante est gris bleuté avec des nuances de rose. Le schiste adjacent au granite, composé de feldspath potassique, biotite et corindon (**Figure IV- 2D**), est appelé micaschiste à corindon par *Lacroix (1922a)*. D'autres indices de micaschistes à corindon avec ou sans relation avec un granite ou une pegmatite sont décrits dans la même région à Ankazondrano, Ambatomitety, Bilisy, Ambohimanarivo, Ambohimilemaka, Vatondrangy et Rafanjaka. Ces micaschistes contiennent de la sillimanite et de la muscovite enveloppées par de grandes lamelles de biotite. D'autres indices sont décrits au nord (Tsinjoarivo) et à l'ouest de la ville d'Antsirabe (Rafanjaka, Belanitra, Vohitrakanga and Antandrokomby); ils furent la première source de corindon industriel à Madagascar (*Lacroix, 1922a*). De tels gisements n'ont pas encore fait l'objet d'études détaillées mais une origine métasomatique du corindon est fort probable.

IV-2.1-3 Les gisements associés aux basaltes alcalins

Le gisement de Morarano, près du village de Soamiakatra se situe à 35 km au sud du village d'Antanifotsy (**Figures IV-3 et IV-4**), qui fut la région pionnière de Madagascar pour l'exploitation du rubis et du saphir (*Lacroix, 1922a*). Ce gisement fait parti des premiers

gisements de rubis qui furent exploités dans la région du centre de Madagascar, en 1904, avec celui d'Ambahatra (*Besairie, 1922*). Jusqu'en 1997, le corindon était récupéré à la batée dans les alluvions et les sols. La prospection et la mécanisation ont permis de trouver et d'exploiter les gisements primaires. Actuellement, Morarano constitue le seul gisement primaire décrit dans la littérature internationale où le rubis est associé aux basaltes alcalins, plus particulièrement dans la partie sud du massif de l'Ankaratra, notamment dans la commune d'-

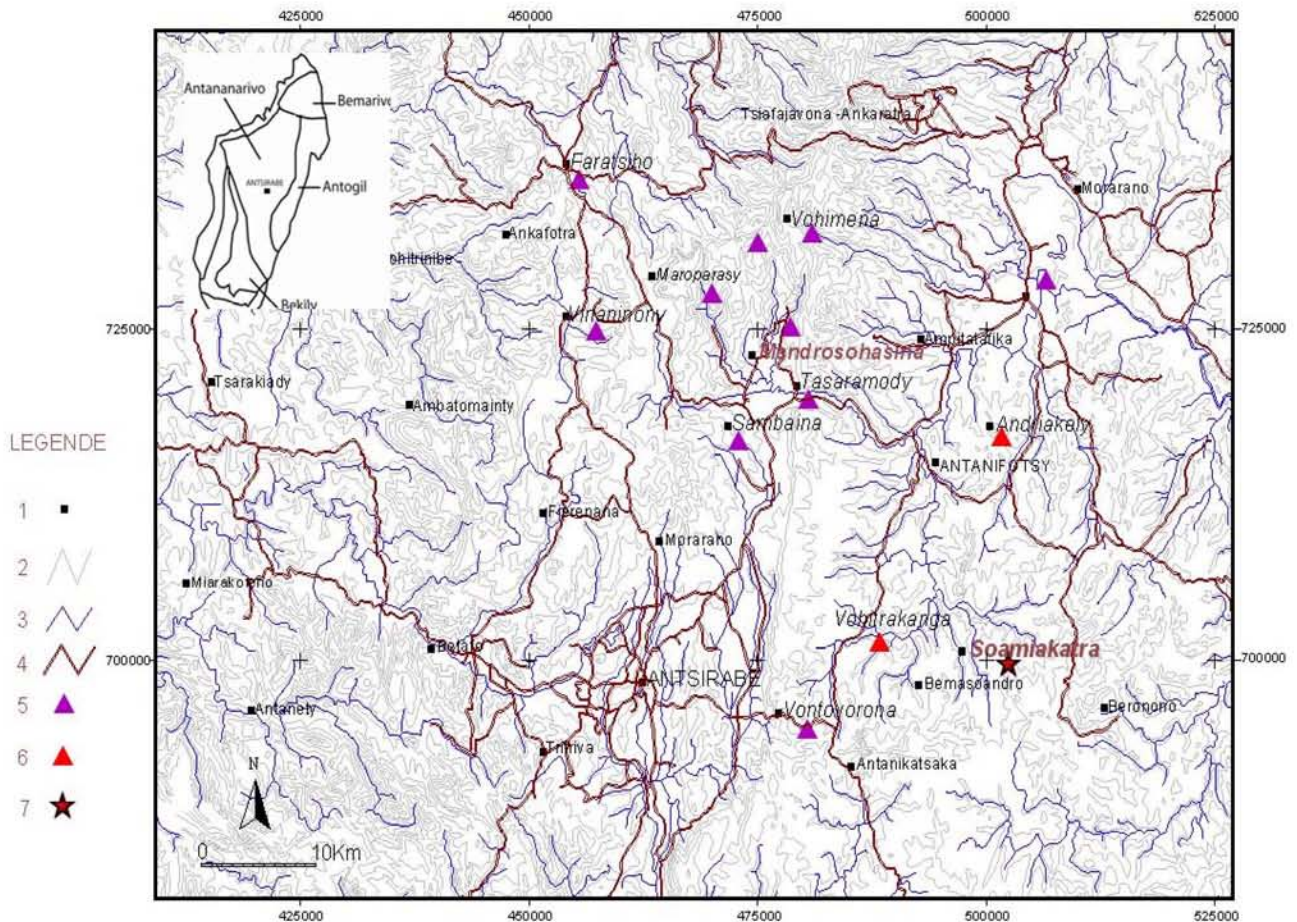


Figure IV-3: Carte de localisation des gisements des corindons associés aux basaltes alcalins du Centre de Madagascar. 1) : habitat, 2) : courbe de niveau, 3) : rivière, 4) : route, 5) : saphir d'origine secondaire, 6) : rubis d'origine secondaire, 7) : rubis d'origine primaire.

Antsirabe II (*Rakotosamizany, 2006*). Il s'agit d'un basalte fissural qui recoupe une formation khondalitique et migmatitique (**Figure IV-4**). Cette dernière alterne avec des séries de roches de nature différente, notamment des quartzites, des micaschistes et des gneiss à amphibole et grenat. Des filons d'amphibolites se rencontrent sous la forme de lentilles discontinues concordantes à la foliation des gneiss.

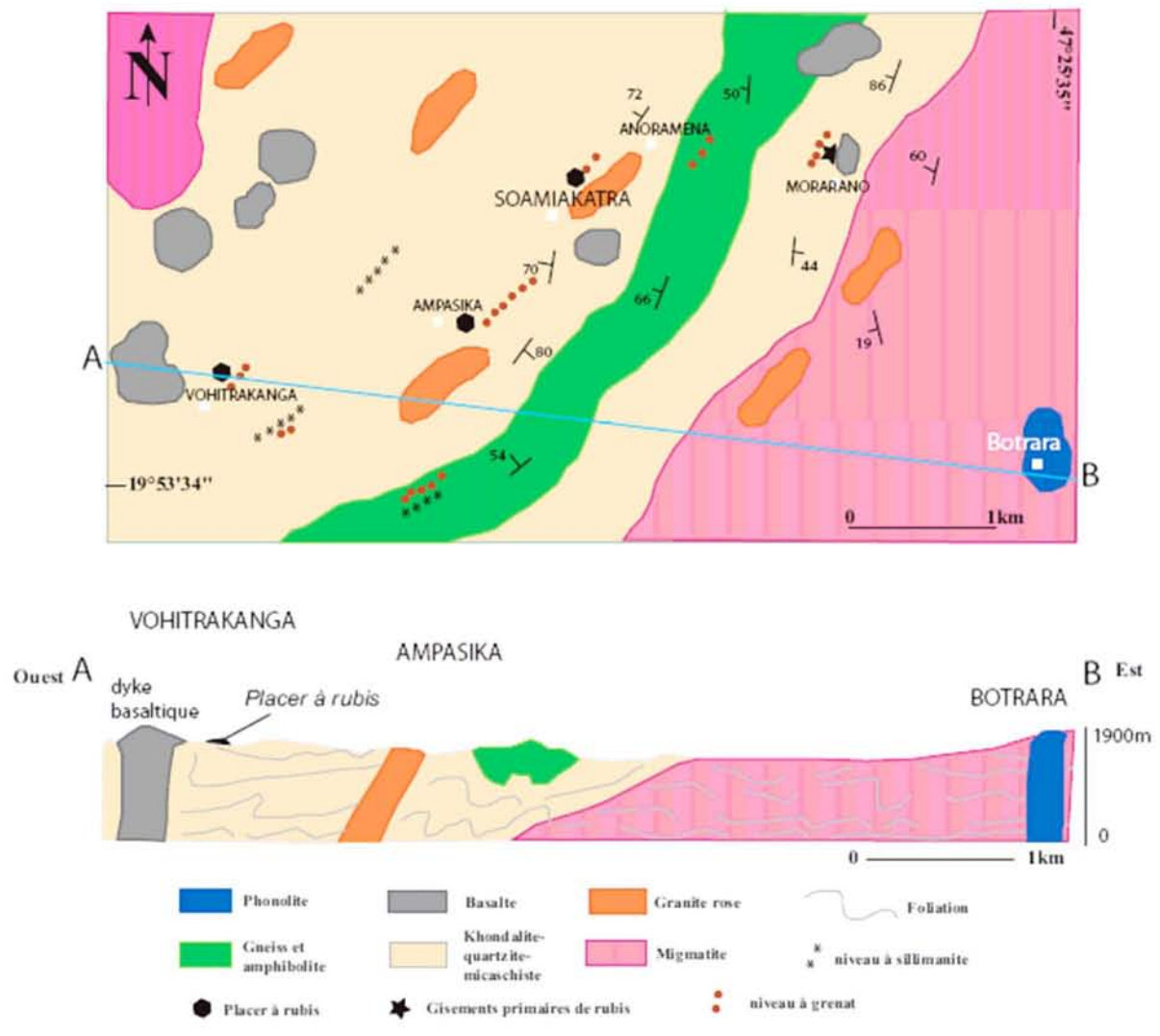


Figure IV-4: Carte géologique synthétique de la région de Soamiakatra où sont reportées les différentes zones d'exploitation du rubis avec le gisement primaire de Soamiakatra. Coupe géologique de cette région suivant la section AB.

Les basaltes à corindons renferment de nombreuses enclaves notamment celles qui sont d'origine crustale (gneiss, migmatite) et celles d'origine mantellique (péridotite, pyroxénite, gabbro) et volcanique (phonolite, basalte). Le rubis est contenu dans des xénolithes (4 à 7 centimètres de diamètre) de pyroxénites et de métagabbros, très alumineuses et magnésiennes incluses dans des dykes de basaltes alcalins à olivine de l'Ankaratra (Rakotosamizany, 2003; Rakotosamizany et al., 2005; **Figure IV-5**). 1) La pyroxénite est composée de plagioclase (labrador, bytownite), de scapolite, de grenat (pyrope), de rubis, de clinopyroxène (diopside), d'orthopyroxène, et de quelques amphiboles. 2) Les métagabbros à rubis présente une texture rubanée soulignée par des zones sombres à grenat et des zones leucocrates riches en pyroxène, anorthite et plus ou moins de spinelle.

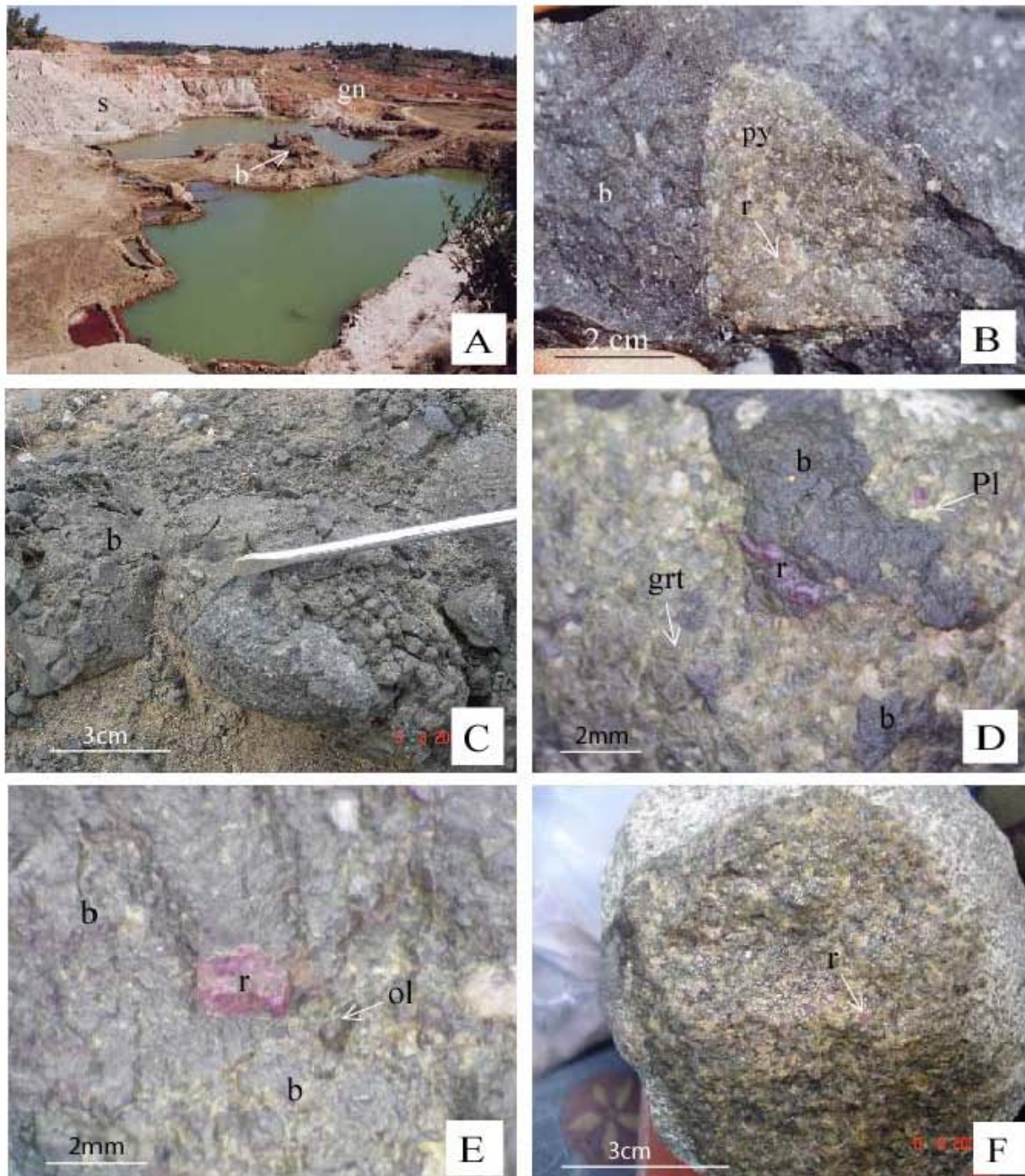


Figure IV-5: Le gisement primaire de rubis de Soamiakatra dans la commune d'Antsirabe II. (A): Vue panoramique de la mine de rubis de Soamiakatra en 2003. Le gisement de Morarano est contenu dans un dyke de basalte alcalin qui recoupe des khondalites, des gneiss à biotite et des quartzites (gn). La partie superficielle du basalte altéré par les eaux météoriques a été exploitée (sols blancs, S) et les parties dures du basalte s'observent dans la partie basse de la carrière (b). (B): Xénolithe à rubis inclus dans le basalte alcalin. Il s'agit d'une pyroxénite (py) à anorthite et clinopyroxène. Le rubis (r) mesure deux millimètres sur la photo. (C): Enclave de métagabbro altérée incluse dans le basalte alcalin. (D): Enclave à grenat (grt) et plagioclase (Pl) recoupé par le basalte alcalin (b). Le rubis se concentre à la bordure du contact entre l'enclave et le basalte. (E): xénocrit de rubis (r) inclus dans le basalte alcalin (b) où on peut observer un cristal d'olivine (ol). (F): Enclave de métagabbro à rubis (r) du basalte de Morarano.

Le rubis se rencontre dans les deux zones: (i) la zone leucocrate à rubis possède les assemblages minéralogiques suivants: plagioclase (bytownite-anorthite), clinopyroxène (diopside), spinelle (magnésien), sapphirine, calcite et très peu de grenat (pyrope); (ii) le

niveau mésocrate à rubis est composé de grenat (pyrope), de plagioclase (labrador-bytownite), de spinelle (magnésien), de scapolite, de clinopyroxène (wollastonite) et d'orthopyroxène.

D'autres gisements de rubis de type alluvionnaire, sont exploités dans la région d'Ampasika, aux environs du contact entre le massif volcanique de Vohitrakanga et de la formation métamorphique formée en grande partie par des khondalites (**Figures IV-3 et 4**). Les rubis sont exploités soit dans des rivières soit dans des rizières. Les villageois creusent un trou d'environ un mètre de profondeur, récupèrent les graviers et les sables pour ensuite laver le matériel à la rivière et trier les minéraux lourds et les rubis. Ces derniers sont de qualité gemme et leur couleur est souvent confondue avec celle des grenats associés aux fonds de batée. Ils sont accompagnés de grenat, de rutile, de graphite, de petits galets de basaltes et de quartz.

Les cristaux de rubis ont une taille variant du millimètre à deux centimètres et une couleur allant du rose au violet jusqu'au rouge. Les cristaux sont prismatiques et trapus, parfois arrondis. Les inclusions solides rencontrées dans les rubis sont la phlogopite, le rutile avec des exolutions d'ilménite, le zircon, l'albite, le diopside, le xénotime, le grenat et le spinelle chromifère (*Rakotosamizany et al., 2005; 2008*).

IV-2.2 Les gisements métamorphiques

Les gisements de corindons métamorphiques se situent dans le domaine granulitique d'âge Précambrien du sud de Madagascar (*Ralantoarison et al., 2006*). Les terrains granulitiques sont divisés en quatre groupes lithostratigraphiques qui correspondent à la juxtaposition de blocs tectoniques de différents niveaux crustaux (*Martelat et al., 2000*). Le découpage tectonique est souligné par des zones de cisaillement majeures qui affectent la croûte continentale. La température du métamorphisme est d'environ 750°C dans tous les blocs mais la pression varie de 11 à 8 kbar à l'ouest, et de 5 à 3 kbar à l'est (*Nicollet, 1990*). Les gisements se rencontrent dans tous les blocs mais ceux à rubis sont plus fréquents à l'ouest dans l'unité du Vohibory où ils sont associés à des roches basiques et des anorthosites.

Les gisements de corindons sont généralement associés aux zones de cisaillement, lesquelles ont servi de drain pour la circulation des fluides et le développement d'importantes altérations metasomatiques. La nature des roches hôtes des corindons gemmes varient depuis des amphibolites et des anorthosites (gisements de Ejeda, Fotadrevo, Vohitany et Gogogogo),

cordiéritites (Iankaroka et Ambatomena), des gneiss feldspathiques (Zazafotsy and Sahambano) jusqu'à des marbres et des cipolins (skarns d'Andranondambo). Les "sakénites" à corindons décrites par *Lacroix (1941)* sont des roches métasomatiques feldspathiques (plagioclases) qui forment des filons ou des ségrégations à corindon pierreux, spinelle, phlogopite et hibonite.

IV-2.2-1 Les gisements dans les gneiss feldspathiques

(a) Le gisement à saphirs multicolores de Sahambano (*Ralantoarison, 2006; Ralantoarison et al., 2006*) se situe à 30 km à l'Est de la ville d'Ihosa (**Figure IV-1**). Découvert en 1999, il est exploité par la société Tany Hafa S.A. Les cristaux de saphirs sont multicolores parfois polychromes mais rarement de qualité gemme (**Figure IV-6B**): 100 kg de corindons prélevés dans le matériel extrait et lavé contiennent 24 kg de saphirs colorés avec 1 kg de cristaux translucides et 50 g de qualité gemme (*Offant, 2005*). La répartition des couleurs est de 15% de brun à orange, 5% d'orange à rose, 40% de rose à mauve, 5% de mauve à fuchsia et 35% de violet à bleu.

L'utilisation de traitements thermiques est indispensable pour améliorer la couleur et la transparence des cristaux. Ce gisement se trouve dans la zone de cisaillement de Ranotsara qui a été le siège d'une déformation ductile importante entre 600 et 500 Ma. Les saphirs se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans des leptynites (puits d'exploitation Dominique, Nono, Momo, Jeanne d'Arc et Ambinda Sud). Le cisaillement a été accompagné par l'ouverture de fractures qui ont permis la circulation de fluides métasomatiques. L'interaction fluide roche a provoqué une biotitisation des gneiss feldspathiques (**Figure IV-6A**). Les saphirs se trouvent dans des biotitites qui contiennent du spinelle et de la sillimanite, et dans des gneiss à sapphirine composés de feldspath potassique, biotite, sillimanite, spinelle, sapphirine, grenat et albite. Les saphirs se sont formés durant le stade prograde du métamorphisme à une température ~ 650°C et une pression ~ 5 kbar (*Ralantoarison, 2006*).

(b) Le gisement de saphir de Zazafotsy est également connu sous le nom de "Amboarohy" (*Pezzotta, 2005*), est situé à 35 km au nord de la ville d'Ihosa (**Figure IV-1**).

L'indice à saphir a été découvert en 1950 et la première exploitation a débuté en 1989. L'extraction des saphirs a été réalisée de façon sporadique jusqu'en 2003. La majorité de ces saphirs n'est pas de qualité gemme et le traitement thermique semble nécessaire pour améliorer leur transparence et couleur. Le gisement se trouve dans la zone de cisaillement de

Zazafotsy qui a fonctionné au cours de l'événement tectono-métamorphique d'âge Panafricain (Martelat et al., 2000). Un âge Ar-Ar de 494 ± 5 Ma a été obtenu sur une biotite associée à un saphir confirmant que la minéralisation est panafricaine (Giuliani et al., 2007b).

Tout comme à Sahambano, la minéralisation se situe dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans des leptynites à grenat qui ont été affectées par la circulation de fluides suivant des fractures concordantes à la foliation métamorphique (Andriamamonjy, 2006). La plupart de saphirs sont contenus dans des schistes à biotite ou biotitites (**Figure IV-6C**).

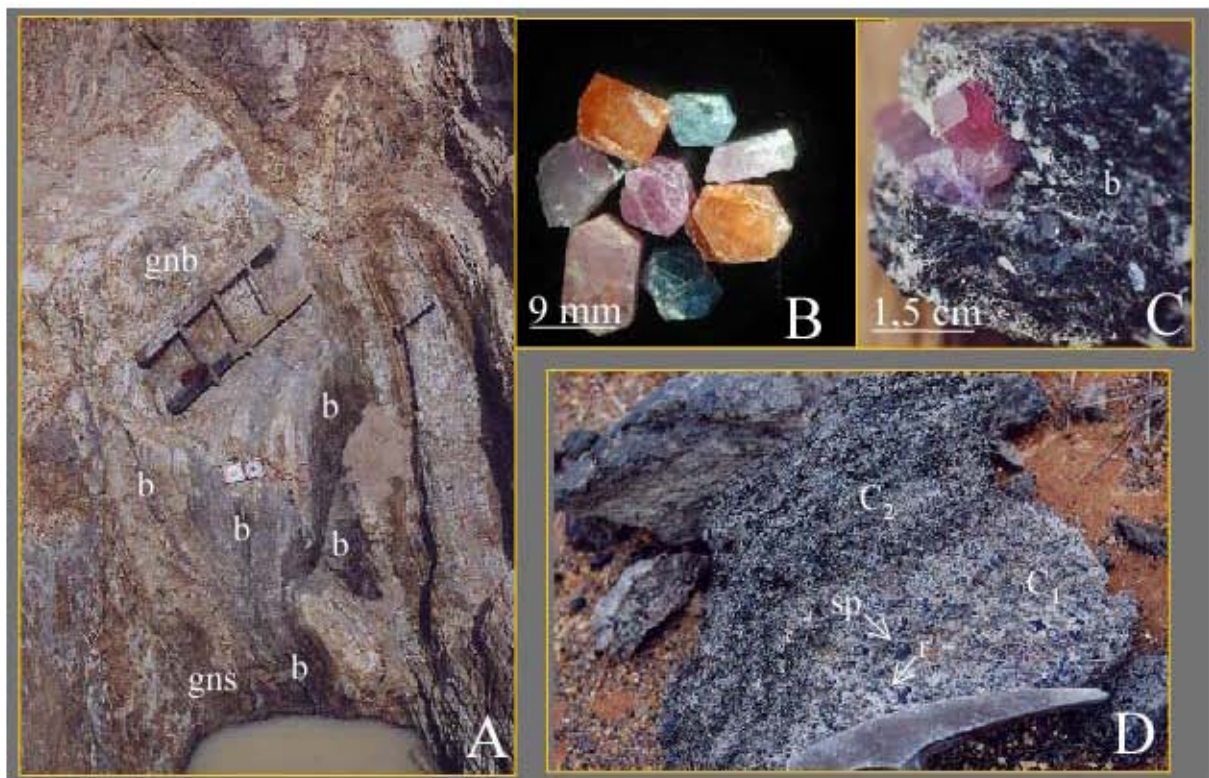


Figure IV-6: Les gisements primaires à corindons gemmes métamorphiques. **A)** Le gisement de saphirs colorés de Sahambano (tranchée Momo, région d'Ithosy). Les biotitites à saphirs (b) se développent suivant des fractures qui recoupent des gneiss feldspathiques à biotite, grenat et sillimanite (gnb) et à sapphirine (gns). **B)** Les saphirs colorés du gisement de Sahambano. **C)** Saphirs roses contenus dans une gangue de biotite (b) (gisement de Zazafotsy, NE d'Ithosy). **D)** La cordiérite à rubis du gisement d'Ambatomena (Nord de Isoanala). Les rubis sont contenus dans une roche metasomatique à cordiérite -sapphirine -anorthite \pm phlogopite \pm feldspath potassique (C_1), formée au contact d'une roche à cordiérite -sapphirine -phlogopite (C_2). Les rubis présentent une texture en couronne constituée de sapphirine puis de spinelle (sp) qui peut aboutir à une substitution totale pouvant des rubis par le spinelle.

Les cristaux de saphirs qui peuvent atteindre 10 cm de long sont associés à de la biotite, du plagioclase, du spinelle et du feldspath potassique formés en couronne autour du saphir et du grenat (Ralantoarison et al., 2006). Les saphirs ont différentes couleurs allant du bleu foncé, bleu clair, bleu gris, fuchsia, orange, rose, violet, au mauve et marron.

Contrairement à Sahambano, les saphirs de couleur jaune, rose orangé, vert à marron, "vert de gris" ne se rencontrent pas.

IV-2.2-2 Les gisements dans les cordiérites

(a) Le gisement de saphirs polychromes de Iankaroka. L'existence de cet indice a été signalé en 1984-85 et le site a été décrit par *Salerno en 1992*. Il se situe à 35 km au sud de la ville de Betroka (**Figure IV-1**), dans la province de Tuléar. Les saphirs sont contenus dans une cordiérite d'approximativement 7m de long et 4m de large, intercalée dans des leptynites à biotite et cordiérite des séries métamorphiques de l'Androyen. La cordiérite est formée de cordiérite bleutée, phlogopite, plagioclase, tourmaline verte, chlorite, pyrite, spinelle et sillimanite. Le saphir est disséminé au sein de la cordiérite mais très souvent relié à des microfissures générées par des mouvements en cisaillement. Les bordures de la lentille sont également reprises par les cisaillements et l'interaction fluide roche a provoqué une biotitisation de la roche encaissante.

Les saphirs sont polychromes et ils présentent des bandes de couleurs distinctes (*Koivula et al., 1992*). Dans un plan parallèle à l'axe c, le cristal est de couleur rosé à mauve, et dans une direction perpendiculaire à l'axe c, le cristal présente une alternance de fines bandes de couleur bleu vert, orange, marron, rose et parfois rouge rubis. La taille des cristaux est comprise entre 1 et 10 mm. La forme cristalline la plus fréquente correspond à l'association du prisme hexagonal aplati ou allongé à la bipyramide.

(b) Le gisement de rubis d'Ambatomena. Il se situe à 10 km au nord-est de la ville de Isoanala (**Figure IV-1**). Il fut exploité entre 2000 et 2001 par une société minière privée. Les rubis sont de très bonne qualité gemme et les cristaux ont une taille de 3cm de long et un diamètre qui peut atteindre 2 cm. Le gisement est encaissé dans les séries de l'Androyen composées de paragneiss, d'orthogneiss, de marbre, de granite, de pyroxénite et de quartzite. Le rubis est contenu dans des lentilles de cordiérites intercalées dans une charnockite à biotite-sillimanite et cordiérite, et des pegmatites. La zone minéralisée a subi une importante métasomatose alcaline caractérisée par la transformation de la pegmatite en plagioclase (anorthite) et une biotitisation magnésienne de la charnockite et de la cordiérite. Les phlogopites sont dépourvues de rubis. Dans les zones de contact entre la cordiérite et la charnockite, la métasomatose alcaline a générée des roches à sapphirine, anorthite, phlogopite contenant parfois du rubis. La minéralisation à rubis se trouve dans les cordiérites composées de cordiérite, de rutile, de feldspath potassique, de sapphirine, de phlogopite et

parfois de pyroxène (**Figure IV-6D**). Les cristaux de rubis présentent une texture coronitique marquée par le développement d'une couronne de spinelle autour du corindon, le spinelle résultant de la rétromorphose du rubis.

IV-2.2-3 Les gisements de rubis dans les roches mafiques et anorthosites

Les gisements de rubis se trouvent dans l'unité du Vohibory qui est limitée à l'Est par la zone de cisaillement d'Ampanihy (**Figure IV-1**). Cette unité est composée de gneiss amphibolitiques qui comprennent des intercalations d'amphibolites, de marbres et d'orthogneiss. Les complexes mafiques et ultramafiques qui sont formés de péridotites, gabbros et troctolites sont transformés en amphibolites et serpentinites lesquelles sont associées à des veines plagioclasiques (*Nicollet, 1986*). Les gisements de rubis se situent au nord de la ville d'Ampanihy entre les villages d'Ejeda et de Fotadrevo. Il s'agit des gisements de Maniry, Gogogogo, Vohitany, Anavoha, Vohidava, Marolinta et Ianapera qui sont exploités de façon sporadique par les paysans (*Mercier et al., 1999*).

Le rubis est associé à différentes roches métamorphiques du faciès granulite à des pressions $P \sim 8$ et 11 kbar et des températures $T \sim 750$ to 800°C (*Nicollet, 1986*). On peut l'observer dans des: (i) amphibolites sous la forme de zones parallèles à la foliation de plusieurs décimètres de long et quelques décimètres de large. Deux associations minérales sont décrites: 1) hornblende, plagioclase, rubis, spinelle et phlogopite; 2) hornblende, plagioclase, rubis, \pm sapphirine, gédrite, grenat et spinelle. Les cristaux de rubis combinent le prisme hexagonal $a \{11.0\}$ au pinacoïde $c \{00.1\}$; les cristaux sont généralement aplatis et ils peuvent atteindre un diamètre de 10 cm avec un prisme toujours très court; (ii) anorthosites en bandes et/ou veines qui présentent deux types d'associations minérales (*Nicollet, 1986*): 1) anorthite, rubis, \pm grenat, \pm hornblende, \pm spinelle; 2) anorthite, rubis, spinelle, zoïsite, \pm clinopyroxène, \pm hornblende. Par ailleurs dans le gisement de Vohitany, des pegmatites déquartzifiées recoupent les amphibolites (*Giuliani et al., 2006*). Au contact des deux roches, la circulation de fluides a transformé la pegmatite et l'amphibolite respectivement en plagioclasite et biotite (micas de type phlogopite) à rubis. La formation des roches métasomatiques est accompagnée de cisaillements, et un ensemble de petites veinules à anthophyllite et rubis ("stockwork") recoupe les roches métasomatiques. *Lacroix (1922a)* a décrit des veines de plagioclasites appelées "sakénites à rubis" à Anavoha; elles sont formées d'anorthite et de clinopyroxène (**Figure IV-7C**).

IV-2.2-4 Les gisements de saphirs associés aux marbres

En 1952, le géologue français *Hibon* reporta la présence de saphir éluvial associée à la hibonite (minéral hexagonal de couleur noire, de formule CaAl_2O_9) au sud du village d'Andranondambo (**Figure IV-1**). En 1991, le premier gisement de saphir fut découvert à Esiva. La nouvelle se répandit rapidement et en 1996, 10.000 mineurs exploitaient des puits profonds d'une quinzaine de mètres et de 50 à 80 cm de large (**Figure IV-7E**) notamment à Andranondambo, Antirimena, Analalava et Andranomitrohy.

Les gisements de saphirs de la région de Tranomaro se localisent dans les formations granulitiques du groupe Tranomaro (*Rakotondrazafy et al., 1996*). Ce groupe d'âge Protérozoïque est formé de roches méta-sédimentaires (métapélites, calc-silicates et marbres) intercalées dans des gneiss leucocrates. Au cours du métamorphisme, les marbres et les gneiss à minéraux calciques ont été transformés en skarns. Ils sont formés de marbres calcitiques impurs (**Figure IV-7F**), de diopsidites (mélanges variables de diopside, scapolite, spinelle, thorianite et pargasite), et de roches peralumineuses formées de plagioclase et/ou scapolite avec spinelle, thorianite, hibonite et/ou du saphir bleu à rose (**Figures IV-7A, B et D**). La clinopyroxénite se forme très souvent au contact entre le marbre et des intrusions de granites ou de charnockites. Une origine métasomatique est proposée par *Rakotondrazafy et al. (1996)* et trois stades de cristallisation sont définis pour les skarns:

- Métasomatose (stade 1) à $T \sim 850^\circ\text{C}$ and $P \sim 5$ kbar. Des ségrégations à méionite, spinelle, thorianite et corindon se forment dans une matrice à titanite, scapolite et diopside alumineux.

- Métasomatose (stade 2) à $T \sim 800^\circ\text{C}$ and $P \sim 3-3,5$ kbar. Le diopside est partiellement transformé en pargasite riche en fluor, et la scapolite en anorthite + calcite. La thorianite se forme avec une phlogopite riche en fluor, et la hibonite cristallise aux dépens du saphir et du spinelle (**Figure IV-7D**);

- Métamorphisme rétrograde (stade 3) à plus basse température et pression. Des lentilles à phlogopite associée à la calcite, le diopside et l'anhydrite, et des veines tardives à calcite riche en terres rares, zircon, titanite, urano-thorianite recoupent le "complexe calco-magnésien". Au cours du stade 3, des veines à feldspath potassique et saphir bleu gemme recoupent les marbres. Les veines sont verticales et elles possèdent une épaisseur variant du centimètre au décimètre. Le saphir gemme est associé au feldspath potassique, à l'apatite fluorée, la calcite et la phlogopite. Aux bordures des veines, les marbres sont feldspathisés.

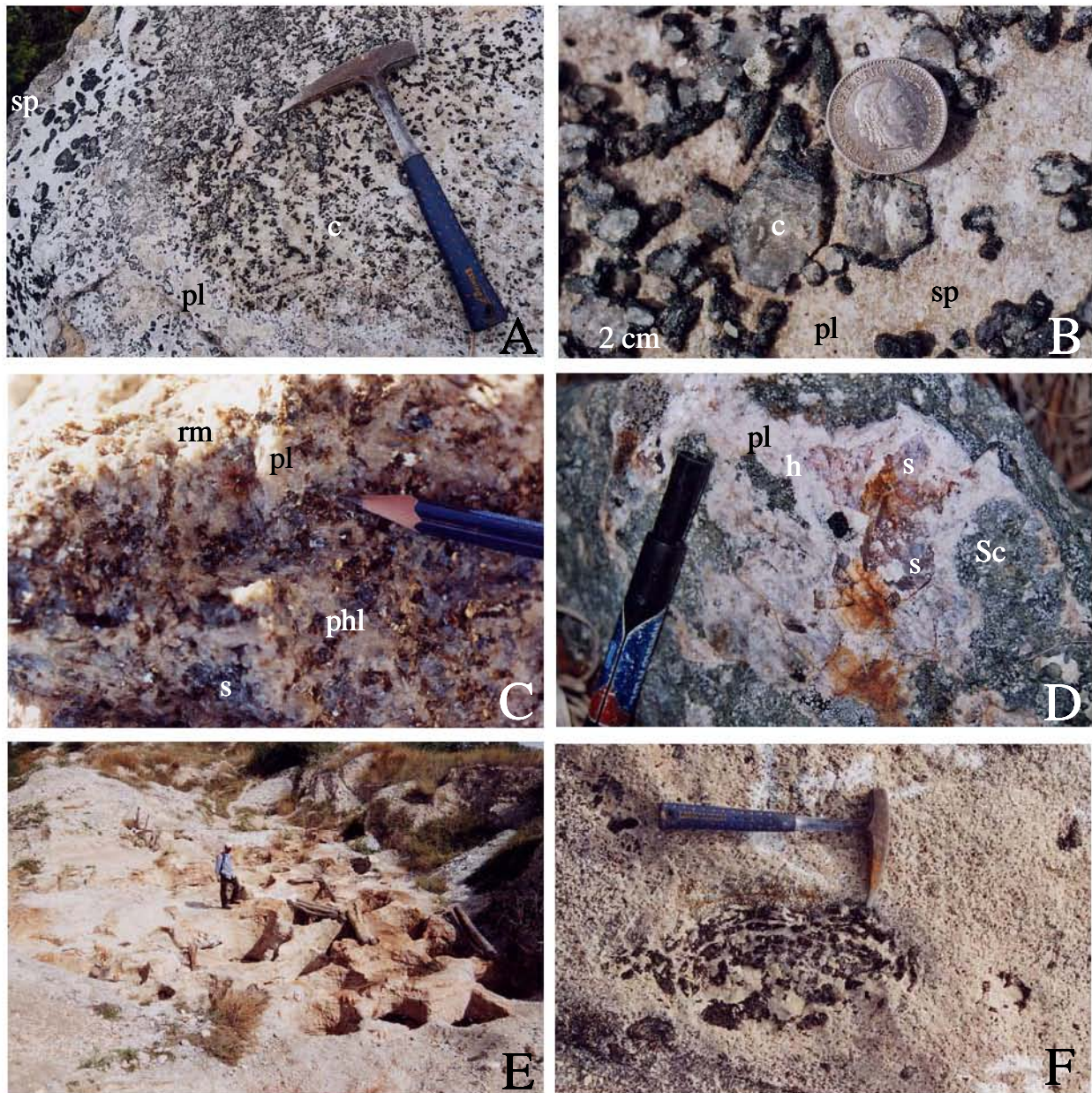


Figure IV-7: Les gisements de type skarn et les "sakénites" du Sud-Est de Madagascar. **A):** Veine de plagioclase (pl) à corindon (c) ± spinelle (sp) ± hibonite formée à la bordure d'une pyroxénite (gisement de Bekinana, région de Tranomaro). **B):** Détail de la Figure IV-7A. Couronne de spinelle (sp) formée autour du corindon (c) dans la matrice feldspathique (pl). **C):** La "sakénite" de Vohidava (région de Ianabinda). Association de saphir (s), phlogopite (phl) et minéraux radioactifs (rm) dans une matrice de plagioclase (pl). **D):** Roche à scapolite (Sc) présentant une ségrégation à plagioclase (pl), hibonite (h) et saphir bleu à rose (s). Gisement de Analalava (région d'Andranondambo). **E):** Puits de mine du gisement à saphir bleu d'Andranoboaka (région d'Andranondambo). **F):** Enclave de clinopyroxénite dans un marbre impur de la mine d'Andranoboaka (région d'Andranondambo).

Les conditions de formation sont estimées à $T \sim 500^{\circ}\text{C}$ et $P \sim 2 \text{ kbar}$. Les formes cristallines courantes des saphirs sont les dipyramides $n \{22.3\}$ et $z \{22.1\}$ et le pinacoïde $c \{00.1\}$, le prisme de second ordre $a \{11.0\}$ et le rhomboèdre $r \{10.1\}$ (Schwarz *et al.*, 1996).

Les cristaux sont bleus clairs à transparents avec des variations de couleur dans les cristaux très prononcées (bleu foncé à bleu-brun foncé).

Les saphirs gemmes sont à relier à ce stade 3 d'évolution du skarn et non à la phase de cristallisation de la hibonite (*Gübelin et Peretti, 1997*). Les marbres ont été infiltrés par un fluide syn-métamorphique responsable de la formation des pyroxénites et des minéralisations à thorium et uranium ainsi que des saphirs (*Rakotondrzafy et al., 1996*). Les études isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres de Tranomaro montrent que les fluides métasomatiques résultent du mélange de fluides provenant de la dévolatilisation métamorphique des marbres et de fluides contemporains de la formation des granites et des charnockites (*Boulvais et al., 1998*).

IV-2.2-5 Les indices à corindon dans les "sakénites" et les "corindonites"

Le terme "sakénite" a été défini par *Lacroix (1941)*, après la découverte de cette roche à Sakeny, au nord d'Ihosy (**Figure IV-1**). D'autres indices sont connus dans le Sud de Madagascar notamment à Vohidava, Anavoha, et dans les skarns à thorianite-hibonite de Tranomaro (indice de Bekinana, **Figure IV-7A**).

Il s'agit d'une plagioclasite composée d'anorthite et qui présente parfois une texture coronitique due à un remplacement partiel ou complet des porphyroblastes de corindon par du spinelle (**Figure IV-2G, Figure IV-7B**) ou par l'association anorthite + spinelle \pm hibonite, ou anorthite + spinelle + sapphirine (**Figure IV-2I**), ou anorthite + sapphirine.

A Sakeny, les "sakénites" sont des niveaux intercalés au sein de paragneiss alumineux, d'amphibolites et de pyroxénites (*Lacroix, 1941*). Le niveau principal a une épaisseur de 10 m et une extension proche de 5 km. A Vohidava aux environs de Ianabinda, le niveau à "sakénite" (**Figure IV-7C**), de un mètre de largeur et de plusieurs mètres d'extension, est contenu dans une série de marbres impurs, de pyroxénites et de paragneiss; le contact avec les roches encaissantes est diffus. A Bekinana, dans la région de Tranomaro, la plagioclasite à saphir, spinelle et hibonite est injectée dans une pyroxénite; le contact est diffus et il recoupe la foliation métamorphique.

A Sakeny, la "sakénite" présente des variations pétrographiques au sein d'un même niveau, avec localement prédominance d'une espèce minérale. *Lacroix (1941)* distingue les associations suivantes: anorthite + spinelle + sapphirine (**Figure IV-2I**), anorthite + saphir, soit anorthite + (amphibole, ou sapphirine, ou spinelle, ou pyroxène), soit des "corindonites" (**Figure IV-2H**). Les "sakénites" sont des roches métamorphiques qui résultent de la métasomatose de roches préexistantes. La nature de la roche initiale est supposée être une

marne ou un calcaire argileux (*Lacroix; 1941*). Cependant, les compositions isotopiques de l'oxygène des saphirs se superpose à l'intervalle isotopique défini pour les corindons des roches mafiques et ultramafiques (*Giuliani et al., 2006*). Ce résultat corrobore les observations de terrain réalisées à Bekinana et à Vohidava où des pyroxénites sont en contact avec les "sakénites".

D'une manière générale, les saphirs associés aux "sakénites" ne sont pas de qualité gemme. Par contre, les rubis associés à la "sakénite" d'Anavoha (collection Lacroix du MNHN) sont remarquables en qualité pour ce type de roche (**Figure IV-2E**).

Les "corindonites" (roches à corindon) sont généralement trouvées sous la forme de galets dans les rivières. Elles ont été décrites dans la région de Beforona, Saka et de Vatomandry (*Lacroix, 1922a, b*; **Figure IV-1**). Elles sont soit de couleur grisâtre soit rosâtre ou rouge avec parfois du spinelle (**Figure IV-2H**), muscovite, tourmaline et sillimanite. A Sakeny, les cristaux de corindons sont blanchâtres à jaunâtres (**Figure IV-2F**).

IV-3 LES GISEMENTS DE CORINDONS D'ORIGINE SECONDAIRE A MADAGASCAR

IV-3.1 Les gisements dans les provinces basaltiques

Les placers sont localisés dans des environnements soit volcanique, soit sédimentaire. Ils sont issus de la destruction de la roche mère minéralisée en corindon suivi d'un transport des matériaux détritiques qui vont être déposés par la suite soit dans les lits des rivières, soit dans des bassins sédimentaires. Ce type de gisement est fréquent et se rencontre dans de nombreuses régions.

IV-3.1-1 Les gisements de corindon gemme de la province d'Antsiranana.

Ils se situent à 70 km au sud de la ville d'Antsiranana, dans les régions d'Anivorano et d'Ambondromifehy, ainsi que sur l'île de Nosy Be (**Figure IV-1**).

La région de la Montagne d'Ambre est recouverte par des roches volcaniques sur une superficie d'environ 3500 km² (**Figure IV-8**). Les coulées volcaniques sont formées par des éruptions successives de basaltes alcalins, tufs, pouzzolanes, ignimbrites, rhyolites, phonolites et pyroclastites qui contiennent des enclaves de nature pétrologique différente. Les cratères, les coulées et les maars sont remarquablement conservés. Il s'agit d'un volcanisme

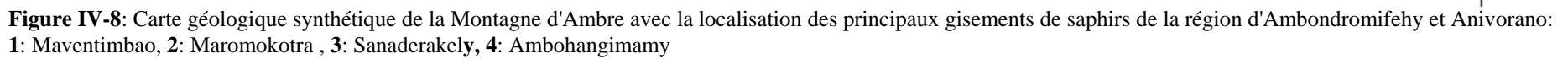
Cénozoïque et Quaternaire. *Lacroix (1922a)* a découvert un cristal de saphir, du zircon, du spinelle et de la hornblende dans des enclaves syénitiques incluses dans les scories du Lac Mahery ainsi qu'un cristal de saphir provenant d'un basalte de l'île de Nosy Mitsio.

Les exploitations de saphirs se situent à quelques kilomètres du village d'Ambondromifehy et de celui d'Anivorano nord (*Gonthier, 1996; Schwarz et al., 2000; Rakotosamizany, 2007*) et la majorité d'entre eux se localisent dans les réserves naturelles de l'Ankarana et d'Analamera (**Figure IV- 8**). Dans le district minier d'Ambondromifehy, les gisements de saphirs exploités sont ceux de Maromokotra, Sanaderakely et Ambohangimamy situés dans les calcaires du Jurassique et celui de Maventimbao situé dans des grès (**Figure IV-8**).

Les gisements de Maromokotra, Maventimbao et Sanaderakely sont des paléoplacers, et les sédiments sont déposés soit dans des fractures, soit dans des cavités karstiques formées dans les calcaires et arénites du Jurassique situés au sud du massif volcanique de la Montagne d'Ambre (**Figures IV-8 et 9**). Les sédiments sont consolidés et la roche prend l'aspect d'une brèche polygénique à éléments anguleux de calcaire (**Figures IV -9C et F**) mais parfois il s'agit de poudingues à éléments arrondis (**Figure IV-9D**).

Le poudingue est composée de fragments de roches et de cristaux transportés et cassés mais arrondis. Il s'agit d'oxydes de fer arrondis, de pisolithes ferrugineux, de spinelle noir, de fragments provenant du démantèlement de cuirasses latéritiques et de fragments de basaltes noirs à cristaux de pyroxène et de péridot, de cristaux de zircon de couleur brun rouge à orangé (zircon "hyacinthe" des anciens auteurs) et de saphir bleu, vert et jaune (**Figure IV-9E**) ou polychrome. les brèches contiennent des fragments anguleux de calcaire et des fragments de bombes volcaniques altérées. Tous ces éléments sont cimentés soit par une matrice carbonatée (gisements d'Ambohangimamy, de Sanaderakely et de Maromokotra), soit par une matrice gréseuse (gisement de Maventimbao, **Figures IV-9 C, D et F**).

Les saphirs ont un habitus en barillet. La dipyramide hexagonale ω ou z est la forme dominante et elle se combine au pinacoïde c . Les petites faces du rhomboèdre r et de la dipyramide hexagonale n sont présentes. Les saphirs sont parfois polychromes et un grand nombre d'échantillons présentent des surfaces blanches laiteuses ou bleutées et parfois translucides. Les saphirs ne sont pas tous gemmes et l'exploitation mécanisée de la mine ABFG située à Anivorano nord, entre 1998 et mi-2000, a permis d'estimer que seulement 17% du brut pouvait être traité par chauffage et taillé (*Schwarz et al., 2000*).



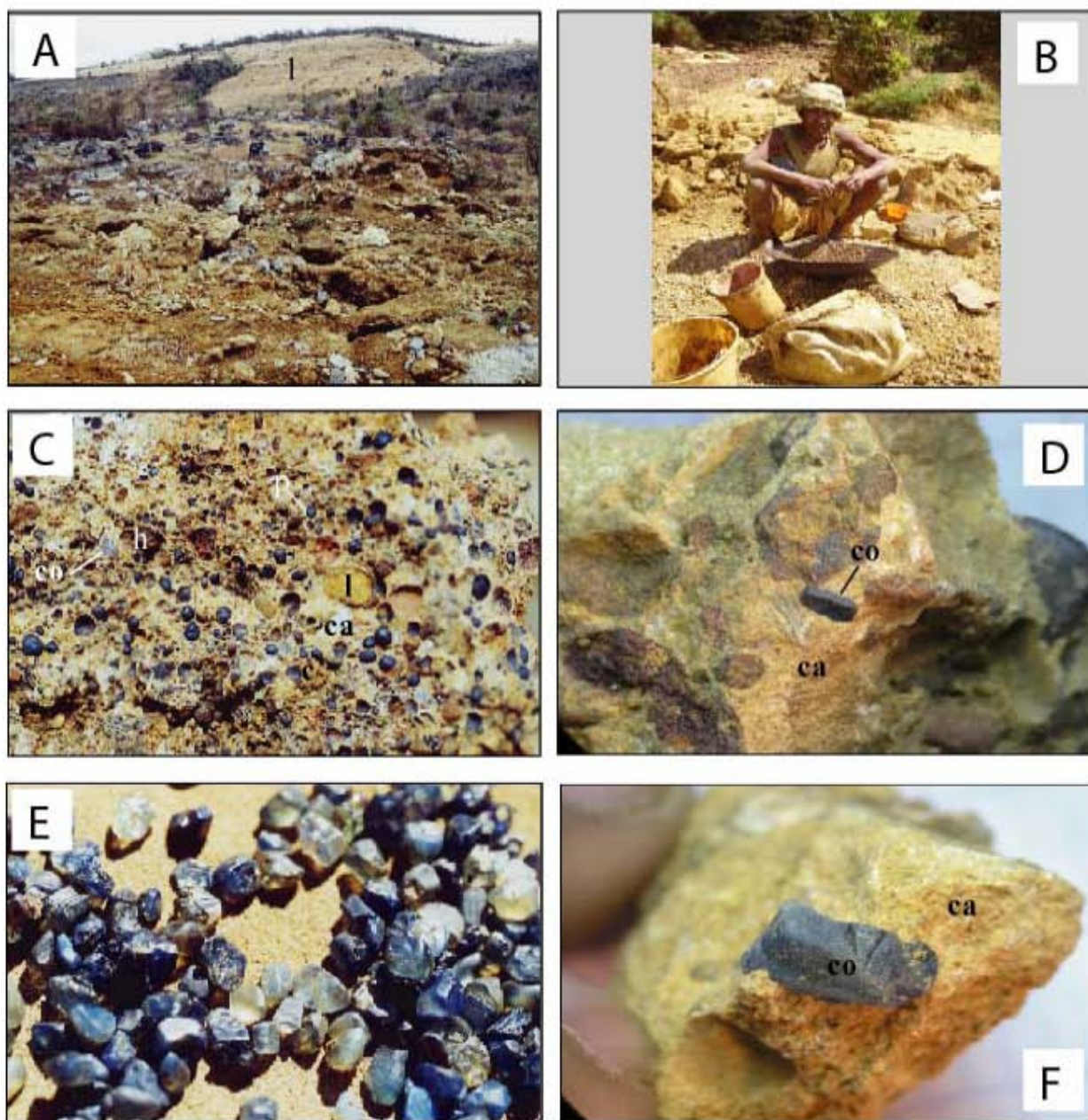


Figure IV-9: Les placers à corindon dans le district d'Ambondromifehy, au sud de la Montagne d'Ambre, dans la région Nord de Madagascar. **A):** Vue panoramique des excavations artisanales du gisement de saphir de Maromokotra développé dans les calcaires (ca) du Jurassique. **B):** Lavage à la batée des sédiments extraits du placer de Sanaderakely. **C):** Aspect du paléoplacer à saphir de Maromokotra. Pisolithes ferrugineux (p), nodules de limonite (l), hématite (h), fragments de calcaires (c) cimentés par une matrice carbonatée (ca). La taille du nodule de limonite est d'environ 2 cm. **D):** Poudingue à éléments arrondis et à ciment calcaire (ca) qui contient un saphir (Co). **E):** Les saphirs de couleur bleu-vert-jaune" du gisement de Maventimbao (région d'Ambondromifehy). Les cristaux ont une taille comprise entre 5 et 10mm. **F):** Fragment de calcaire (ca) contenant un saphir (Co).

La mine extrayait 3 à 5 kg de saphirs en 10 heures d'exploitation et 5 kg de brut produisait 180 g de pierres potentiellement taillable (soit 3,6%). Les saphirs de couleur bleu à bleu vert représentaient 88% du brut, et la gamme de poids 0,1 - 0,5 grammes constituait environ 70% de la production totale.

IV-3.1-2 Les gisements de corindon gemme de l'île de Nosy Be

En 2001, deux gisements de saphirs ont été découverts d'une part sur l'île de Nosy Be et d'autre part sur la péninsule d'Ambato (*Ramdhor et Milisenda, 2004*; **Figure IV-10A**):

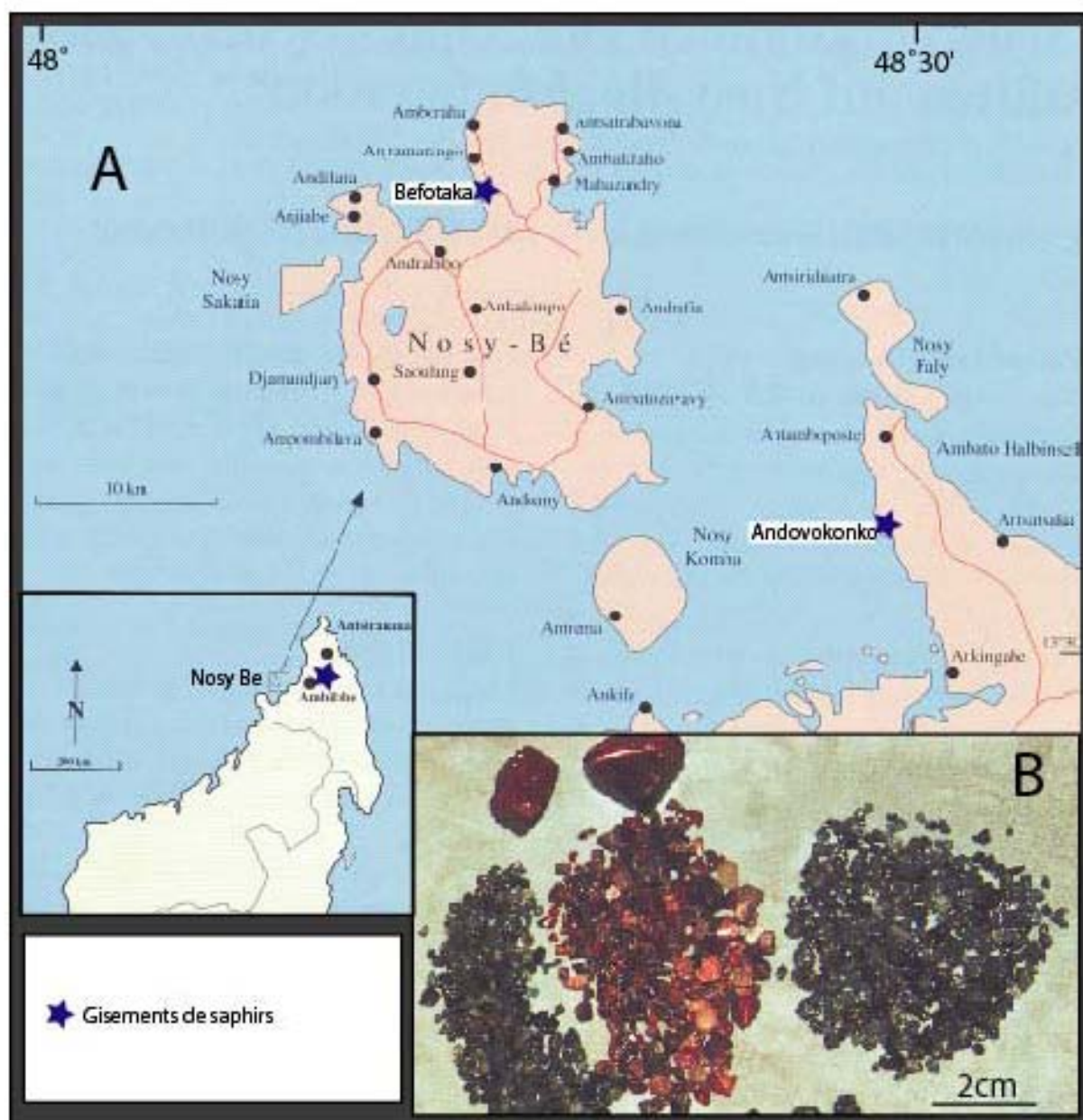


Figure IV-10: Localisation des gisements de saphir dans l'île de Nosy Be (région de Befotaka), et dans la Péninsule d'Ambato sur le continent (*Ramdhor et al., 2004*). A): Carte de localisation des deux gisements de saphirs, B): Lots de saphirs bleu, vert et jaune (aux deux extrémités de la photo) et un lot de zircon de couleur brun rouge à orangé.

a) à *Nosy Be*. Le gisement de Befotaka est formé d'une part par un placer marin et d'autre part, par de petits placers fluviaux qui sont déposés sur des terrains de nature différente (granite, basalte ou grès). Le placer continental est formé par du loess (démantèlement et altération argileuse des roches sédimentaires du Lias et du substratum

granitique) et des intercalations de niveaux à graviers gemmifères qui contiennent également des fragments de basaltes et de granites (*Ramdhor et Milisenda, 2004*; **Figure IV-11A, B et C**). Les saphirs de Nosy Be ont des couleurs bleu, vert ou jaune; ils sont toujours associés à des zircons brun rouge à orangé. Les zircons ont une taille de 2mm à 2cm tandis que les saphirs ont une dimension plus petite qui ne dépasse pas le centimètre (**Figure IV-10B**).

b) à **Andovokonko**. Le gisement d'Andovokonko sur la péninsule d'Ambato, près d'Ambilobe, est un placer situé au bord de la mer et en particulier dans la portion littorale qui forme l'estran. Les saphirs sont contenus soit dans la croûte de calcrète sur la surface des basaltes soit dans des dépôts tidaux (*Ramdhor et al., 2004*, **Figures IV-11A et B**).

IV-3.1-3 Les gisements de rubis et de saphirs alluviaux du Massif de l'Ankaratra

Ils se rencontrent dans la partie sud-est du massif volcanique de l'Ankaratra (**Figures IV-1 et 3**). Ces dépôts détritiques signalés par *Lacroix (1922a)* étaient extraits de différentes localités: rubis et saphir à Andriankely, saphirs bleu-vert-jaune à Ampitatafika, Vohimena, Ambatotsipihana, Maroparasy, Sambaina, Ambohimandroso, Iankiana, Vontovorona, Mahanoro, Faratsiho, Vakinakaratra and Belambo. Aujourd'hui, les exploitations perdurent et d'autres gisements sont découverts comme les saphirs de Kianjanakanga-Mandrosohasina et les rubis de Antsabotraka. Dans ces deux derniers gisements, les corindons sont associés à des zircons, et des galets de basaltes et de phonolites cimentés par des sols latéritiques.

Les rubis d'Antsabotraka exploités dans des paléoplacers et placers actuels résultent sans aucun doute de l'érosion et du démantèlement des enclaves mafiques et ultramafiques situées dans les basaltes alcalins. En effet, ce type de gisement est connu à Somiakatra.

Les saphirs de la région d'Antsirabe en particuliers ceux de la région de Mandrosohasina et Kianjanakanga proviennent également du démantèlement par l'érosion des basaltes alcalins du Massif de l'Ankaratra (**Figure IV-3**):

a) **Le gisement de Mandrosohasina** se localise sur le flanc de la colline basaltique d'Ambolobe, située à 2300 m d'altitude (**Figure IV-12A**). L'ancien site d'exploitation à saphir appartenait à la Société Delorme dont le siège social est basé à Antananarivo. Le gisement est

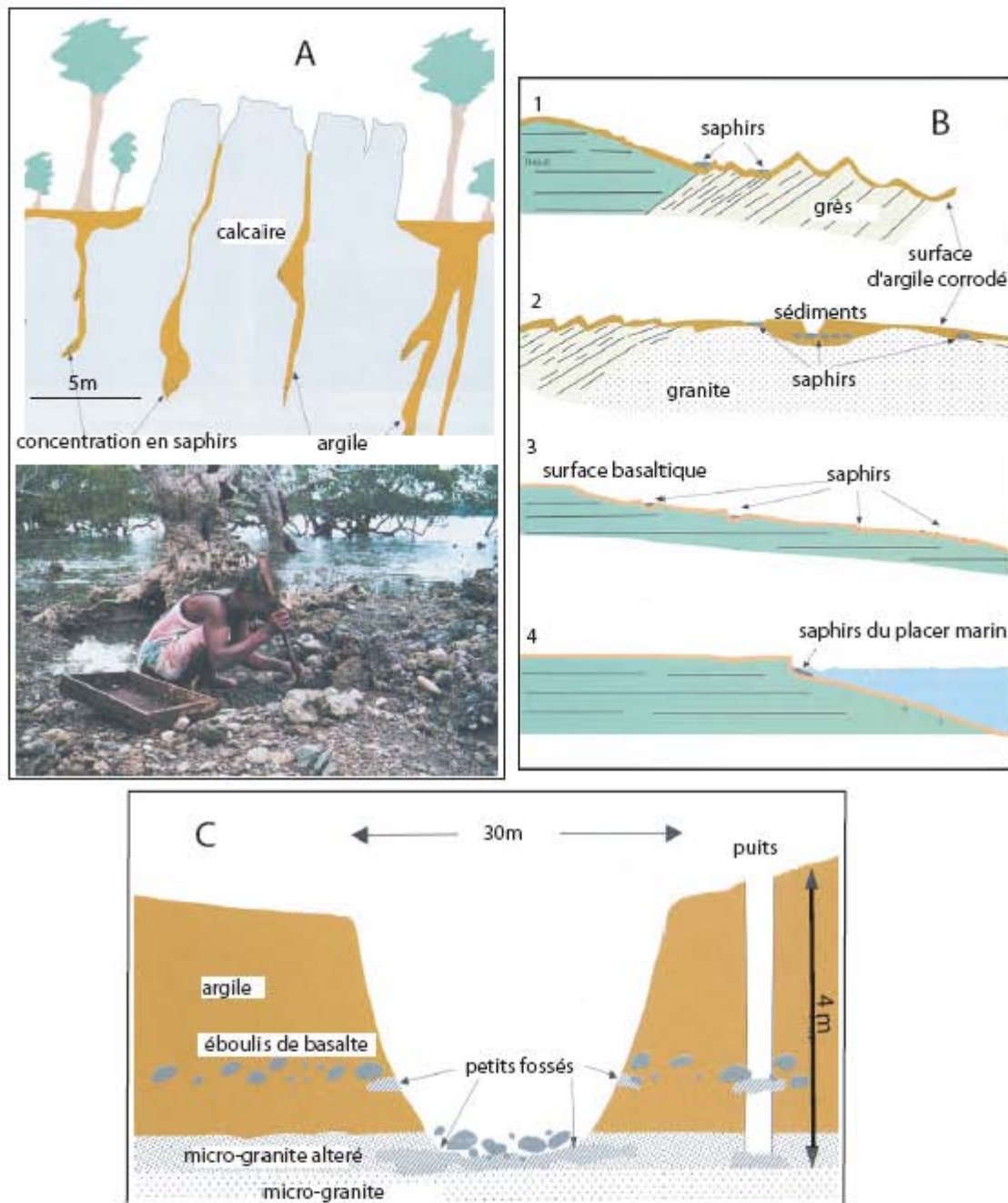


Figure IV-11: Gisements et exploitations de saphirs sur l'île de Nosy Be et la péninsule d'Ambato. **A):** Exploitation de saphirs dans des sédiments déposés dans des cavités karstiques et dans des horizons pédologiques superficiels en bordure de la mangrove d'Ambato (photo). **(B):** Coupe géologique de différents types de gisements de saphir. 1 et 2: Gisements de Befotaka où les saphirs se concentrent dans des argiles et des sédiments déposés au dessus de différents substratum; 3 et 4: Gisements d'Ambato, situé au bord de la mer, caractérisé par des pièges à saphir formés sur les basaltes, et la présence de placers marins. **(C):** Coupe schématique d'une excavation réalisée dans les sédiments à saphir déposés sur un substratum granitique à Befotaka (Ile de Nosy Be).

formé essentiellement de latérites, d'argiles et de bauxites qui résultent de l'altération des basaltes. Les saphirs s'observent dans des sédiments composés de fragments issus du

démantèlement de carapaces argileuses et ferrugineuses, de petits grains de quartz arrondis (millimétriques), de fragments de basalte et de phonolite (d'environ 6 à 10cm de diamètre), et de zircon brun rouge à orangé (de qualité gemme), de saphir, de magnétite et de rutile. Il s'agit de sédiments consolidés à saphir qui forment un paléoplacer. Par ailleurs, ce type de gisement se rencontre également aux environs de la colline de Maroparasy.



Figure IV-12: Exploitation du gisement de saphirs dans le district de Mandrosohasina, commune d'Antsirabe II. A): Gisement de Mandrosohasina où les saphirs sont exploités dans des latérites ferrugineuses déposées sur les basaltes. B): Site d'exploitation su saphir de Kianjankanaga. Les saphirs sont concentrés dans des niveaux d'argiles de couleur jaune du paléoplacer.

b) *Le gisement de Kianjanakanga* se situe au nord du plateau d'Andranomadio, dans le district de Mandrosohasina (**Figure IV-3**). Il se trouve à une altitude d'environ 2100 m.

L'exploitation des saphirs s'effectue d'une manière traditionnelle en creusant des puits de 5 à 6 mètres de profondeur qui atteignent les niveaux minéralisés. Le saphir se concentre dans des niveaux argileux de couleur jaune, de 5 à 40 cm d'épaisseur, où se rencontrent des galets de basalte et de phonolite (**Figure IV-12B**). Ces niveaux argileux s'intercalent avec des niveaux rouges de latérite. Les saphirs sont de couleur bleu clair à bleu noir et parfois bleu vert. Ils présentent un habitus prismatique et bipyramidal. Les cristaux présentent souvent des bordures émoussées. Quelques saphirs de couleur sombre possèdent une texture " trapiche " constituée par des cristaux à six branches squelettiques séparées par six secteurs. Les minéraux associés aux saphirs sont le zircon, la magnétite et le rutile (*Rakotosamizany, 2007*).

IV-3.1-4 Les gisements de la région de Vatondry et Andilamena

En 2000, deux nouveaux gisements de corindons gemmes ont été découverts dans la région de Vatondry et d'Andilamena (**Figures IV-1 et IV-13**).

a) *Les gisements de Vatondry*. Les sites d'exploitation du rubis et du saphir

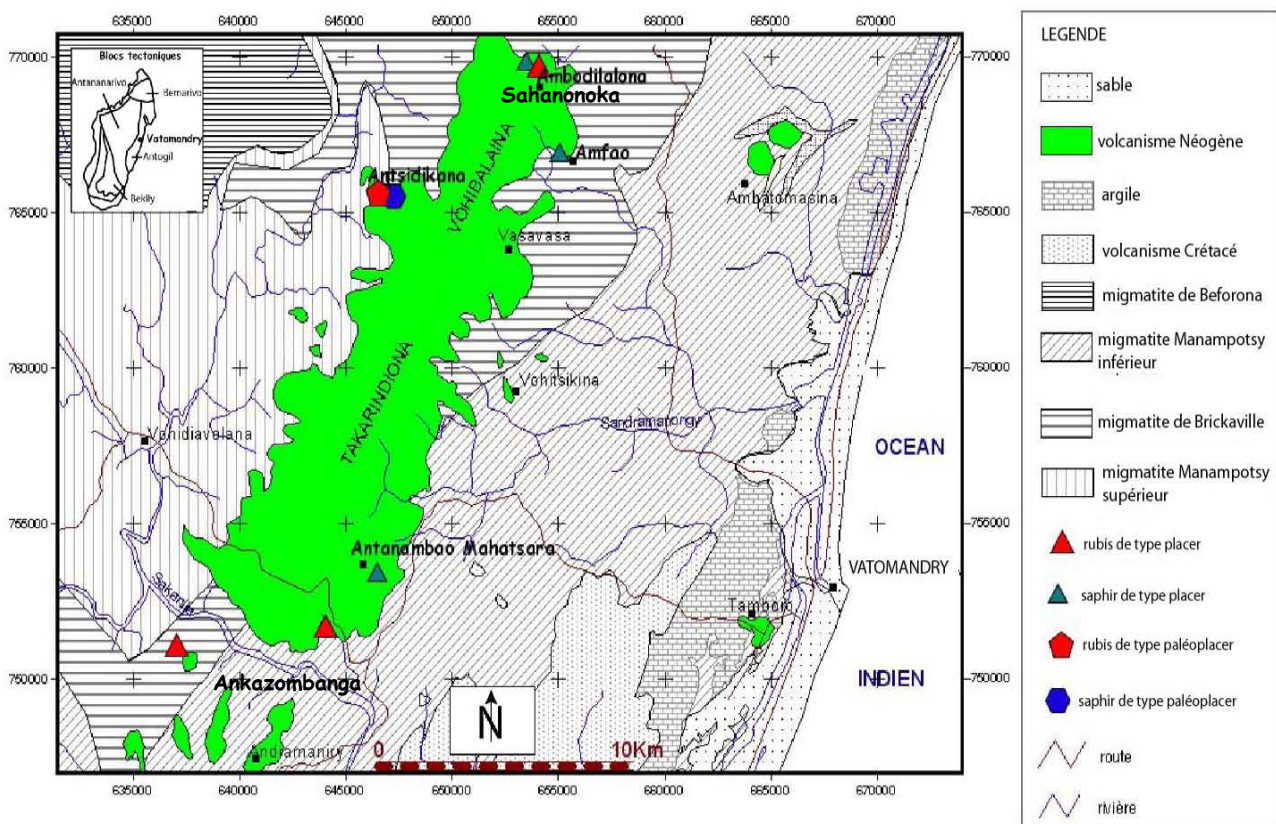


Figure IV-13: Carte géologique de la région de Vatondry et localisation des placers et paléoplacers de Sahanonoka (commune d'Amboditavolo).

sont ceux d'Amfao, de Sahanonoka, et d'Antsidikana qui sont situés sur la commune d'Amboditavolo, et ceux de Antanambao Mahatsara et d'Ankazombanga situés à l'ouest de Vatomandry (**Figure IV-13**). Cette région est recouverte par des formations volcaniques du Néogène, formées essentiellement par des basaltes alcalins à olivine. Les basaltes contiennent quelques xénolithes de pyroxénite et de péridotite. Les sites d'exploitation des rubis et des saphirs s'observent fréquemment en bordure des massifs de Takarindiona et de Vohibalaina, et très souvent au contact avec les migmatites de la formation de Beforona, de Manampotsy et de Brickaville (**Figure IV-13**).

Les rubis sont de couleur rouge, rose et parfois violet; ils sont arrondis et ils présentent un habitus prismatique et trapus. Les cristaux de saphirs sont fortement arrondis. La taille moyenne des cristaux de corindons varie du millimètre à 3 centimètres.

Le corindon (rubis et saphir) est concentré dans les sables et graviers des rivières actuelles et il est associé à des fragments de quartz et de basaltes très altérés (**Figure IV-14A et B**). Dans la partie haute des bassins versants, le corindon est situé dans des paléoplacers (**Figure IV-14C**). Ces derniers sont composés de fragments de basalte, de pegmatite, de phonolite, de quartz, de granite, d'orthogneiss, et de débris provenant du démantèlement de la cuirasse latéritique. Le corindon, le zircon et des minéraux lourds sont cimentés par une matrice siliceuse.

A Morafeno, à quelques kilomètres au Nord d'Antanambao-Mahatsara, les éléments du paléoplacer sont également cimentés par une gangue siliceuse. Le démantèlement de ce paléoplacer a permis de concentrer les corindons dans les sédiments des torrents et de la rivière Sahamaloto, proches de la colline volcanique de Takarindiona (**Figure IV-13**).

Dans tous les gisements, les saphirs et les rubis sont associés aux zircons jaune à orangé (dimension de 2 à 6 mm). Les saphirs sont de couleur bleu, vert, jaune et incolore. Les rubis montrent des couleurs qui s'étalent du rouge au rouge orangé et rouge violacé. La taille moyenne du corindon est comprise entre 2 à 4 millimètres.

b) Le gisements d'Andilamena qui se situe dans la région nord-ouest de Vatomandry est un placer "géant" à rubis et saphir. Les descriptions du placer et de son environnement géologique ne sont pas encore détaillées. Les compositions isotopiques de l'oxygène des rubis d'Andilamena, comprises entre 0,5 et 3,9 ‰, indiquent un roche hôte du corindon de type

mafique-ultramafique ou une pegmatite déquartzifiée dans une roche mafique-ultramafique (Giuliani *et al.*, 2006).

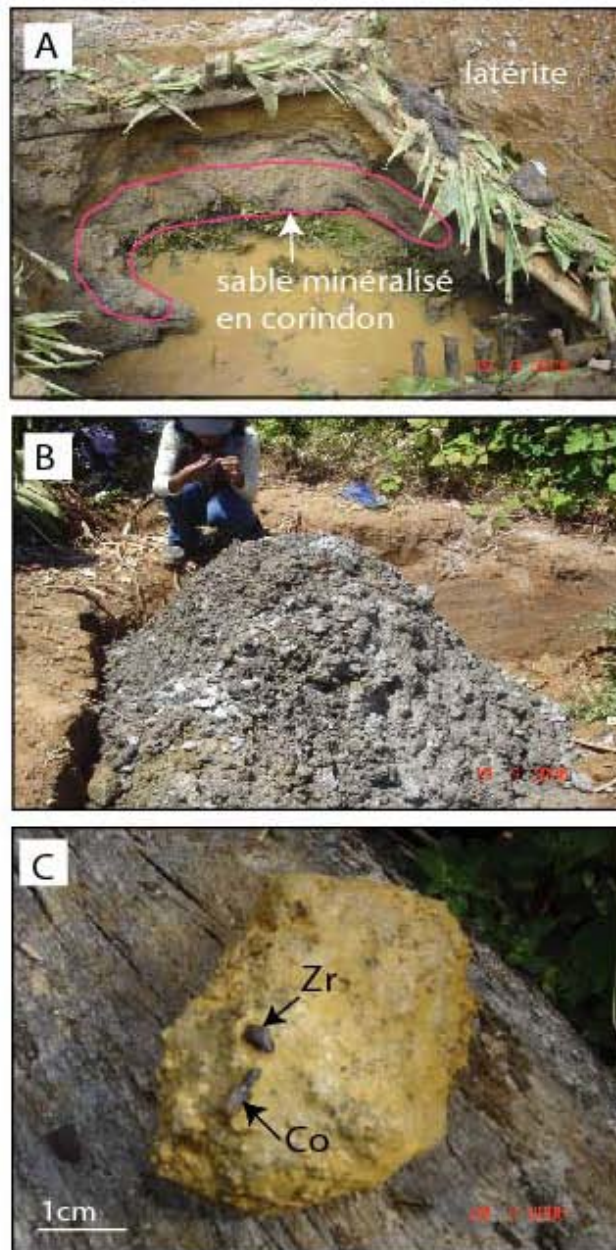


Figure IV-14: Les gisements de corindons gemmes du district d'Amboditavolo (région de Vatomandry). **A):** Exploitation de sables et de graviers à corindon dans la rivière Sahamaloto de la zone d'Amboditavolo; le trait rouge marque la zone minéralisée. **B):** Les sables minéralisés à corindon (rubis et saphir de Sahanonoka). **(C):** Saphirs (Co) et zircon (Zr) cimentés par de l'argile sur un bloc de quartz provenant du paléoplacer de Sahanonoka.

IV-3.2 Les gisements dans les provinces sédimentaires

Il s'agit des placers de la région d'Iлакaka-Sakaraha situés dans la région de l'Isalo (**Figure IV-1**). Le placer géant d'Iлакaka a été découvert en 1998 sur le bord de la route nationale 7, et depuis la ruée des paysans locaux et des émigrants a permis de découvrir

d'autres gisements dans la région (Sakalama, Ampasimamitaka, Vohimena, Bekily et Manombo Vaovao; **Figure IV-15A**).

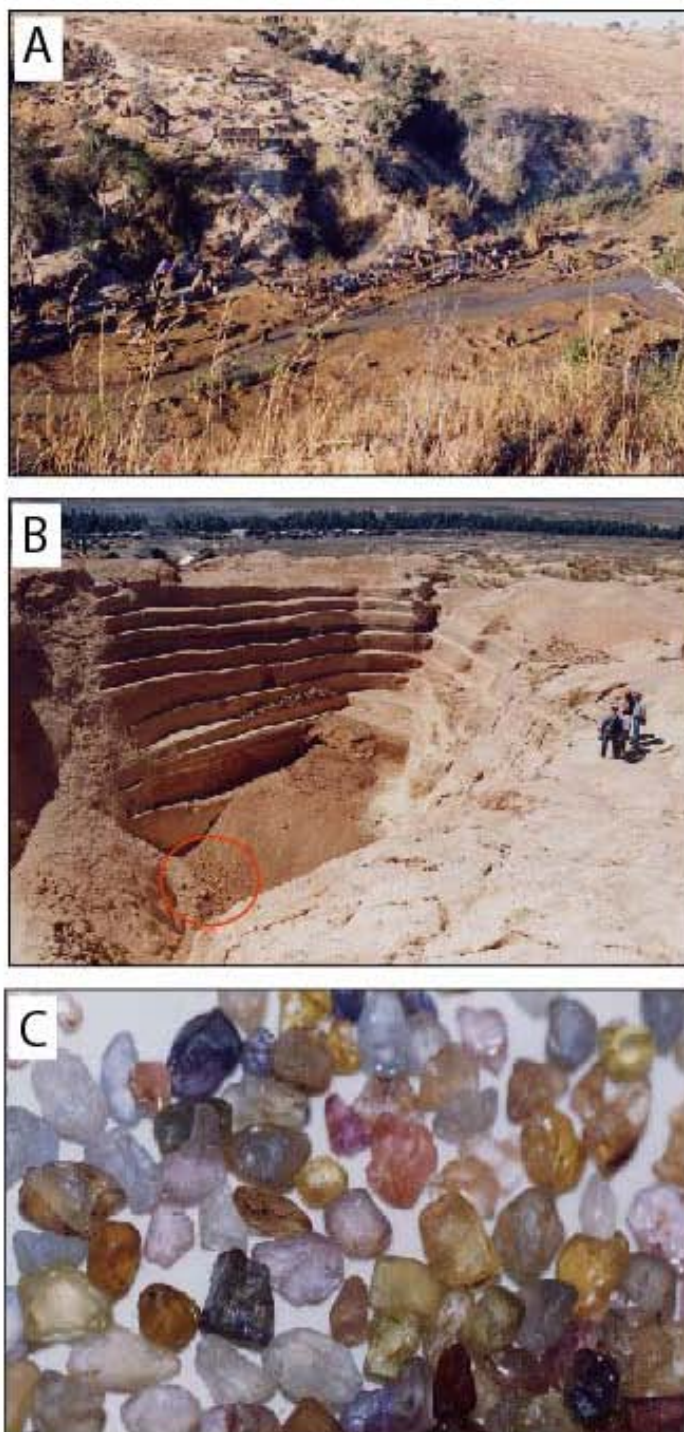


Figure IV-15: Les placers à corindon d'Ialakaka, région Sud de Madagascar. **A)** Le placer à corindon gemmes de Manumbo Vaovao en août 2003 (30 km au Sud d'Ialakaka). **B)** Vue panoramique du placer à corindons gemmes d'Ialakaka, dénommé "La Banque Suisse". La position du niveau de galets gemmifères qui se trouve au dessous du déblai et visible au fond de l'excavation, est indiquée par le cercle rouge. **(C)** Les saphirs colorés d'Ialakaka. La taille des cristaux est comprise entre 6 et 10 mm.

Le gisement d'Ilakaka (**Figure IV-15B**) fournit des saphirs de toutes les couleurs allant du bleu, au rose, jaune, mauve et vert, très souvent plats et de poids moyen inférieur à 5 carats (**Figure IV-15C**). Des saphirs bleus de plus de 9 carats ont été découverts ainsi que du rubis. Les saphirs sont associés à du chrysobéryl, de la topaze, du grenat, du spinelle, du zircon, de la tourmaline, de l'andalousite et des verres volcaniques. En 2002, la compagnie Gem Mining Resources présenta les résultats de 38 jours de production mécanisée soit 43 kilos de gemmes dont 4% de pierres semi-précieuses et de rubis, et 96% de saphirs (58% de saphir rose, 30% de bleu et 8% de saphirs colorés). Les mineurs indépendants descendent dans des puits de profondeur supérieure à 20 mètres et de 80 cm à 1 m de diamètre, sans sécurité et assistance. Les graviers gemmifères sont remontés dans des seaux par un système de corde et poulie, puis le gravier est lavé à la batée dans la rivière. Les mineurs exploitent les terrasses alluviales anciennes des rivières Ilakaka et Benahy qui reposent sur les grés de l'Isalo. Il s'agit de paléoplacers. Il s'agit de sables qui renferment des blocs de grés de l'Isalo et des galets de quartz, quartzites et schistes. Ces terrasses sont peu consolidées. Sur la rivière Benahy, trois niveaux gemmifères sont exploités. Les concentrations à saphirs de ces terrasses peuvent varier de 0,4 à plus de 5 g/m³ (*Garnier et al., 2004*). Par ailleurs, les sables de rivières actuelles ont des teneurs en saphir comprises entre 0,2 et 2,1 g/m³. La source primaire des saphirs n'est pas encore connue mais pour les rubis, les valeurs isotopiques de l'oxygène indiquent que la source primaire serait les amphibolites à rubis du domaine granulitique du Vohibory (*Giuliani et al., 2007b*).

CHAPITRE V

CARACTERISTIQUES GEMMOLOGIQUES, MINERALOGIQUES ET ISOTOPIQUES DES CORINDONS ASSOCIES AUX PLACERS BASALTiques DE MADAGASCAR

V-1 INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous présenterons les caractéristiques gemmologiques, minéralogiques et isotopiques des rubis et des saphirs échantillonnés pour chaque district minier des zones du centre, Est et Nord de Madagascar. L'étude présentera la synthèse des travaux de gemmologie réalisées sur les corindons (morphologie des cristaux, caractéristiques physiques, zones de croissance internes, nature des inclusions solides et fluides, et la composition chimique des corindons gemmes) réalisés par des gemmologues notamment dans la partie Nord de Madagascar (*Bank et al., 1996; Gonthier, 1997; Superchi et al., 1997; Schwarz et al., 2000; Ramdhor and Milisenda, 2002*) et les résultats de nos recherches. La composition isotopique de l'oxygène constitutif des corindons et leur signification géologique sera traitée dans un dernier sous-chapitre qui inclura l'ensemble des résultats obtenus sur les trois régions considérées.

V-2 LES SAPHIRS DE LA REGION NORD DE MADAGASCAR: DISTRICTS MINIERS D'AMBONDROMIFEHY, D'ANIVORANO NORD ET DE NOSY BE

V-2-1 Les caractéristiques minéralogiques

V-2-1.1 La couleur des saphirs bruts

Les corindons des districts miniers d'Ambondromifehy-Anivorano et de Nosy Be (**Figure IV- 8, Chapitre IV**) sont des saphirs exclusivement. Pour l'instant aucun rubis "basaltique" a été signalé dans la région d'Antsiranana. Les saphirs possèdent très rarement une coloration homogène. Ils présentent une gamme étendue de couleurs : bleu à violet avec des nuances de bleu, bleu vert, jaune vert et jaune (**Figures V-1A, B, C, D**). La plupart des saphirs montrent des zonages de couleur et les cristaux peuvent être bicolores et parfois ils ont trois couleurs (**Figures V-1-B, C**). De tels cristaux ont été dénommés "saphirs polychromes" (*Schwarz et al., 2000; Ramdhor et Milisenda, 2002*). Une grande partie des saphirs sont laiteux, gris à blanc à translucide, mais certains cristaux sont entièrement translucides voire transparents. Les parties laiteuses des cristaux sont modifiées par chauffage à haute température ($T > 1500^{\circ}\text{C}$). La distribution de la couleur des saphirs au sein d'une exploitation mécanisée est illustrée par la mine ABFG, située à 16 km au Sud d'Anivorano (zone minière d'Ambohangimamy). La répartition des couleurs sur 3 à 5 kg de saphirs extraits au cours de 10 heures d'exploitation alluvionnaire est la suivante (*Schwarz et al., 2000*) : 35% de saphirs laiteux de couleur vert bleu; 30% de saphirs bleu foncé laiteux et quasiment opaques; 23% de saphirs transparents bleu foncé avec des zonages vert ou jaune; 5% de saphirs transparents

gris à bleu vert; 5% de saphirs laiteux bleu pâle; et 2% de saphirs de couleur différente jaune, vert et parfois bicolores. Après traitement thermique, la distribution de la couleur des saphirs à la mine ABFG est la suivante : 35% de bleu; 30% de bleu avec une nuance de vert, 15% de bleu foncé à violet; 5% de vert jaune; et 15% de saphirs qui restent opaques et pierreux car ils sont trop riches en inclusions solides.

V-2-1.2 les *habitus* des saphirs

La plupart des cristaux sont cassés et arrondis (**Figures V-1E**). Les cristaux qui ne sont pas brisés sont allongés et ils possèdent une forme en barillet.



Figure V-1: Les saphirs gemmes de la région d'Antsiranana. **A)** Les saphirs bleu à bleu-violet d'Ambondromifehy. **B)** Saphirs taillés présentant des zonages de couleur (jaune, bleu vert et bleu à violet). **C)** Saphirs polychromes jaunes avec de fines zones de couleur bleu. **D)** Saphirs de couleur bleu vert à verdâtre. **E)** Les saphirs bleu-vert-jaune du gisement de Maventimbao (district d'Ambondromifehy). **F)** L'habitus des saphirs des placers d'Antsiranana est dominé par la dipyramide hexagonale ω ou z combinée au pinacoïde basal c . La dipyramide hexagonale n et le rhomboèdre r sont parfois présents (d'après Schwarz *et al.*, 2000). Les photos de A à D et F sont tirées de Schwarz *et al.* (2000).

Deux habitus prédominant (**Figures V-1F**) : il s'agit de dipyramides formées de la dipyramide hexagonale $\omega = \{14\ 14\ \bar{2}8\ 3\}$ ou $z = \{2\bar{2}41\}$ prédominante qui sont associées aux pinacoïdes $c = \{0001\}$. Dans la seconde forme, l'habitus est modifié par la présence de dipyramides hexagonales $n = \{2\bar{2}43\}$ et des faces rhomboédriques $r = \{10\bar{1}1\}$ (Schwarz *et al.*, 2000; *ce travail*).

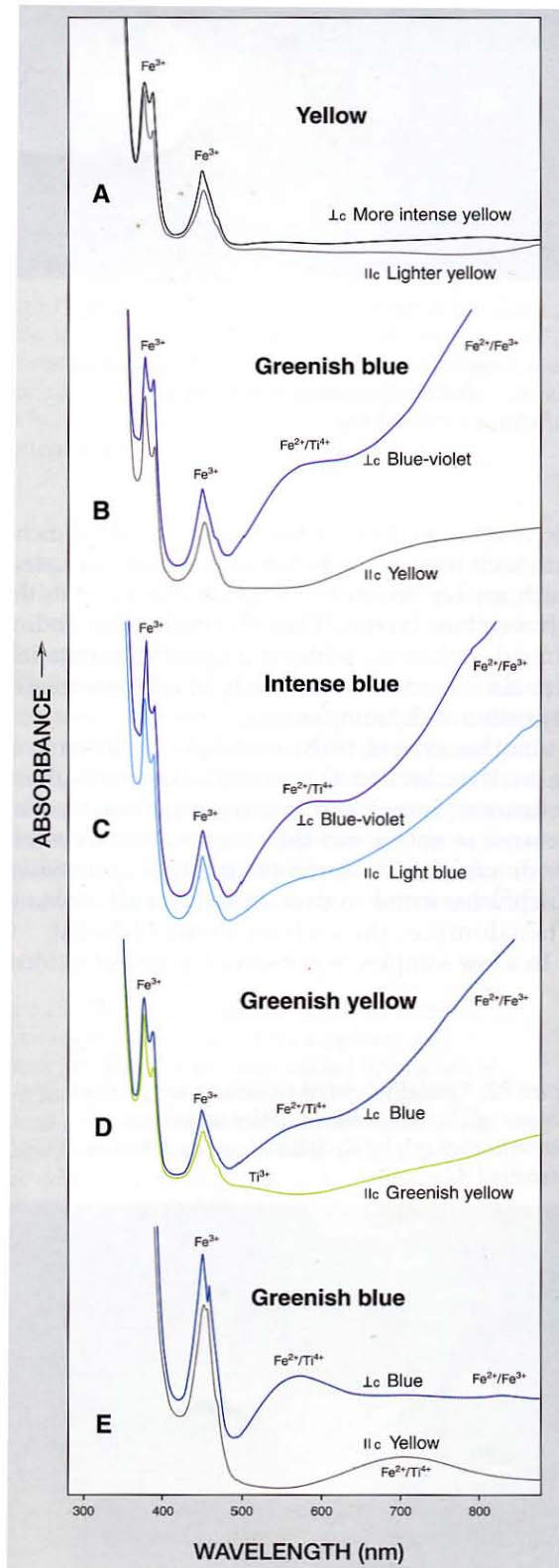
V-2-1.3 les caractéristiques gemmologiques

L'ensemble des caractéristiques gemmologiques des saphirs des régions d'Antsiranana et de Nosy Be sont présentées dans le **Tableau V-1**:

Couleur	rarement homogène; bandes de couleurs bleu, vert et jaune (saphir polychrome)
Transparence	transparent, translucide à opaque
Indices de réfraction	$n_e = 1,761-1,765$ à Ambondromifehy-Anivorano $n_o = 1,769-1,773$ $n_e = 1,760-1,765$ à Nosy Be $n_o = 1,768-1,773$
Biréfringence	0,008
Densité	3,99 à 4,02 à Ambondromifehy-Anivorano 3,98 à 4,03 à Nosy Be
Caractère optique	uniaxe négatif
Pléochroïsme	fort et variant suivant la couleur et la polarisation parallèle (//) ou perpendiculaire (\perp) à l'axe c : jaune : jaune clair (//) axe c ; jaune plus foncé (\perp) axe c bleu vert : jaune (//) axe c ; bleu-bleu violet (\perp) axe c bleu foncé à violet : bleu (//) axe c ; bleu-violet (\perp) axe c vert jaune : vert jaune : (//) axe c ; bleu-violet (\perp) axe c
Fluorescence	inerte aux radiations UV
Spectres d'absorption UV-visible	saphir jaune : bandes à 376, 388 et 450 nm saphir bleu à bleu vert : bandes intenses avec un maxima à 560 et 850-880 nm saphir jaune à jaune vert : une bande d'absorption additionnelle à 542 nm
Lignes de croissance	- (\perp) axe c : dipyramides hexagonales ω ou z avec n et c ; combinaison de c avec r , parfois zonages oscillatoires - angle de 5 à 10° par rapport à l'axe c : ω ou z - angle de 30° par rapport à l'axe c : deux faces n et une face r occasionnellement macles lamellaire (//) à r

Tableau V-1: Caractéristiques minéralogiques et gemmologiques des saphirs d'Antsiranana et Nosy Be (Schwarz *et al.*, 2000; Ramdhor *et Milisenda*, 2004; *ce travail*).

V-2-1.4: les spectres d'absorption et la couleur des saphirs



Les spectres d'absorption des saphirs d'Ambondromifehy sont comparables à ceux déjà enregistrés pour les saphirs provenant d'autres environnements basaltiques (Schmetzer et Bank, 1980; Kiefert et Schmetzer, 1987; Smith et al., 1995).

Schwarz et al. (2000) ont enregistré une série continue de spectres d'absorption pour les différentes couleurs de saphir allant du jaune, bleu vert, du bleu au bleu-violet (**Figure V-2**). Tous les spectres présentent des bandes d'absorption importantes du Fe^{3+} , situées respectivement à 376, 388 et 450 nm, et qui sont indépendants de la direction de la polarisation par rapport à l'axe c du cristal. C'est le cas notamment des saphirs jaunes (**Figure V-2A**). Pour les saphirs bleu vert, d'autres bandes d'absorption se surimposent au spectre des saphirs jaunes notamment à 560 nm (bande due à un transfert de charges $\text{Fe}^{2+}/\text{Ti}^{4+}$) et à 870-880 nm (paire d'absorption $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, **Figures V-2B, C, E**). Pour les saphirs jaune vert à vert jaune, une bande d'absorption à 500-550 nm se superpose au spectre d'absorption obtenu pour les saphirs bleu vert (**Figure V-2D**).

Les spectres d'absorptions obtenus sur les saphirs de Nosy Be, en lumière non polarisée et dans l'ultraviolet visible et l'infra-rouge proche (Ramdhor et Milisenda, 2004) sont identiques à ceux obtenus sur les saphirs de la région d'Antsiranana.

Figure V-2: Spectres d'absorption dans l'ultraviolet visible et l'infra-rouge proche, et dans l'intervalle de longueur d'onde 280-880 nm, des différents saphirs colorés des gisements d'Ambondromifehy (Schwarz et al., 2000). Les couleurs des saphirs : A = jaune; B = bleu vert, C = bleu profond; D = jaune vert; E = bleu vert.

Tous les spectres d'absorption des saphirs jaune, bleu vert et bleu profond présentent des bandes d'absorption importantes dues au Fe^{3+} , situées respectivement à 376, 388 et 450 nm. Dans ces spectres nous retrouvons également les bandes d'absorption qui se surimposent aux spectres des saphirs jaunes notamment à 580 nm (bandes dues à un transfert de charges $\text{Fe}^{2+}/\text{Ti}^{4+}$) et à 850 nm (paire d'absorption $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$).

V-2-1.5 les inclusions minérales et fluides associées aux saphirs

Les inclusions solides et fluides ont été déterminées sous le microscope optique et au microscope électronique à Balayage (MEB) Hitachi 2500 et S-4800 de l'Université Henri Poincaré de Nancy I. La nature chimique des inclusions a été obtenue à partir de l'analyse des spectres EDS au MEB et à la microsonde électronique (**Tableau V-2**).

solides et fluides dans les saphirs	Nosy Be	Ambondromifehy
ferrocolombite	1	1, 2, 3
ferrotantalite		1
manganocolombite	1	1
ilménite	1	1
hercynite	1	1, 2, 3
ilménorutile		1
oxydes de fer	1	1
oxydes de fer et manganèse		1
monazite		1
zircon	1	1, 2, 3
uranothorianite		1
thorianite		1
uraninite		2, 3
andésine		1, 2, 3
anorthoclase		1
saphir		1
baddéleyite		1
pyrochlore	1	3
samaraskite		1
calcite		3
inclusions fluides	1	1, 2
solides dans la gangue des saphirs	Nosy Be	Ambondromifehy
saphir		1
andésine		1
anorthoclase		1
biotite (Fe/Mg)		1
monazite		1
apatite		1
zircon		1
grenat		1
sillimanite		1

1: ce travail; 2: Schwarz et al. (2000); 3: Superchi et al. (1997)

Tableau V-2: Inclusions solides et fluides répertoriées dans les saphirs de la région d'Antsiranana et de Nosy Be.

Les inclusions les plus communes rencontrées dans les saphirs de la région d'Antsiranana sont le spinelle, la ferrocolombite et la manganocolombite (**Figure V-3**).

Le spinelle est ferrique: il s'agit d'une hercynite (**Figures V-3A, B, C, D**). Le spinelle s'observe généralement en masses de plusieurs individus ou en cristaux. Il se présente sous la forme de grains compacts, parfois en grains irréguliers et arrondis (**Figure V-3A**). Il peut être également lamellaire (**Figure V-3B**). Certains cristaux laissent apparaître les troncatures du dodécaèdre et parfois de l'octaèdre (**Figure V-3D**). La taille des spinelles varie de 5 à 200 µm.

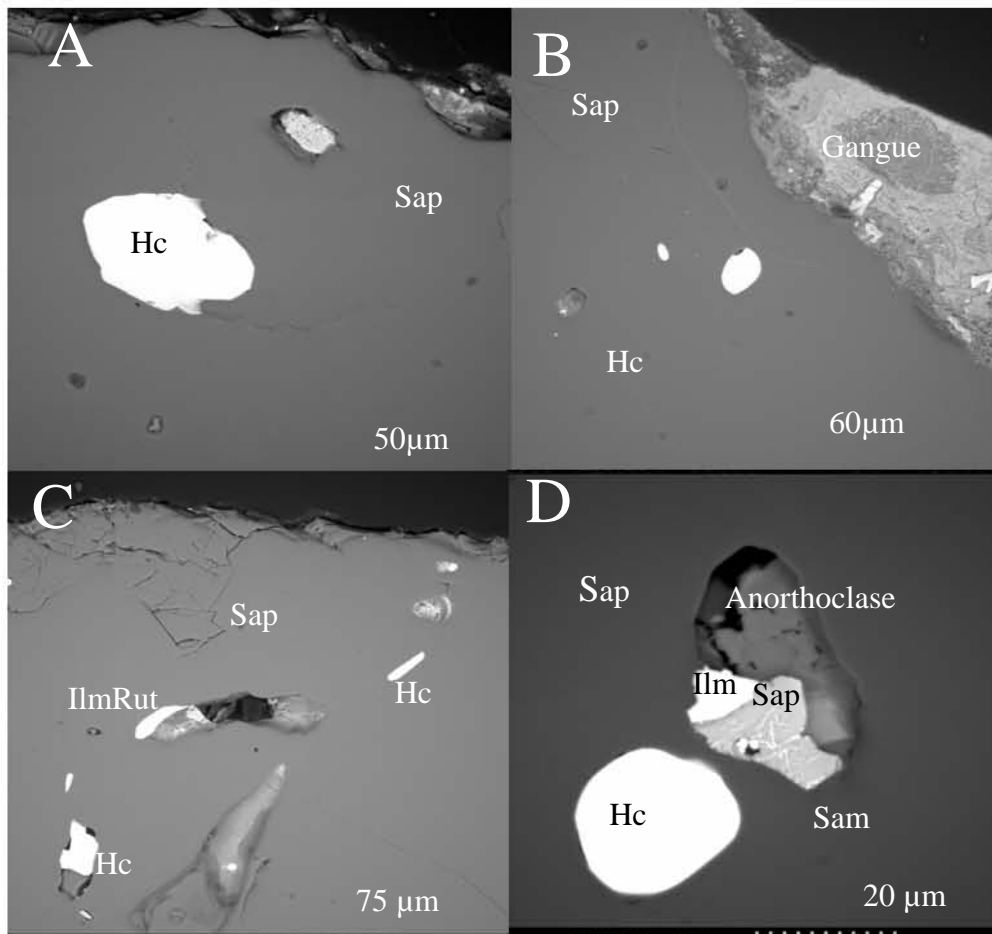


Figure V-3: Les inclusions rencontrées dans les saphirs d'Antsiranana. **A):** Inclusion de hercynite dans un saphir vert bleu (Sap). **B):** Cristaux globulaires et ovoïdes d'hercynite (Hc) dispersés dans du saphir jaune (Sap). La gangue métasédimentaire du placer alluvionnaire englobe la zone externe du cristal de saphir. Cette gangue est composée en grande partie d'argiles et d'oxydes de fer. **C):** Association d'ilménorutile (IlmRut) et d'hercynite (Hc) dans un saphir bleu-violet (Sap). **D):** Association typique rencontrée dans un saphir vert bleu (Sap): anorthoclase, ilménite (Ilm), saphir très riche en fer (Sap) parcouru par un réseau de veinules de samarskite (Sam), et un cristal de hercynite (Hc).

La ferrocolombite (FeNb_2O_6) et la manganotantalite (MnTa_2O_6) ont été observées très souvent dans la plupart des cristaux de saphirs provenant des différentes mines d'Ambondromifehy et d'Anivorano (**Figure IV- 4**). La ferrotantalite a été observée une seule fois dans ces saphirs.

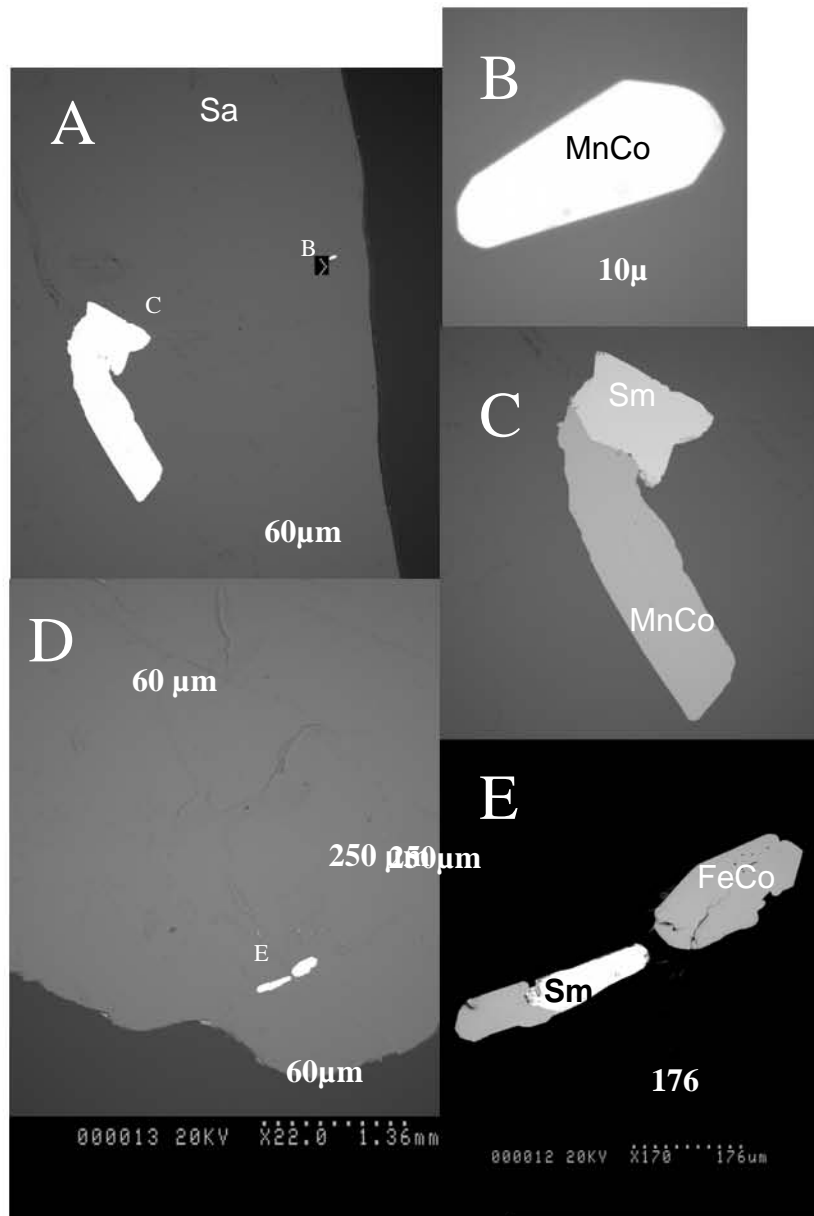


Figure V-4: Les inclusions de ferrocolombite et manganocolombite observées dans les saphirs d'Antsiranana. **A):** Plage de saphir bleu à inclusions de manganocolombite (MnCo) et de samarskite (Sm). **B):** Agrandissement de la plage B de la photo précédente qui montre un prisme rectangulaire de 30 μm de long de manganocolombite (MnCo). **C):** Agrandissement de la plage C de la photo A. La manganocolombite (MnCo) est intimement associée à la samarskite qui est riche en thorium (Sm). **D)** Plage de saphir bleu vert à inclusions de minéraux du groupe de la samarskite et du groupe de la colombite. **E):** Détail de la plage E qui montre l'association de la ferrocolombite (FeCo) avec la samarskite (Sm).

Les cristaux de ferrocolombite et de manganocolombite se présentent sous la forme de prismes courts (**Figure V-4E**), et souvent en prismes rectangulaires (**Figures V-4B, C**).

La samarskite forme des prismes rectangulaires (**Figure V-4E**) mais souvent tabulaires. L'étude minéralogique des saphirs de Nosy Be a révélé que les inclusions solides sont comparables à celles répertoriées pour les saphirs des gisements d'Antsiranana (**Tableau**

V-2). On y trouve également la ferrocolombite (**Figure V-5D**), la manganocolombite, l'ilménite, le spinelle (hercynite; **Figure V-5B**), des oxydes de fer, du zircon en abondance, et du pyrochlore (**Figure V-5A**).

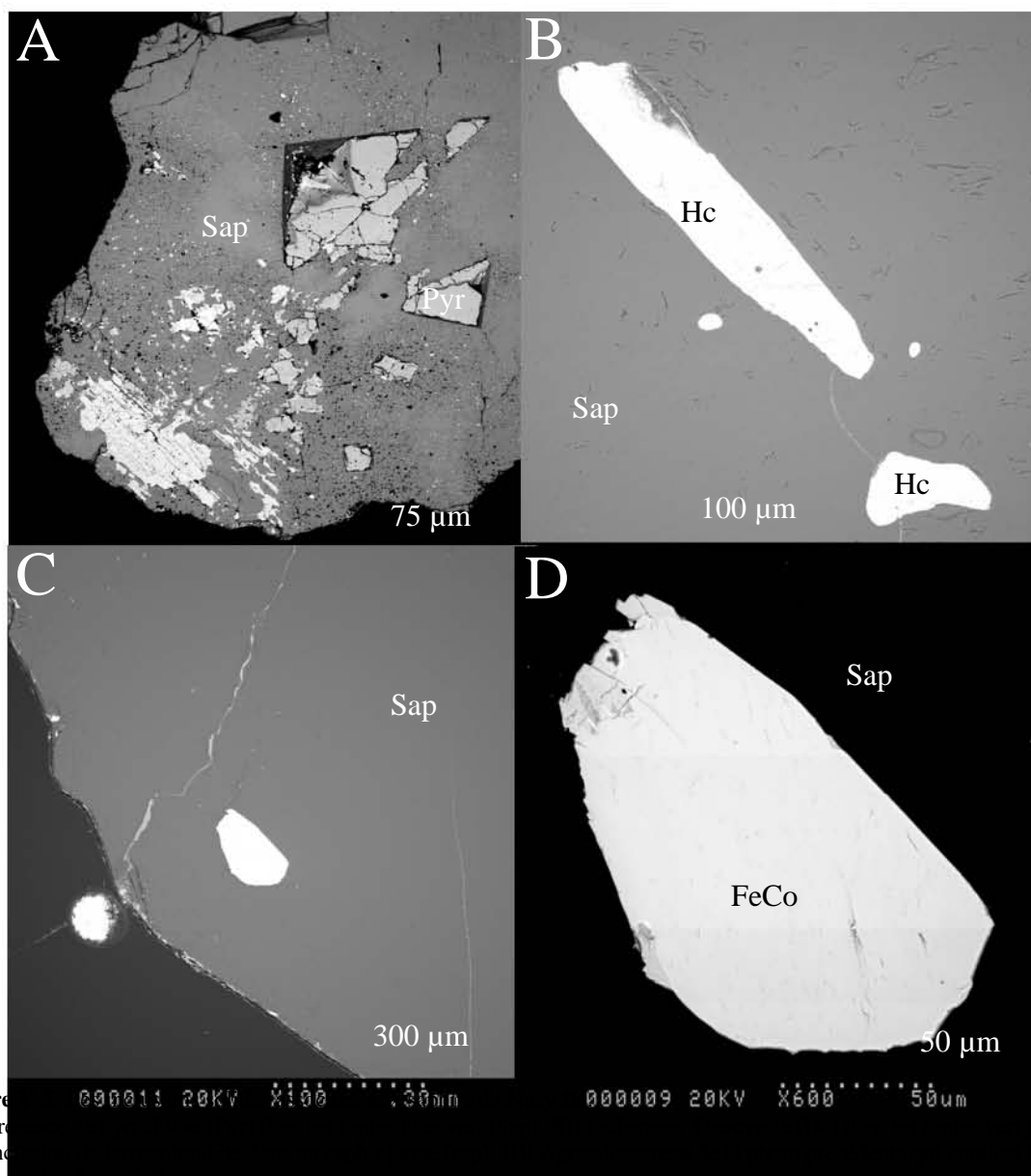


Figure V-5: Micrographes en mode rétrodiffusion d'électrons (BSE) montrant des inclusions de pyrochlore (Pyr) dans le spinelle (Sap). (A): Pyrochlore (Pyr) dans le spinelle (Sap). (B): Hercynite (Hc) dans le spinelle (Sap). (C): Inclusion de ferrocolombite (FeCo) dans le spinelle (Sap). (D): Inclusion de ferrocolombite (FeCo) dans le spinelle (Sap).

Les analyses réalisées à la microsonde électronique sur les colombotantalites d'Antsiranana et Nosy Be sont reportées dans le **Tableau V-3**. Ces niobiotantalates présentent tous des teneurs élevées en TiO_2 (jusqu'à 2,44 % poids). Les colombotantalites d'Antsiranana

AMBONDROMIFEHY									NOSY BE					
Echantillon	AMBO 10								Echantillon	NBS 10				
Point d'analyse	4	5	8	9	10	11	12	15	Point d'analyse	16	17	18	19	20
TiO ₂	2.25	2.19	2.28	1.90	2.13	2.07	1.97	2.44	TiO ₂	1.30	1.42	1.10	1.90	1.53
SnO ₂	0.03	0.00	0.05	0.09	0.02	0.00	0.09	0.04	SnO ₂	0.00	0.01	0.03	0.07	0.06
ZrO ₂	0.41	0.35	0.47	0.25	0.32	0.30	0.22	0.54	ZrO ₂	0.19	0.25	0.07	0.00	0.43
UO ₂	0.04	0.16	0.04	0.13	0.07	0.07	0.06	0.01	UO ₂	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00
Sc ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sc ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	1.07	1.05	0.93	0.94	1.11	1.31	Y ₂ O ₃	0.65	0.77	0.76	0.73	0.75
Sb ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sb ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	As ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Bi ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	7.50	7.37	7.36	7.02	6.54	6.50	7.36	6.83	FeO	10.28	10.86	10.61	11.41	11.75
MnO	12.41	12.54	12.86	12.57	12.99	12.69	12.57	12.19	MnO	9.74	8.92	9.36	7.86	8.01
MgO	0.13	0.18	0.01	0.21	0.09	0.11	0.13	0.13	MgO	0.04	0.08	0.04	0.13	0.11
CaO	0.01	0.03	0.02	0.03	0.08	0.01	0.07	0.02	CaO	0.12	0.02	0.00	0.00	0.02
Nb ₂ O ₅	72.19	72.90	73.02	73.53	72.21	73.37	72.92	71.50	Nb ₂ O ₅	71.18	72.05	70.94	70.86	71.29
Ta ₂ O ₅	1.93	2.09	1.86	2.04	2.46	2.46	1.95	1.89	Ta ₂ O ₅	4.42	4.31	4.57	4.38	4.31
Total	96.91	97.78	99.03	98.82	97.83	98.51	98.44	96.89	Total	97.93	98.72	97.51	97.34	98.26
Ti ⁴⁺	0.098	0.094	0.097	0.081	0.092	0.089	0.085	0.106	Ti ⁴⁺	0.057	0.061	0.049	0.083	0.067
Sn ⁴⁺	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	Sn ⁴⁺	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001
Zr ⁴⁺	0.012	0.010	0.013	0.007	0.009	0.008	0.006	0.015	Zr ⁴⁺	0.005	0.007	0.002	0.000	0.012
U ⁴⁺	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	U ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Sc ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y ³⁺	0.000	0.000	0.032	0.032	0.028	0.028	0.034	0.040	Y ³⁺	0.020	0.024	0.024	0.023	0.023
Sb ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Sb ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	As ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Bi ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.363	0.353	0.349	0.334	0.315	0.310	0.352	0.331	Fe ²⁺	0.500	0.523	0.519	0.556	0.569
Mn ²⁺	0.608	0.609	0.618	0.606	0.633	0.613	0.609	0.598	Mn ²⁺	0.480	0.435	0.464	0.388	0.393
Mg ²⁺	0.011	0.015	0.001	0.017	0.007	0.010	0.011	0.011	Mg ²⁺	0.004	0.006	0.004	0.012	0.009
Ca ²⁺	0.001	0.002	0.001	0.002	0.005	0.001	0.004	0.001	Ca ²⁺	0.007	0.001	0.000	0.000	0.001
Nb ⁵⁺	1.888	1.891	1.874	1.892	1.878	1.893	1.884	1.872	Nb ⁵⁺	1.872	1.876	1.877	1.867	1.865
Ta ⁵⁺	0.030	0.033	0.029	0.032	0.039	0.038	0.030	0.030	Ta ⁵⁺	0.070	0.068	0.073	0.069	0.068

Tableau V-3: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des colombotantalites incluses dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be.

sont plus riches en manganèse ($12,2 < \text{MnO} < 13,0$ % poids) que celles de Nosy Be ($7,9 < \text{MnO} < 10,9$ % poids): ce sont des manganocolombites. A l'inverse, celles de Nosy Be sont plus riches en fer (**Tableau V-3**) et ce sont des ferrocolombites (**Figure V-6**).

Echantillon	AMBO 10					
Point d'analyse	1	2	6	7	13	14
V ₂ O ₅	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00
Nb ₂ O ₅	44.31	45.53	46.06	46.59	47.03	48.44
Ta ₂ O ₅	1.07	1.19	1.05	1.33	1.38	1.20
P ₂ O ₅	0.77	0.00	1.23	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.99	0.88	0.88	0.94	0.91	0.98
ZrO ₂	1.53	1.12	0.89	1.23	1.15	1.22
HfO ₂	0.07	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00
UO ₂	6.35	6.76	6.58	6.32	6.35	6.25
ThO ₂	16.03	18.96	17.94	17.00	17.33	17.55
Al ₂ O ₃	0.02	0.29	0.03	0.04	0.15	0.19
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	6.47	6.76	6.61	6.98
FeO	7.94	7.93	7.99	7.96	8.10	8.24
MnO	3.67	3.74	3.57	3.55	3.54	3.47
MgO	0.01	0.05	0.09	0.09	0.01	0.05
CaO	0.01	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01
H ₂ O calculé	0.56	0.54	0.47	0.48	0.48	0.47
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	83.36	87.07	93.29	92.38	93.09	95.05
V ⁵⁺	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000
Nb ⁵⁺	1.778	1.831	1.788	1.848	1.843	1.842
Ta ⁵⁺	0.026	0.029	0.025	0.032	0.033	0.027
P ⁵⁺	0.058	0.000	0.090	0.000	0.000	0.000
Si ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti ⁴⁺	0.066	0.059	0.057	0.062	0.059	0.062
Zr ⁴⁺	0.066	0.048	0.037	0.053	0.049	0.050
Hf ⁴⁺	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
U ⁴⁺	0.125	0.134	0.126	0.123	0.123	0.117
Th ⁴⁺	0.324	0.384	0.351	0.339	0.342	0.336
Al ³⁺	0.002	0.030	0.003	0.004	0.015	0.019
Y ³⁺	0.000	0.000	0.295	0.316	0.305	0.312
Fe ²⁺	0.590	0.590	0.574	0.584	0.587	0.580
Mn ²⁺	0.276	0.282	0.259	0.264	0.260	0.247
Mg ²⁺	0.001	0.007	0.011	0.011	0.001	0.006
Ca ²⁺	0.001	0.001	0.004	0.003	0.001	0.000
Zn ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH ⁻	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	4.317	4.397	4.620	4.642	4.619	4.600
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A	1.317	1.397	1.620	1.642	1.619	1.600
OH	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-4: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des samarskites incluses dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be.

Echantillon	NSB 11					
Point d'analyse	21	22	23	24	25	28
V ₂ O ₅	0.021	0.029	0.011	0.076	0.000	0.000
Nb ₂ O ₅	57.067	59.265	57.252	59.477	57.804	58.453
Ta ₂ O ₅	4.105	6.246	4.532	7.118	6.992	7.346
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.073	0.000	0.000
SiO ₂	0.161	0.000	0.080	0.066	0.206	0.085
TiO ₂	0.399	0.471	0.407	0.828	0.566	0.372
ZrO ₂	5.367	0.625	5.515	0.346	3.242	2.430
HfO ₂	0.200	0.000	0.196	0.063	0.071	0.000
UO ₂	0.163	0.330	0.272	0.715	0.748	0.264
ThO ₂	1.879	3.357	2.751	1.490	2.105	1.015
SnO ₂	0.088	0.153	0.096	0.005	0.000	0.071
Al ₂ O ₃	0.006	0.000	0.007	0.000	0.033	0.011
Mn ₂ O ₃	0.040	0.092	0.087	0.075	0.108	0.231
Y ₂ O ₃	0.104	0.112	0.209	0.000	0.004	0.316
FeO	0.771	0.844	0.690	0.413	0.393	1.573
MnO	0.040	0.092	0.087	0.075	0.108	0.231
MgO	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.119
CaO	12.379	11.790	12.843	14.345	14.126	14.902
BaO	0.000	0.005	0.000	0.029	0.000	0.014
F	4.574	4.435	4.241	4.902	4.721	3.874
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H ₂ O calculé	0.021	0.022	0.061	0.000	0.009	0.092
CO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	87.385	87.911	89.337	90.096	91.236	91.399
.-O=F	1.93	1.87	1.79	2.06	1.99	1.63
.-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	85.46	86.04	87.55	88.03	89.25	89.77
V ⁵⁺	0.001	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
Nb ⁵⁺	1.714	1.833	1.707	1.800	1.720	1.752
Ta ⁵⁺	0.074	0.116	0.081	0.130	0.125	0.132
P ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Si ⁴⁺	0.011	0.000	0.005	0.004	0.014	0.006
Ti ⁴⁺	0.020	0.024	0.020	0.042	0.028	0.019
Zr ⁴⁺	0.174	0.021	0.177	0.011	0.104	0.079
Hf ⁴⁺	0.004	0.000	0.004	0.001	0.001	0.000
U ⁴⁺	0.002	0.005	0.004	0.011	0.011	0.004
Th ⁴⁺	0.028	0.052	0.041	0.023	0.032	0.015
Sn ⁴⁺	0.002	0.004	0.003	0.000	0.000	0.002
Al ³⁺	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001
Mn ³⁺	0.002	0.005	0.004	0.004	0.005	0.012
Y ³⁺	0.004	0.004	0.007	0.000	0.000	0.011
Fe ²⁺	0.043	0.048	0.038	0.023	0.022	0.087
Mn ²⁺	0.002	0.005	0.005	0.004	0.006	0.013
Mg ²⁺	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.012
Ca ²⁺	0.881	0.864	0.907	1.029	0.996	1.059
Ba ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
F ⁻	0.961	0.959	0.884	1.038	0.983	0.812
Cl ⁻	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH ⁻	0.039	0.041	0.116	0.000	0.017	0.188
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A	0.963	0.988	1.005	1.091	1.066	1.203
OH	0.039	0.041	0.116	0.000	0.017	0.188
F	0.961	0.959	0.884	1.038	0.983	0.812
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-5: Analyse de la composition chimique (en % poids) des pyrochlores inclus dans les saphirs de Nosy Be.

Les analyses des samarskites rencontrées dans les saphirs de Ambondromifehy sont reportées dans le **Tableau V-4**. Les analyses présentent un total compris entre 83 et 95 % poids. Ceci est dû au fait que les terres rares n'ont pas été intégrées dans le programme d'analyse. Les samarskites d'Antsiranana sont plus thorifères qu'uranifères (**Figure V-7**).

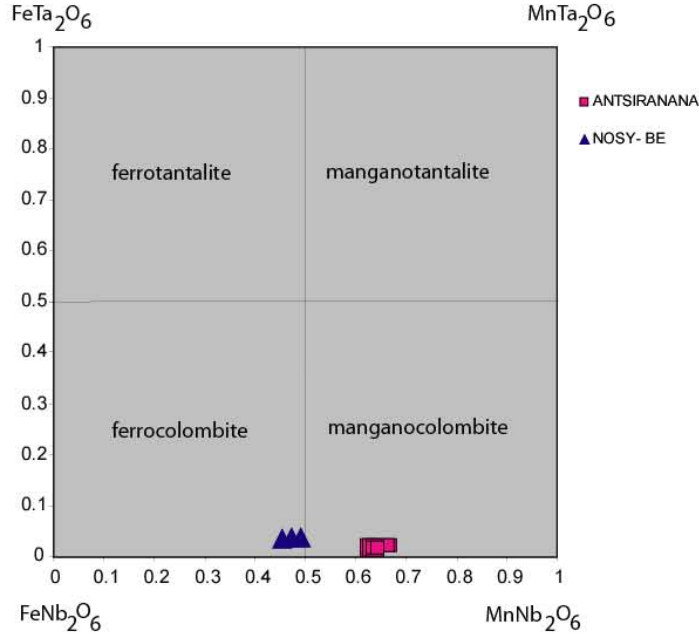


Figure V-6: Diagramme de composition des niobiotantalates analysés dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be.

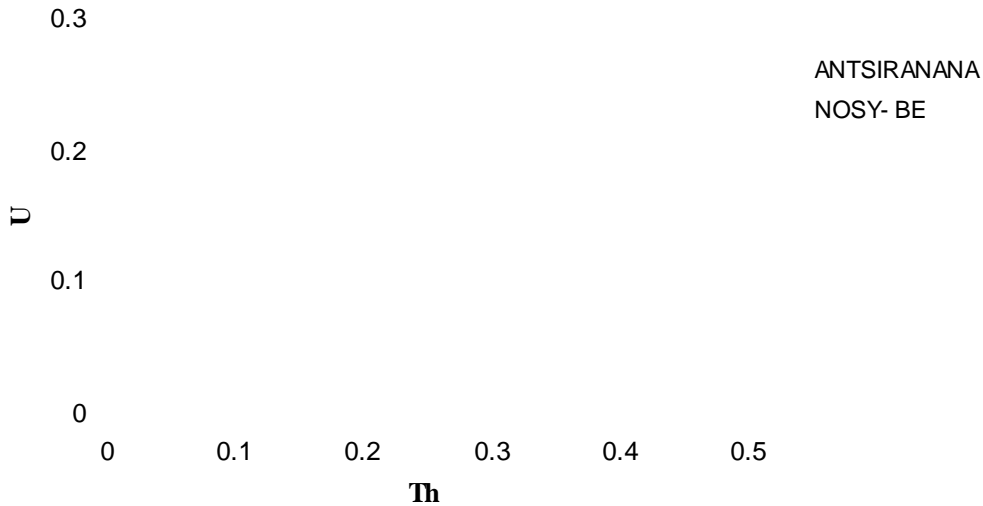


Figure V-7: Diagramme de substitution thorium (Th)- uranium (U) des pyrochlores et samarskites analysés dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy -Be.

Les compositions chimiques du pyrochlore rencontrés dans le saphir de Nosy Be sont reportées dans le **Tableau V-5**. Les teneurs en Nb_2O_5 sont comprises entre 57,2 et 59,1 % poids et celles en Ta_2O_5 entre 4,1 et 7,2 % poids. Les teneurs en TiO_2 sont très faibles (inférieures à 0,83 % poids). Il s'agit d'une composition proche du pôle pur du pyrochlore.



Le zircon est une inclusion fréquente rencontrée dans les saphirs d'Ambondromifehy. Ils présentent généralement des prismes en section carrée, et ils sont souvent allongés. Certains zircons sont automorphes et les zones de croissance sont fines et parallèles aux bordures des cristaux (**Figure V-8**).

D'autres zircons présentent des figures de corrosion ainsi que la présence de nombreuses traces d'inclusions fluides qui ont décrépités lors de la préparation des sections polies (**Figures V-9C, D**).

Certains zircons présentent des zones de croissance perturbées qui sont la preuve de recristallisations internes survenues probablement lors du stockage du saphir dans une chambre magmatique avant d'être remonté à la surface (**Figure V-9A**). La transformation du zircon en baddéleyite (ZrO_2) est le signe d'une transformation en milieu oxydant du silicate de zirconium (**Figure V-9B**). Cependant, ce type de transformation n'est pas courant pour les zircons inclus dans les saphirs d'Ambondromifehy. Les zircons inclus dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be ont été analysés à la microsonde électronique (**Tableau V-6**) ainsi que les baddéleyites (**Tableau V-7**). Les zircons d'Antsiranana sont plus riches en HfO_2 ($1,13 < \text{HfO}_2 < 1,35 \%$) que ceux de Nosy Be ($0,73 \%$ poids; **Figure V-10**).

Figure V-8: Cristal de zircon (ZrSiO_4) inclus dans un saphir d'Ambondromifehy et observé par cathodoluminescence. Nous remarquons les différentes zones de croissance qui sont parallèles aux bordures du cristal. Le cœur du cristal est corrodé et transformé partiellement en baddéleyite (ZrO_2).

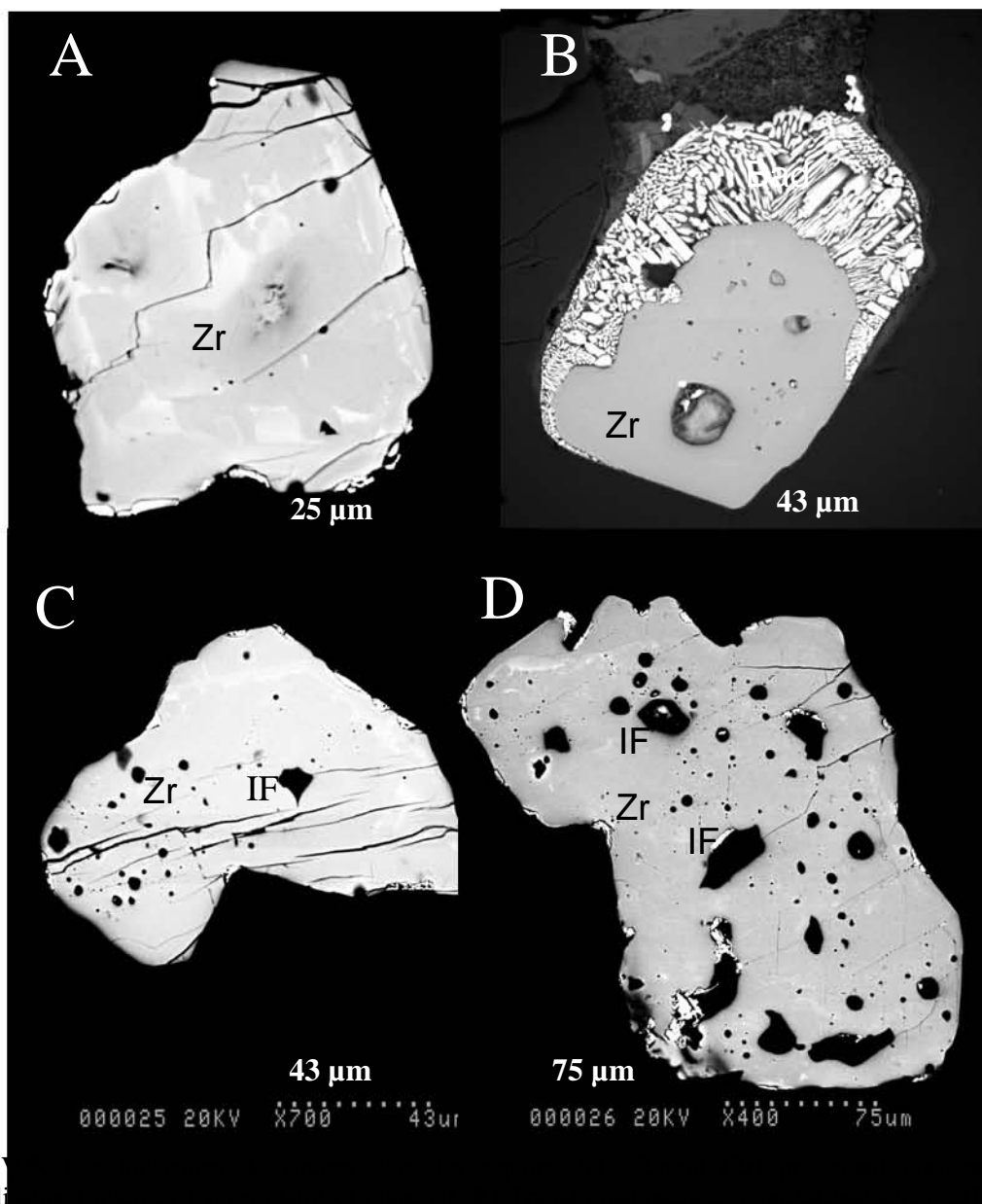


Figure 5 : A) Zircon à zones de recrystallisation (Zr) (ad) avec la présence de cavités d'inclusions fluides au sein du zircon. B) Zircon à zones de recrystallisation (Zr) (ad) avec la présence de cavités d'inclusions fluides au sein du zircon. C) Zircon à cavités d'inclusions fluides (IF). D) Cristal de zircon (Zr) corrodé et à contour amiboïde présentant de nombreuses cavités d'inclusions fluides décrépitées (IF).

Les baddéleyites de Nosy Be présentent des teneurs en HfO_2 ($0,87 < \text{HfO}_2 < 1,06$ % poids) quasiment similaires à celles des zircons.

Localisation	NOSY -BE	ANTSIRANANA			
Echantillon	NBS11	AMBO14	AMBO14	AMBO14	AMBO14
Point d'analyse	31	35	36	37	38
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Ta ₂ O ₅	0.27	0.25	0.09	0.27	0.17
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
SiO ₂	32.68	33.50	33.25	33.61	33.29
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	65.77	66.41	65.29	66.62	66.18
HfO ₂	0.73	1.24	1.16	1.13	1.35
UO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
ThO ₂	0.35	0.15	0.02	0.13	0.08
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Y ₂ O ₃	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.06	0.00	0.00	0.07	0.02
MnO	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.25	101.61	99.82	101.85	101.22
Nb ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ta ⁵⁺	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
P ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Si ⁴⁺	1.001	1.009	1.016	1.009	1.007
Ti ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr ⁴⁺	0.982	0.976	0.973	0.976	0.976
Hf ⁴⁺	0.006	0.011	0.010	0.010	0.012
U ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Th ⁴⁺	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Al ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y ³⁺	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000
Mn ²⁺	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Mg ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Pb ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-6: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des zircons inclus dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be.

Echantillon	NBS 11			
Point d'analyse	26	27	29	30
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00
SnO ₂	0.01	0.00	0.00	0.05
ZrO ₂	94.30	92.75	97.72	98.83
HfO ₂	1.04	0.96	0.87	1.06
UO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00
ThO ₂	0.00	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.56	0.65	0.22	0.10
MnO	0.14	0.22	0.08	0.00
MgO	0.03	0.00	0.04	0.00
CaO	0.02	0.00	0.01	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb ₂ O ₅	2.26	4.59	1.03	0.58
Ta ₂ O ₅	0.23	0.52	0.29	0.11
Total	98.62	99.79	100.29	100.74
Si ⁴⁺	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr ⁴⁺	0.958	0.929	0.977	0.985
Hf ⁴⁺	0.006	0.006	0.005	0.006
U ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Th ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
V ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.010	0.011	0.004	0.002
Mn ²⁺	0.002	0.004	0.001	0.000
Mg ²⁺	0.001	0.000	0.001	0.000
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb ⁵⁺	0.021	0.043	0.010	0.005
Ta ⁵⁺	0.001	0.003	0.002	0.001

Tableau V-7: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des baddéleyites incluses dans les saphirs de Nosy Be.

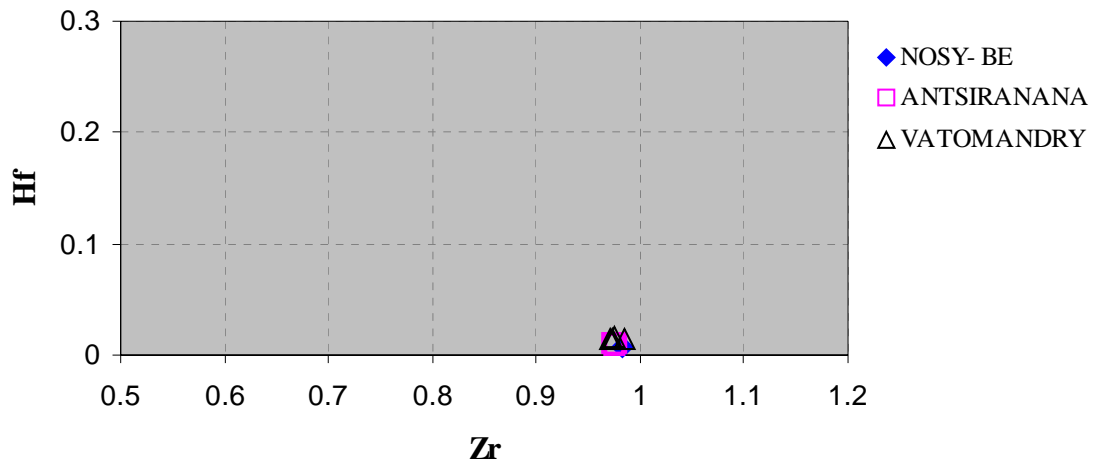


Figure V-10: Diagramme Zr en fonction de Hf des zircons analysés dans les saphirs d'Antsiranana et de Nosy Be (région nord), et de Vatoman dry (région est).

Les saphirs d'Ambondromifehy présentent des sections basales parallèles au pinacoïde qui permettent d'observer de magnifiques zones de croissance très fines et parallèles aux bordures du cristal (**Figure V-11A**). Les solides se disposent suivant ces plans de croissance comme par exemple l'ilménorutile: $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})_3\text{O}_6$ (**Figure V-11B**), l'hercynite: FeAlO_4 (**Figure V-11C**) et la thorianite: ThO_2 (**Figure V-11D**).

Certains cristaux ont conservé des fragments de leur gangue originelle sur leurs bordures cristallines (**Figure V-12A**). Les inclusions sont généralement identiques à celles qui sont piégées à l'intérieur du cristal (**Figures V-12B, C, D**). Dans le cas précis du cristal provenant de la mine de Maramokotra, la gangue est formée de feldspath potassique et plus précisément d'anorthoclase, de grenat et de monazite. A l'intérieur de ce même cristal, nous retrouvons la monazite qui est associée au zircon et à l'anorthoclase (**Figures V-12B, C, D**).

Un autre exemple de gangue accolée à un saphir provient du gisement de Sanaderakely (**Figure V-13**). Dans ce cas précis, la gangue est composée de feldspath alcalin sodique (type anorthoclase), de plagioclase (type andésine), de spinelle (hercynite), de biotite et d'un silicate d'alumine dont la nature n'a pas pu être identifiée (**Figures V-13A, B**). Les minéraux accessoires sont très abondants et il s'agit de l'apatite, du zircon et de la monazite (**Figures V-13B, C, D**).

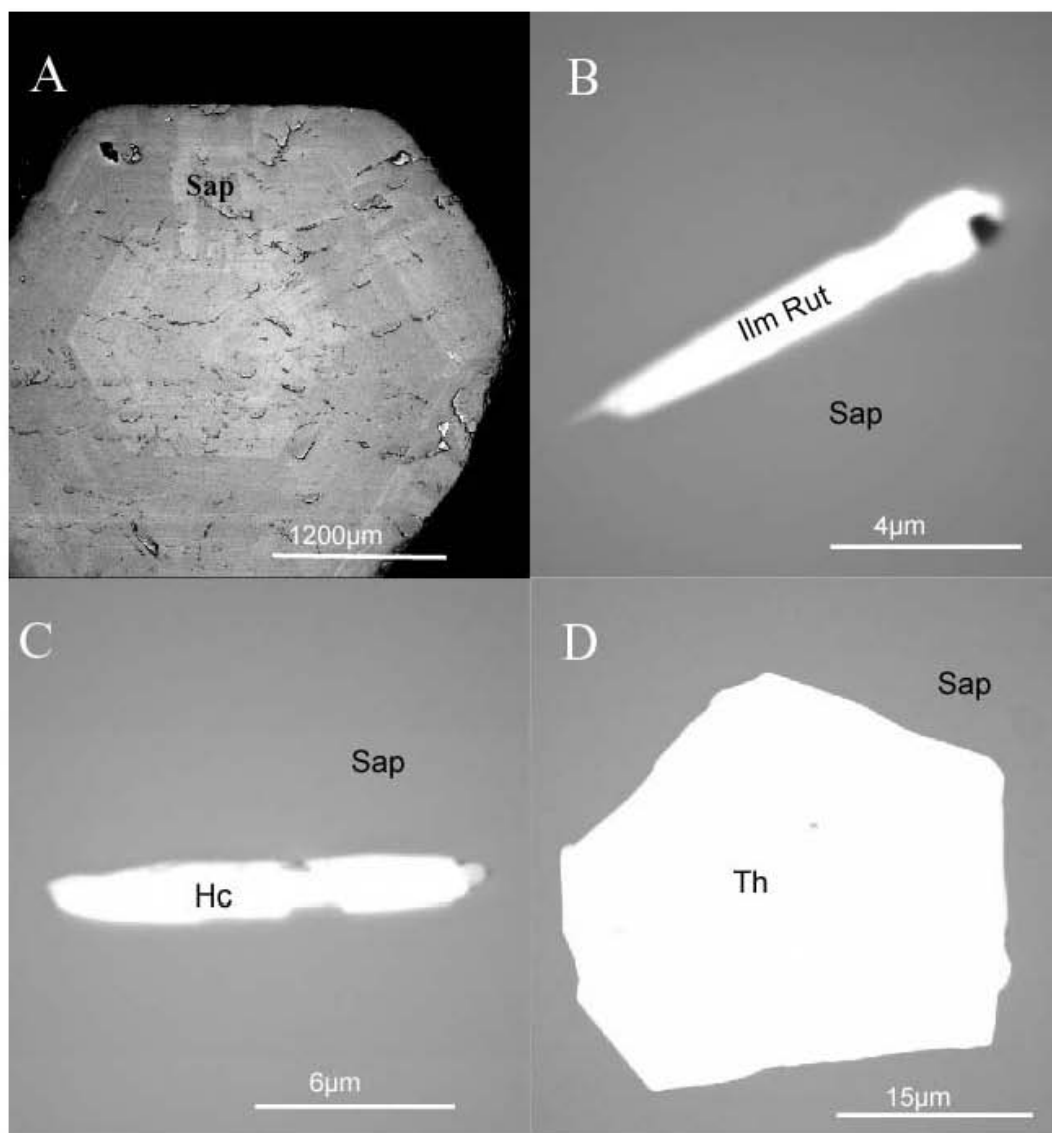


Figure V-11: **A)** Section perpendiculaire à l'axe c d'un cristal de saphir d'Ambondromifehy (sap) montrant l'agencement des zones de croissance qui sont fines et régulières. **B)** Cristal d'ilménorutile (ilmRut) piégé dans un saphir (sap). **C)** Cristal d'hercynite (Hc) dans le saphir. **D)** Cristal de thorianite (Th) inclus dans le saphir (sap).

Le zircon et la monazite sont très fréquemment accolés et de grande taille (proche des 100 µm, **Figure V-13B**). Ces minéraux sont dispersés dans la gangue de nature syénitique. Certains zircons ont des formes prismatiques (longueur/largeur > 2) avec des terminaisons pyramidales (**Figure V-13D**). Les textures peuvent être complexes avec des zonages oscillatoires visibles sur les **Figures V-13C et D**.

Parfois, le cœur des zircons (zircon 1) est zoné de façon et présente un zonage oscillatoire (**Figure V-13C**) entouré de plusieurs surcroissances qui sont parallèles aux bordures du cristal mais qui sont également tronquées par les zones de croissance de la partie

externe (zircon 2). Ce type de texture nous laisse supposer que le cœur du zircon 1 correspond à un zircon hérité et que la partie externe matérialise la croissance d'une deuxième phase de cristallisation.

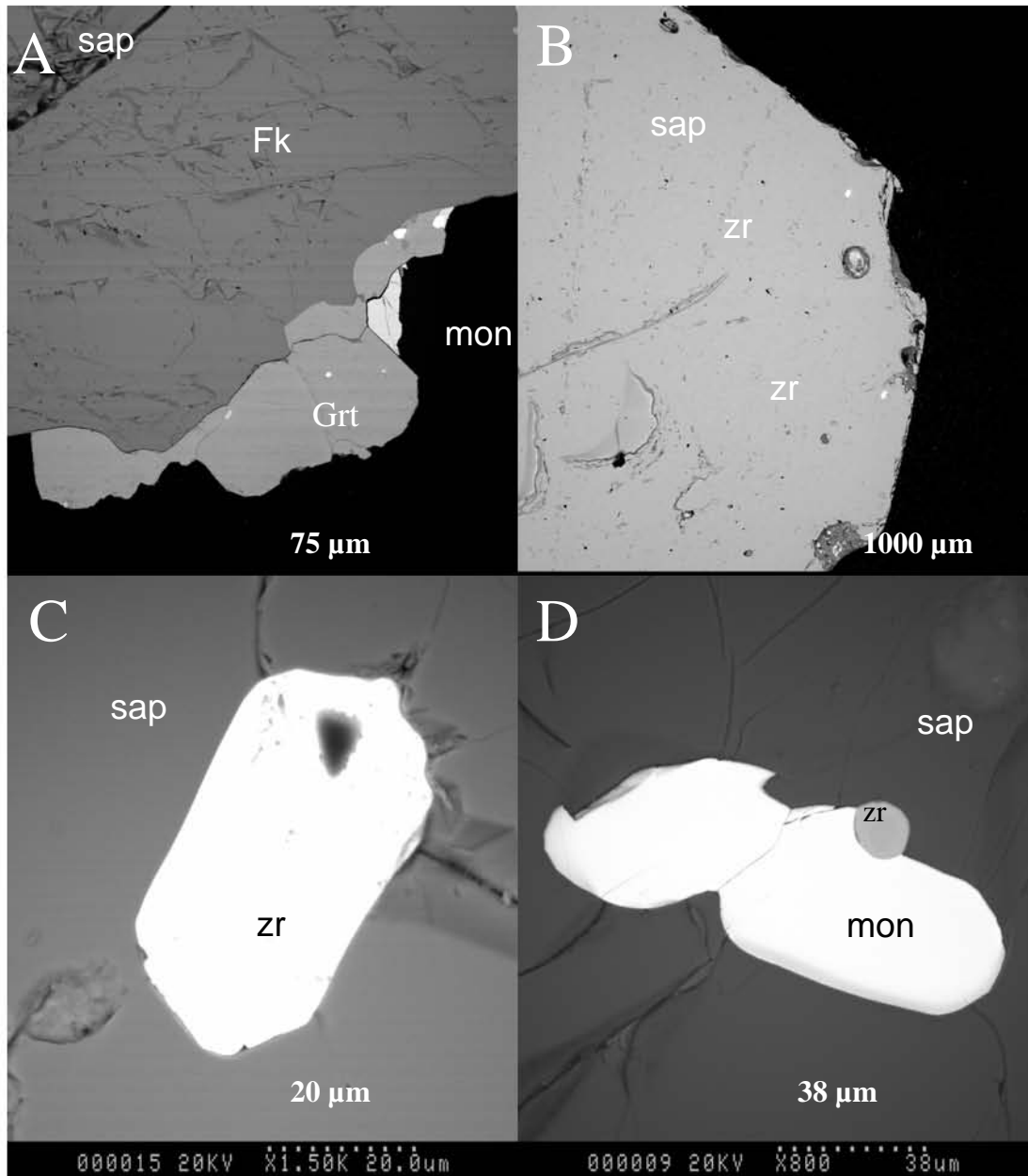


Figure 5 : **A)** Sapphirine (sap), K-feldspar (Fk), Garnet (Grt) and Monazite (mon). **B)** Inclusions of zircons (Zr) in the sapphirine (Sap). **C)** Zircon crystal trapped in the sapphirine (sap). **D)** Zircon crystal accreted to two monazite (mon) crystals in the sapphirine (sap).

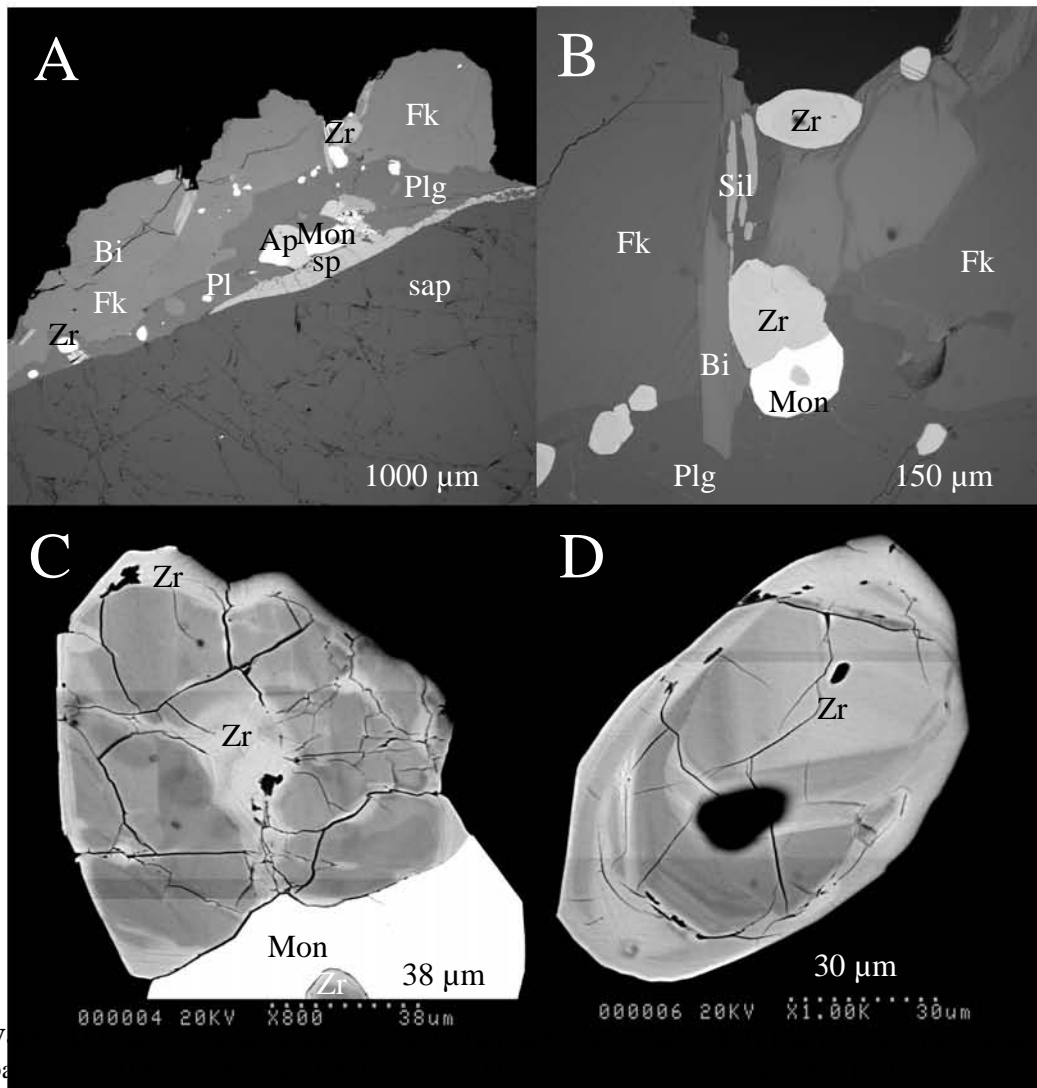


Figure V : Association de feldspas (Fk), plagioclase (Plg), apatite (Ap), monazite (Mon), spinelle de type hercynite (sp) et des minéraux accessoires comme le zircon (Zr), la monazite (Mon) et l'apatite (Ap). La bordure interne de la gangue contient du spinelle de type hercynite (sp). **B)** Zone de détail de la partie externe de la gangue montrant l'association anorthoclase (Fk), andésine (Pl), biotite (Bi), silicate d'alumine (Sil), zircon (Zr) et monazite (Mo). **C)** Association zircon zoné (Zr) et monazite (Mon). **D)** Zircon zoné (Zr) à texture de croissance complexe.

V-2-2 La composition chimique des saphirs

La plupart des saphirs présentent une gamme étendue de couleurs qui n'est pas distribuée de façon homogène dans chaque cristal. Les cristaux monochromes sont rares et les zonages fréquents. La composition chimique de 155 saphirs de la région d'Antsiranana et de Nosy Be ont été analysés à la microsonde électronique avec des temps de comptage très longs qui nous ont permis d'obtenir des limites de détection très basses pour les éléments analysés (en ppm): Ti = 22, V = 22, Cr = 25, Ga = 43 (voir en Annexes l'ensemble des analyses).

Echantillon	couleur	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ZnO	Ga ₂ O ₃	FeO	Total
AMBONDROMIFEHY										
ambo11-pt2	incolore	98.245	0.000	0.0150	0.000	0.000	0.000	0.025	0.961	99.25
ambo3-3-pt1	incolore	99.173	0.000	0.0280	0.001	0.000	0.000	0.052	0.640	99.89
ambo11-pt4	blanc laiteux	98.010	0.000	0.0200	0.000	0.000	0.000	0.022	0.964	99.02
ambo5-pt6	blanchâtre	99.212	0.000	0.0070	0.002	0.000	0.001	0.044	1.169	100.44
ambo10-1	verdâtre	99.160	0.000	0.0310	0.000	0.000	0.000	0.024	0.722	99.94
ambo6-2	vert bleu	99.429	0.004	0.0590	0.001	0.019	0.002	0.050	0.506	100.07
ambo4-2	bleu clair	98.761	0.000	0.0920	0.001	0.000	0.000	0.033	0.830	99.72
ambo6-2a	bleu clair	99.198	0.000	0.1290	0.003	0.015	0.001	0.049	0.549	99.94
ambo14-2	bleu foncé	98.310	0.000	0.2180	0.005	0.000	0.001	0.037	1.199	99.77
ambo4-1-pt4	bleu foncé	99.226	0.000	0.1260	0.001	0.000	0.001	0.076	0.643	100.07
ambo12-3-pt6	bleu violacé	98.297	0.000	0.0060	0.002	0.072	0.004	0.012	0.404	98.80
ambo2-1-pt1	jaune	98.418	0.000	0.0180	0.000	0.000	0.000	0.075	1.121	99.63
ambo2-3-pt4	jaune	98.763	0.000	0.0010	0.000	0.001	0.000	0.026	0.836	99.63
ambo6-2b	rosé	99.198	0.000	0.1290	0.003	0.015	0.001	0.049	0.549	99.94
ambo7-pt8	orangé	96.661	0.000	0.0170	0.000	0.000	0.004	0.050	1.523	98.26
NOSY BE										
NBS9-2-pt1	incolore	99.299	0.003	0.075	0.006	0.002	0.000	0.020	0.799	100.20
NBS9-2-pt6	incolore	99.089	0.000	0.014	0.002	0.000	0.000	0.021	0.719	99.84
NBS10-1-pt3	bleu sombre	99.14	0.000	0.091	0.000	0.000	0.000	0.044	0.462	99.74
NBS10-1-pt2	gris	99.414	0.000	0.070	0.002	0.000	0.000	0.042	0.448	99.98
NBS11-3pt2	bleu ciel à laiteux	99.616	0.000	0.004	0.002	0.001	0.000	0.029	0.568	100.22
NBS11-3pt5	gris verdâtre	99.873	0.000	0.004	0.002	0.003	0.000	0.029	0.559	100.47
NBS11-3pt6	bleu vert	98.451	0.008	0.107	0.000	0.094	0.000	0.062	0.700	99.42
NBS9-3	incolore à verdâtre	99.227	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.031	0.582	99.84
NBS9-4	verdâtre	98.009	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.037	0.967	99.02

Tableau V- 8: Analyses représentatives de la compositions chimique (en % poids) des saphirs colorés des districts à corindon d'Antsiranana et de Nosy -Be.

Dans les deux districts miniers d'Ambondromifehy et de Nosy Be, les différentes couleurs de saphirs qui furent analysées sont les suivantes : incolore, blanc laiteux, blanc laiteux à opaque, gris, bleu vert à verdâtre, bleu clair, bleu foncé, bleu violacé, rosé, jaune et orangé. Les compositions chimiques représentatives des saphirs sont présentées dans le **Tableau V-8**.

Les saphirs incolores ou transparents ne sont pas chimiquement purs (Al_2O_3). Il n'existe pas de leucosaphirs. Les saphirs contiennent du fer (Fe), du titane (Ti), du gallium (Ga) et du chrome (Cr). Ils ne contiennent ni magnésium (Mg), ni vanadium (V). Les éléments chromophores sont principalement le Fe et le Ti. Certains saphirs peuvent présenter des concentrations en Cr qui peuvent atteindre 1680 ppm dans les saphirs rosés (**Tableau V-8**).

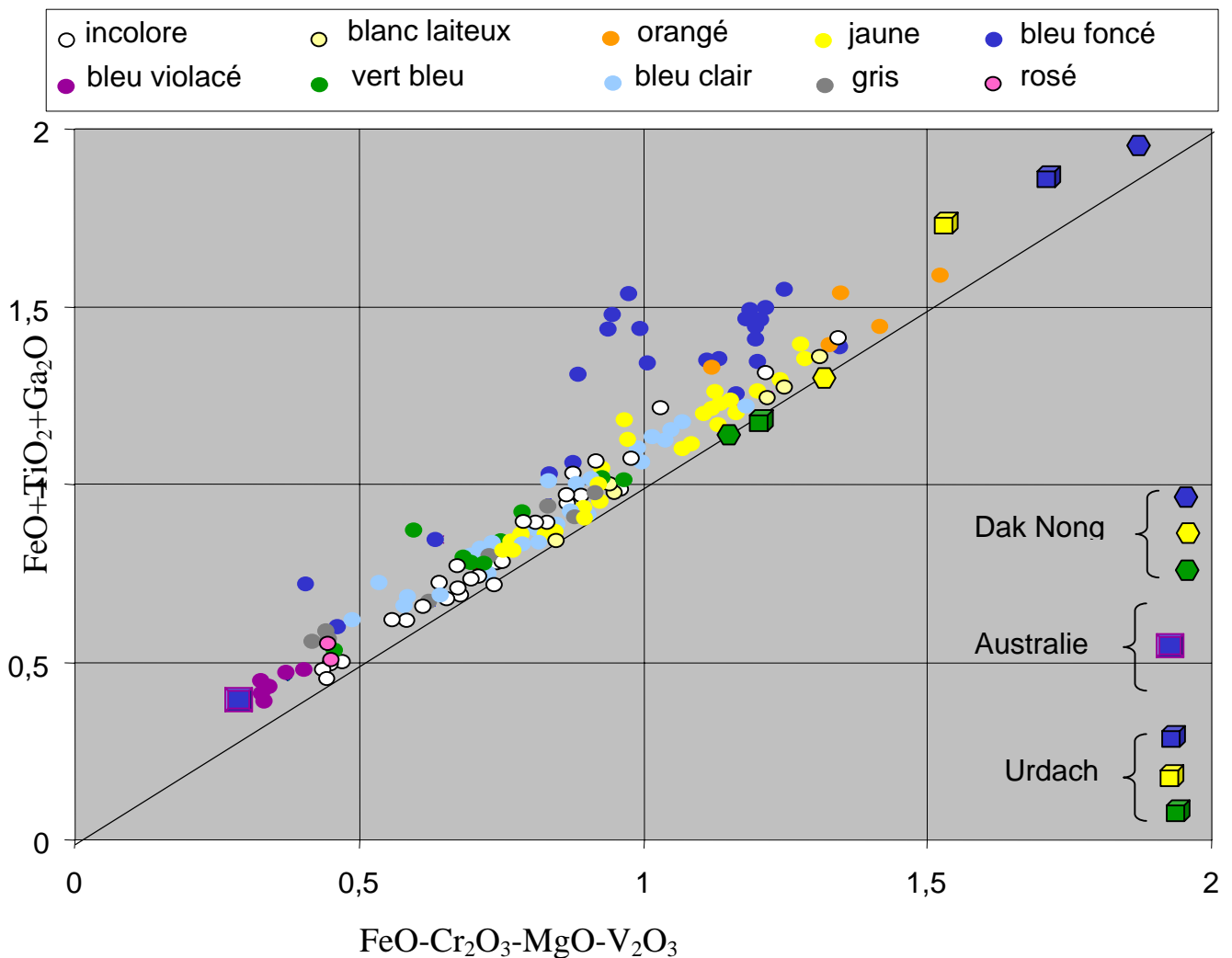


Figure V-14: Diagramme $\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$ qui montre la répartition chimique des différents types de couleur discriminés pour les saphirs de Nosy Be et d'Antsiranana. Les saphirs des deux provinces possèdent des compositions chimiques identiques. Par comparaison, nous avons reporté les points représentatifs des saphirs bleu-vert-jaune du gisement de Dak Nong (Viêt-nam; *Pham Van et al., 2004*), un saphir bleu d'Australie et des saphirs bleu, vert et jaune de la syénite d'Urdach des Pyrénées (France). Analyses obtenues au cours de ce travail (voir Annexes).

Le diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ (**Figure V-14**) montre la répartition de l'ensemble des compositions chimiques des saphirs colorés et polychromes de la région Nord. Ce diagramme met en évidence la grande dispersion en fer de ces saphirs notamment pour les saphirs incolore à transparent ($0,5 < \text{FeO} < 1,4$ % poids, avec une valeur moyenne $\text{FeO} = 0,8 \pm 0,2$ % poids; $n= 34$) et les saphirs bleu clair ($0,6 < \text{FeO} < 1,4$ % poids, avec une valeur moyenne $\text{FeO} = 0,9 \pm 0,2$ % poids; $n= 27$). Les saphirs blanc laiteux possèdent des teneurs en Fe élevées ($0,9 < \text{FeO} < 1,3$ % poids, avec une valeur moyenne $\text{FeO} = 1,2 \pm 0,2$ % poids; $n= 11$). Les saphirs jaune et orangé sont également riches en FeO avec des valeurs respectives comprises entre 0,8 et 1,4 % poids (moyenne $\text{FeO} = 1,1 \pm 0,2$ % poids; $n= 30$), et entre $1,5 < \text{FeO} < 1,6$ % poids (moyenne $\text{FeO} = 1,5 \pm 0,2$ % poids; $n= 4$).

Quant aux saphirs bleu violacé, rosé et certains saphirs verdâtres, ils présentent de basses teneurs en fer, respectivement comprises, pour le bleu violacé entre 0,45 et 0,51 % poids (FeO moyenne = $0,5 \pm 0,02$ % poids; $n= 5$), pour le rosé entre 0,5 et 0,67 % poids ($n= 2$) et le verdâtre entre 0,53 et 1,07% poids (FeO moyen = $1,00 \pm 0,14$ % poids; $n=11$). Pour l'ensemble des ces saphirs, les teneurs en titane sont faibles et comprises entre 0,01 et 0,1% poids. Les saphirs bleu violacé, rosé, et certains saphirs verdâtres et bleu clair ont des valeurs calculées très basses pour le paramètre $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ (**Figure V-14**). Ces valeurs résultent de la présence d'une quantité non négligeables de chrome: pour le saphir rosé, les teneurs en Cr_2O_3 sont comprises entre 120 et 170 ppm, pour le saphir bleu violacé entre 510 et 680 ppm, et pour certains saphirs verdâtres entre 450 et 620 ppm, et enfin pour le saphir bleu clair entre 150 et 190 ppm.

Le diagramme de la **Figure V-15** met aussi en évidence que la totalité des saphirs bleu foncé possèdent des teneurs en Fe élevées qui sont comprises entre 0,46 et 1,34 % poids (FeO moyen = $1,15 \pm 0,25$ % poids; $n= 24$) mais également en Ti entre 0,04 et 0,8 % poids. Certains saphirs bleu clair et bleu verdâtre possèdent des valeurs en Ti supérieures à 0,1 % poids (**Figure V-15**). Cette figure montre que l'ensemble de la composition chimique des saphirs bleu foncé, bleu clair et bleu vert à verdâtre s'inscrivent dans une gamme de valeur de Fe_2O_3 similaires c'est-à-dire comprise entre 0,5 et 1,5 % poids. Pour les saphirs bleu clair et verdâtre la teneur en Ti est comprise entre 0,01 et 0,1 % poids alors que pour les saphirs bleu foncé, les teneurs sont généralement supérieures à 0,1 % poids. Pour les saphirs bleu foncé, une tendance chimique verticale se dessine dans le diagramme: en effet pour une teneur en Fe_2O_3 moyenne de $1,20 \pm 0,2$ % poids ($n=14$), la teneur en TiO_2 augmente de 0,05 à 0,8 % poids et le saphir prend une couleur bleu nuit pour des valeurs supérieures à 0,2 % poids.

V-2.2-1 Les saphirs bleu clair et vert bleu à verdâtre

Ils possèdent les mêmes teneurs en Fe et Ti (**Figures V-14 et 15**) même si ces saphirs présentent très généralement des zonages de vert clair à bleu clair et verdâtre. Comme nous l'avons déjà remarqué auparavant, certains saphirs verdâtre et bleu clair peuvent présenter des teneurs en chrome non négligeables (jusqu'à 680 ppm) mais ceci n'est pas le cas général.

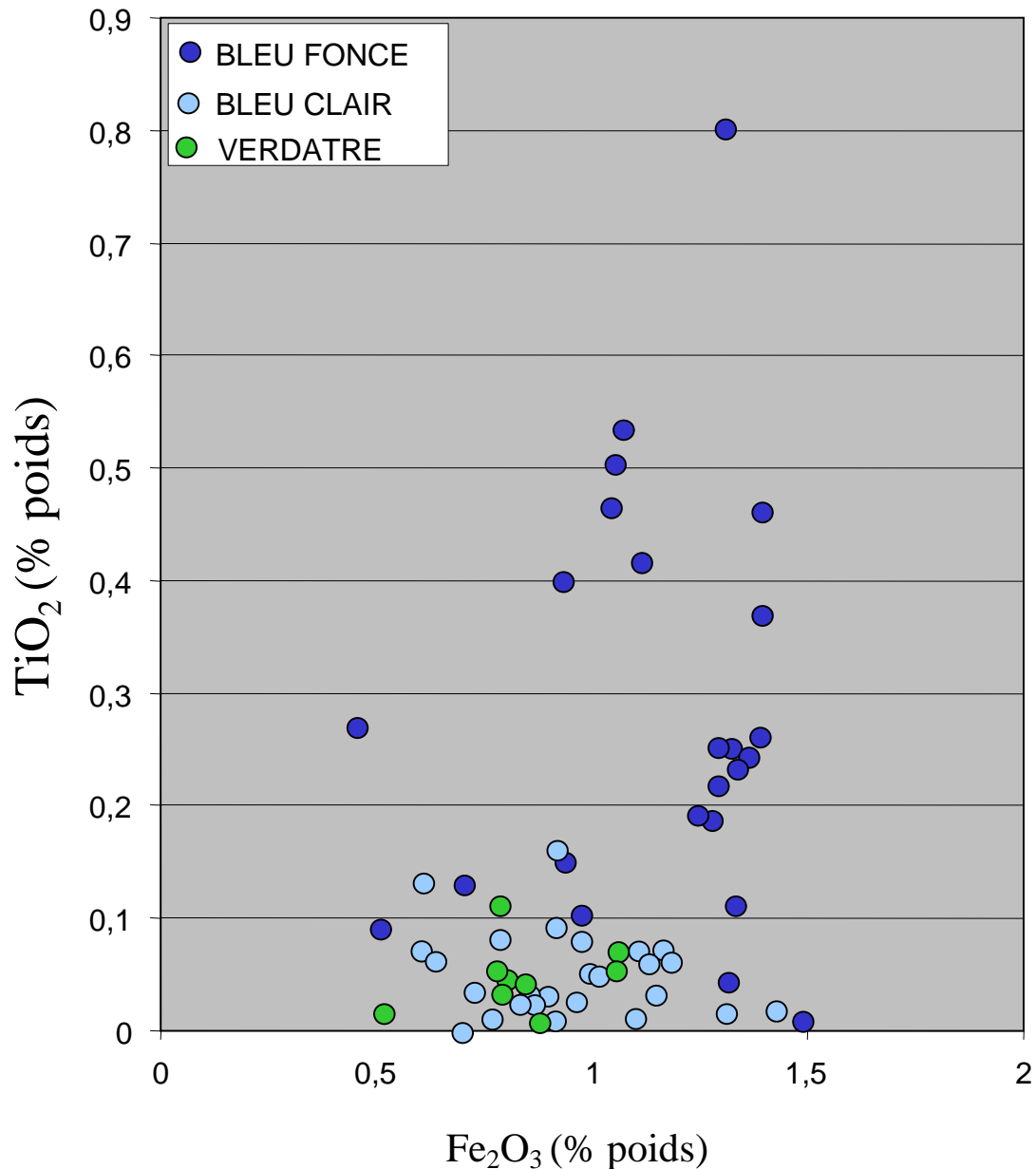


Figure V-15: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) qui montre la répartition chimique des saphirs de couleur bleu clair, bleu foncé et bleu vert à verdâtre de Nosy Be et d'Antsiranana. Les teneurs en fer sont comprises entre 0,5 et 1,5% poids. La composition chimique des saphirs bleu foncé s'enracine dans celle des saphirs bleu clair et bleu vert mais pour des teneurs en TiO_2 supérieure à 0,2% poids, le saphir bleu s'enrichit en titane (jusqu'à 0,8% poids) et une teneur moyenne d'environ 1,2% poids en Fe_2O_3 .

Le gallium n'est pas un élément chromophore pour les saphirs. Les teneurs en Ga_2O_3 varient modérément et elles sont comprises entre 146 et 515 ppm. Les saphirs incolore, blanc laiteux, gris, bleu violacé, verdâtre et bleu clair ont des teneurs comprises entre 146 et 338 ppm. Les saphirs bleu foncé ont une teneur moyenne de 480 ppm, les saphirs jaune de 450 ppm, les saphirs orangés de 485 ppm et les saphirs rosés riches en chrome, une valeur moyenne de 515 ppm.

V-2.2-2 Les saphirs incolore, laiteux, gris, bleu violacé, rose, orangé et jaune

La **Figure V-16** met en évidence que l'intervalle de valeurs pour le fer (exprimées en Fe_2O_3 % poids) des saphirs incolore, laiteux, et de couleur gris, bleu violacé, rose, orangé et jaune, se superpose à l'intervalle de valeurs en fer des autres saphirs colorés (**Figure V-15**). Par contre, la teneur en TiO_2 de ces saphirs est très faible et pour la majeure partie inférieure à 300 ppm. Les saphirs bleu violacé et rosé ont de très faibles teneurs en Ti qui sont comprises entre 80 et 100 ppm. Par contre, ils contiennent du chrome.

Les saphirs jaunes et orangés définissent une suite de saphirs qui s'enrichit progressivement en fer en allant du jaune ($0,85 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,43$ % poids) à l'orangé ($1,50 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,69$ % poids), mais avec des teneurs en TiO_2 plus élevées pour certains saphirs orangés (jusqu'à 1600 ppm). L'étude chimique des saphirs colorés d'Antsiranana et de Nosy Be a mis en évidence que le fer et le titane sont les chromophores majeurs pour les différentes couleurs observées. Le fer est l'élément majeur des saphirs. Les saphirs incolores contiennent jusqu'à 1,49 % poids de FeO . De même, les saphirs blanc laiteux sont riches en fer (0,99 à 1,38 % poids). Les saphirs jaunes et laiteux sont très riches en fer (valeur maximale = 1,43 % poids). La variation de la tonalité dans la couleur des saphirs jaunes dépendra du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans la structure cristalline comme l'a démontré l'étude des spectres d'absorption de ces saphirs (*Schwarz et al, (2000)*; **Figure V-2**). Ainsi, le fer est l'élément chromophore prédominant et la proportion de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans la structure associé à la quantité de Ti ou de Cr disponible déterminera la couleur finale dominante du cristal ou de la tonalité de couleur du saphir polychrome (vert bleu, verdâtre, bleu vert, etc...). Le chrome est l'élément chromophore avec le fer pour les saphirs rosé, bleu violacé et certains saphirs bleu vert à verdâtre et bleu clair. La **Figure V-14** montre pour comparaison un saphir "basaltique" australien de couleur bleu qui se trouve dans le domaine des saphirs bleu violacé d'Antsiranana. Les deux types de saphirs possèdent des teneurs en Fe_2O_3 faibles respectivement 0,32 % poids pour le saphir australien et 0,46 % poids pour le saphir malgache mais avec pour chacun des teneurs respectives en Cr_2O_3 comprises entre 550 et 660 ppm.

La couleur du saphir bleu foncé est reliée à la quantité de Ti disponible dans le liquide nourricier quelque soit la teneur en fer. La **Figure V-15** a montré que la teneur en Fe_2O_3 du

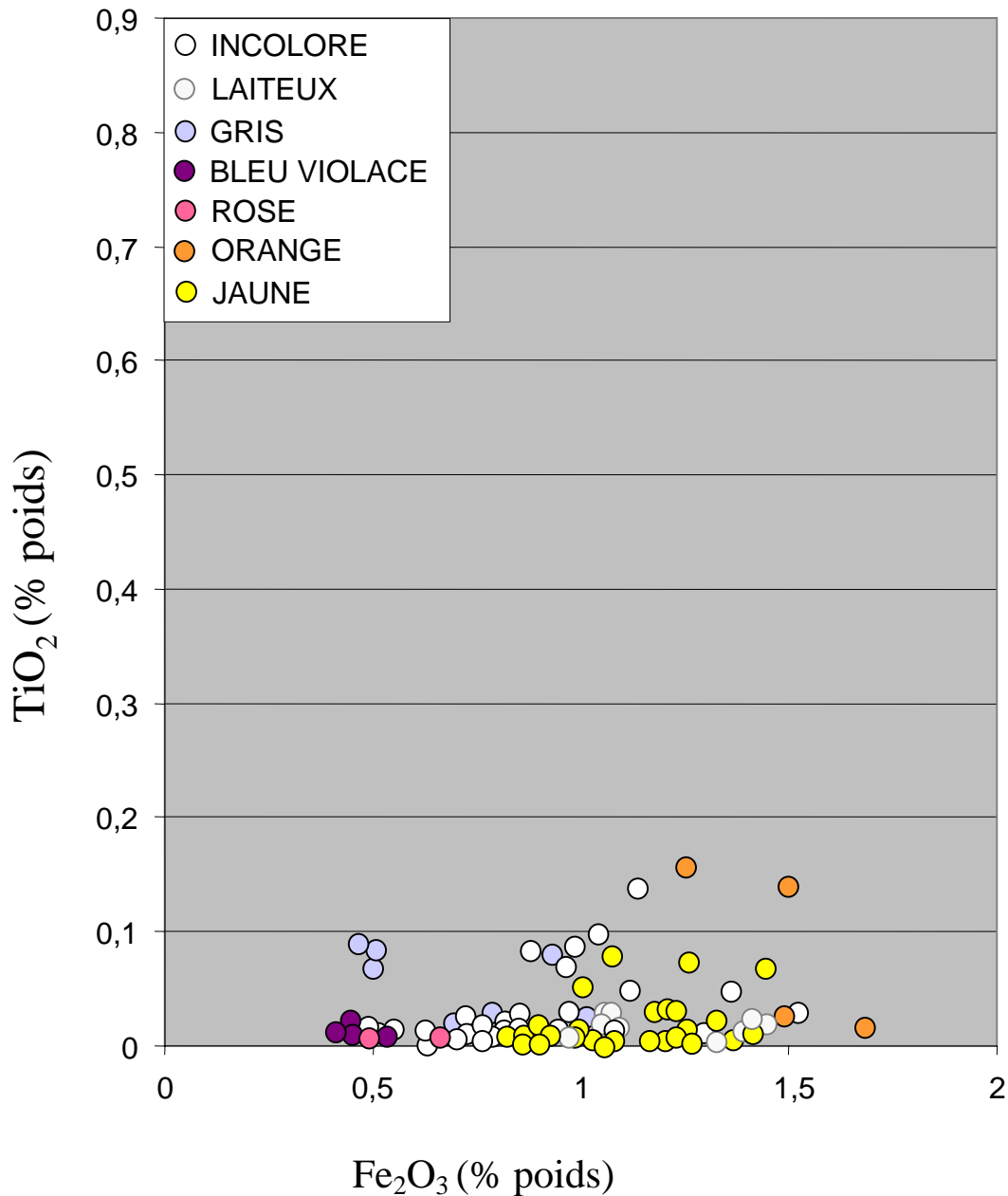


Figure V-16: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) qui montre la répartition chimique des saphirs incolores, laiteux, et de couleur gris, bleu violacé, rose, orange et jaune d'Antsirananana et de Nosy Be.

saphir bleu foncé était comprise entre 0,5 et 1,5 % poids mais que pour des teneurs en titane supérieures à 0,2 % poids la couleur bleu nuit était plus prononcée.

D'une manière générale, le saphir bleu est relié à la présence de fer (forte quantité de fer pour les bleu nuit: $1,0 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,5$ % poids et de titane, parfois du chrome surtout pour le saphir

bleu violacé et parfois pour le saphir bleu clair. Pour le saphir jaune, le fer est un élément dominant ($0,85 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,43$ % poids) et le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans la structure sera un élément clé pour définir la tonalité finale du cristal. Quant au saphir vert, les quantités de fer ($0,53 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,07$ % poids) sont toujours inférieures à celles des saphirs jaunes. Ainsi, pour une diminution progressive des valeurs en fer la succession de couleur sera le bleu puis le jaune et enfin le bleu vert à verdâtre. Une telle variation de couleur en fonction de la teneur en fer est mise également en évidence pour d'autres types de saphirs colorés comme ceux de la syénite d'Urdach dans les Pyrénées françaises (*Pin et al., 2006*) et les saphirs de Dak Nong au Viêt-nam (*Garnier et al., 2005*): ainsi, le fer est l'élément chromophore majeur pour les saphirs bleu-vert et jaune en environnement basaltique.

V-3 LES SAPHIRS ET LES RUBIS DE LA REGION EST DE MADAGASCAR : ZONES MINIERES DE VATOMANDRY

V-3.1 Les caractéristiques minéralogiques

V-3.1-1 La couleur et les caractéristiques gemmologiques des corindons bruts

Les corindons des zones minières de Vatomandry se localisent dans des placers et paléoplacers (**Figure IV-13**). Actuellement, seuls les placers de rivières sont exploités et il existe des placers à rubis, des placers à saphirs et des placers mixtes (voir chapitre IV).

Schwarz et Schmetzer (2001) ont étudié quelques rubis provenant de ce district minier mais sans localisation précise. Les rubis sont généralement de couleur homogène, de couleur rouge à rouge brun, et parfois rouge violacé. Ils sont généralement arrondis mais ils peuvent présenter des formes prismatiques courtes et des formes pseudo-hexagonales suivant le pinacoïde $c = \{0001\}$. Leur taille varie du mm à 3 cm, et ils sont très souvent transparents à translucides et de qualité gemme. La densité est comprise entre 3,99 et 4,40 et la biréfringence est de 0,008. Certains rubis présentent une fluorescence rouge vif aux radiations UV de courte longueur d'onde. Les saphirs sont de couleur vert, bleu clair à bleu violacé et incolore. La couleur verte est prédominante. Les cristaux ont tout comme les rubis, une taille variant du mm à 3 cm et ils ont subi l'effet mécanique du transport fluvial. Ce sont généralement des cristaux très émoussés et luisants.

V-3.1-2 Les inclusions minérales associées aux rubis et saphirs

Les inclusions solides ont été déterminées sous le microscope optique et au Microscope Electronique à Balayage (MEB) Hitachi 2500 et S-4800 à l'Université Henri Poincaré de Nancy I.

La nature chimique des inclusions a été déterminée à partir de l'analyse des spectres EDS obtenus au MEB. Les résultats sont reportés dans le **Tableau V-9**.

RUBIS DE VATOMANDRY		SAPHIRS DE VATOMANDRY	
<i>Couleur</i>	<i>Type d'inclusions</i>	<i>Couleur</i>	<i>Type d'inclusions</i>
Rouge	Rutile*	Vert	Pyrochlore
	Silicates d'alumine		Bétafite
	Hématite		Tantalite
	Phlogopite		Ferrocolumbite
	Zircon*		Ilménite
	Talc		Hématite
	Pentlandite		Pyrrhotite
			Spinelle
Rose	Rutile		Amphibole
	Zircon		Anorthite
Brun rouge	Zircon		Chalcopyrite
	Rutile	Incolore	Pyrrhotite
	Ilménorutile		Cavités fluides
	Ilménite		Rutile
	Sillimanite		Silicates d'alumine
	Titanite		Feldspath potassique
	Feldspath plagioclase		Anorthite

* solide également identifié par Schwarz et Schmetzer (2001)

Tableau V-9: Inclusions solides répertoriées dans les rubis et les saphirs du district minier de Sahanonoka dans la région de Vatomandry.

V-3.1-2.1 Les inclusions dans les rubis

Les inclusions les plus communes rencontrées dans les rubis du placier de Sahanonoka sont le rutile et le zircon (**Figures V-17, 18 et 19**). Ces deux inclusions avaient déjà été identifiées sous le microscope de gemmologie par *Schwarz et Schmetzer (2001)*. Le rutile présente des inclusions d'ilménite formées par de très fines lamelles ou baguettes d'exsolution (**Figure V-17E**), et des lamelles d'hématite (**Figure V-18E**). L'ilménite, l'ilménorutile et l'hématite se rencontrent fréquemment en inclusions dans les rubis (**Figures V-17C et F**). Par ailleurs, des cavités d'inclusions fluides à minéraux fils de rutile ont également été identifiées dans les rubis (**Figure V-19C**). Le zircon est omniprésent dans les cristaux de rubis (**Figure V-19A**). Il présente généralement des habitus ovoïdes (**Figures V-17D, G et H**) et il

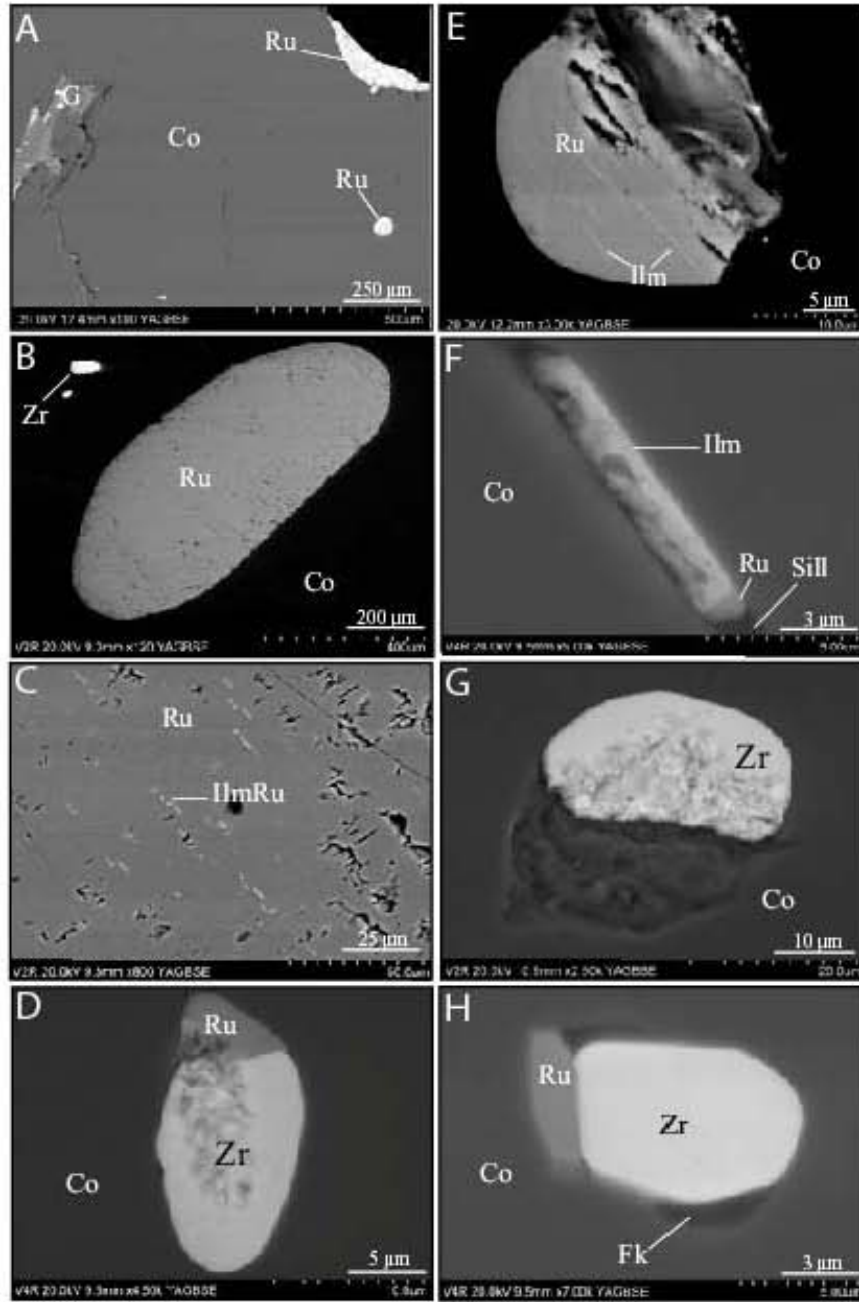


Figure V-17: Les inclusions minérales observées dans les corindons (Co) en particulier les rubis de couleur rouge à rouge brunâtre de Sahanonoka (district de Vatoman-dry, région est de Madagascar). Observations réalisées au MEB. **A):** plage de rubis (Co) à inclusions de rutile (Ru). Une cavité qui recoupe le rubis est remplie par la gangue sédimentaire provenant du paléoplacer (G). **B):** Inclusions de rutile (Ru) à forme ovoïde et de zircon (Zr). **C)** Exolutions en fines lamelles d'ilménorutile (IlmRu) dans un rutile (Ru). **D):** Association de zircon (Zr) et de rutile (Ru). **E):** Rutile (Ru) renfermant des lamelles d'ilménite (ilm). **F):** Plage de rubis (Co) à inclusions de rutile (Ru) et d'ilménite (Ilm) qui sont associées à un silicate d'alumine (Sill). **G)** Inclusion de forme ovoïde de zircon. **H)** Association de rutile (Ru), de zircon (Zr) et de feldspath potassique (Fk)

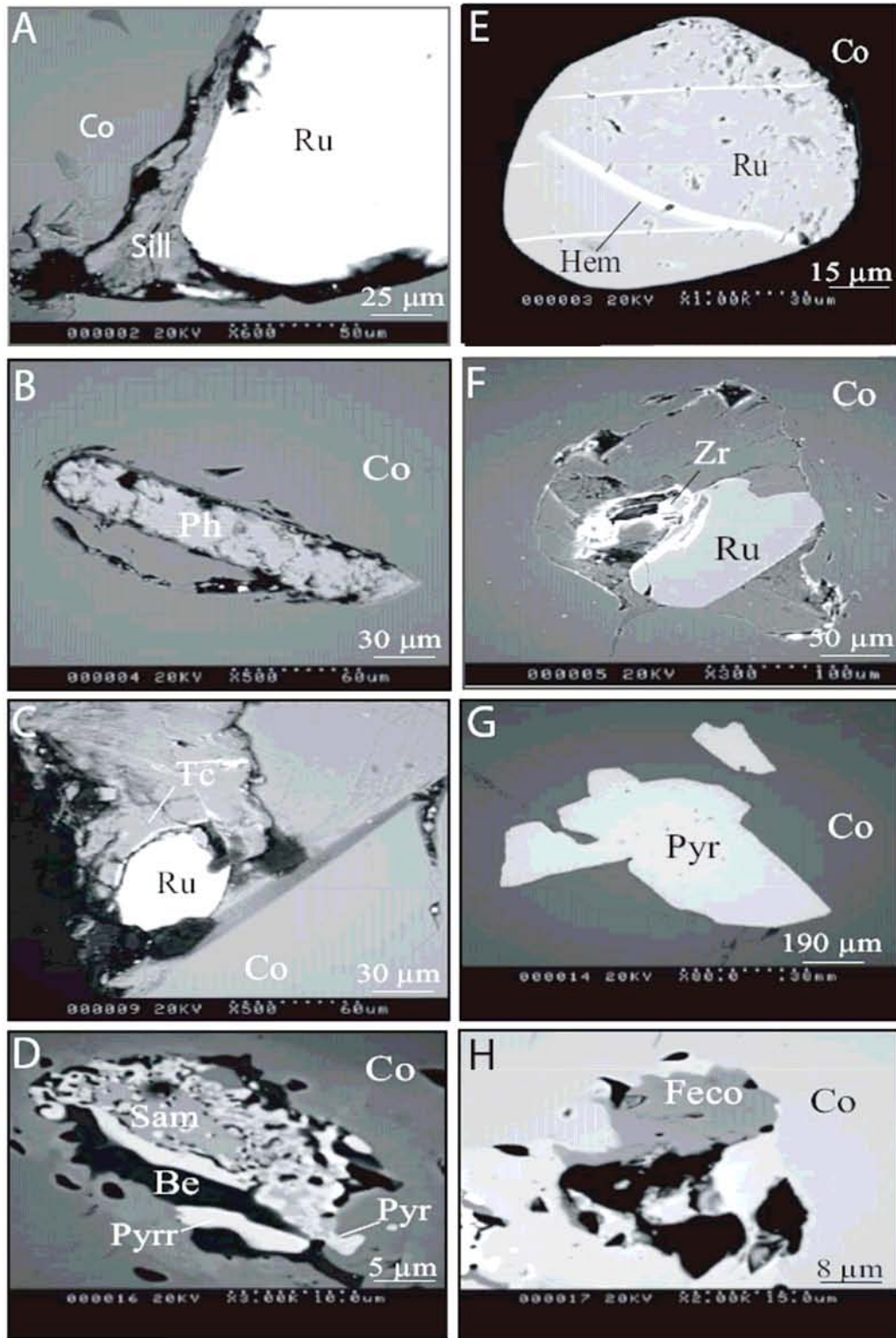


Figure V-18: Les inclusions rencontrées dans les corindons (Co), notamment dans les rubis et les saphirs verts de Sahanonoka (district de Vatamandry, région est de Madagascar). Observations réalisées au MEB. **A):** Association d'un silicate d'alumine (Sill) avec du rutile (Ru) sur la bordure d'un cristal de rubis (Co). **B):** Cristal allongé de phlogopite (Ph) dans un rubis (Co). **C):** Association de rutile (Ru) et de talc (Tc) dans un rubis. **D):** Association bétafite (Be), samarskite (Sam) et pyrochlore (Pyr) dans un saphir vert (Co). **E):** Cristal de rutile (Ru) subhexagonal dans le rubis (Co); ce rutile contient de fines lamelles d'hématite (Hem). **F):** Plage de rubis (Co) qui montre l'association rutile (Ru) et zircon (Zr). **G)** Cristal de pyrochlore (Pyr) dans un saphir vert (Co). **H)** La ferrocolumbite (Feco) en inclusion dans une plage de saphir vert (Co).

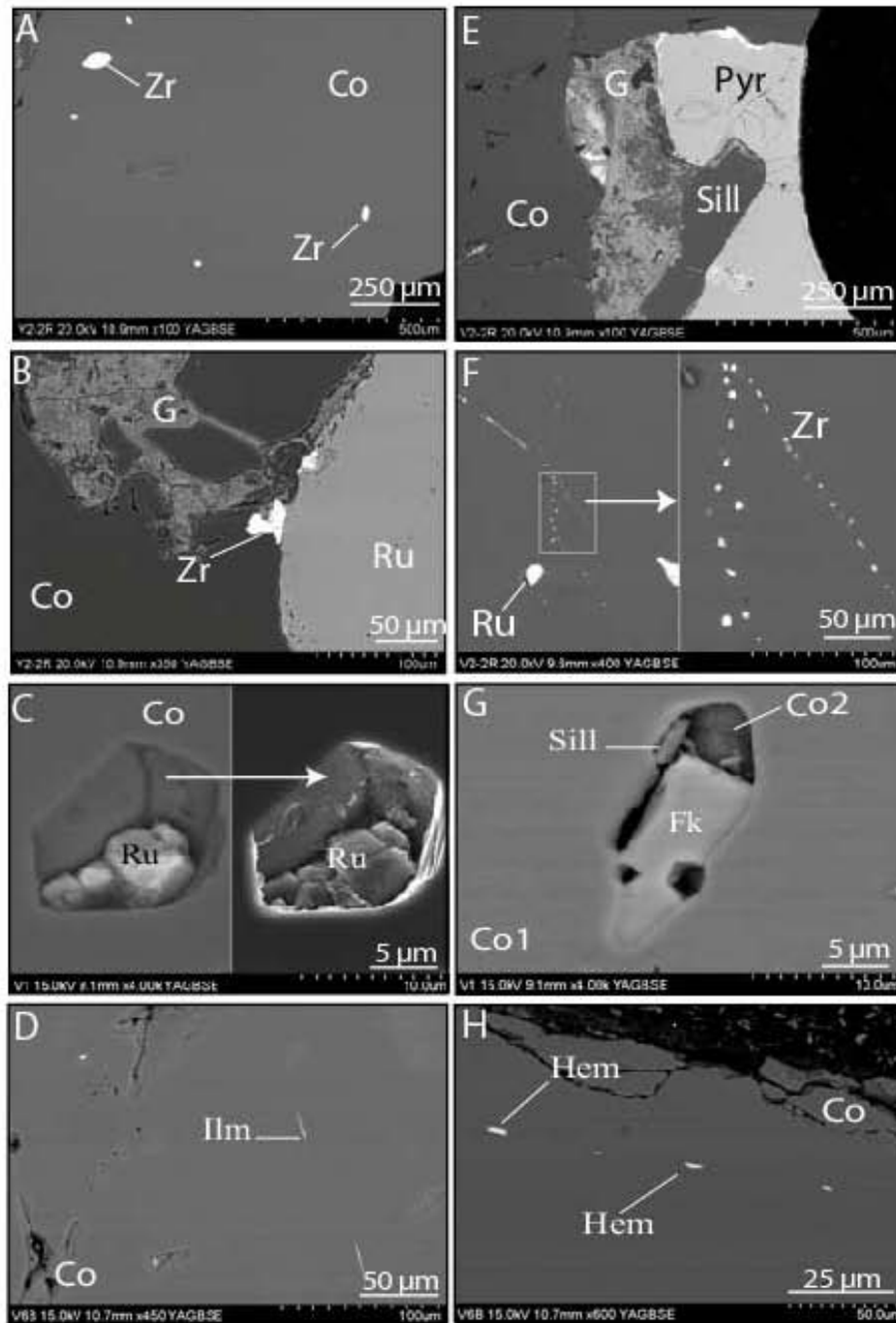


Figure V-19: Les inclusions rencontrées dans les rubis et les saphirs de Sahanonoka (district de Vatoman-dry, région est de Madagascar). Observations réalisées au MEB. **A):** Zircons (Zr) inclus dans le rubis (Co). **B):** Rutile (Ru) et zircon (Zr) inclus dans le rubis. Remplissage d'une fracture qui recoupe le rubis par de la gangue sédimentaire provenant du paléoplacer (G). **C):** Cavité d'inclusion fluide piégée par le rubis (Co) et remplie par du rutile (Ru). Image de gauche en électrons rétro-diffusés. **D):** Fines lamelles d'ilménite (Ilm) formées dans un saphir vert (Co). **E):** Bordure d'un cristal émoussé de saphir incolore (Co) qui contient du pyrochlore (Pyr) et un silicate d'alumine (Sill). Ces deux minéraux sont cimentés par la gangue du placer (G). **F):** Rutile (Ru) associé à des zircons (Zr) alignés suivant des plans de fractures cicatrisés dans une plage de saphir vert (Co). **G):** Association silicate d'alumine (sill)-feldspath potassique (Fk) et corindon (Co2) dans une cavité d'inclusion fluide piégée par un saphir vert (Co1). **H):** Lamelles d'hématite dans un saphir vert (Co).

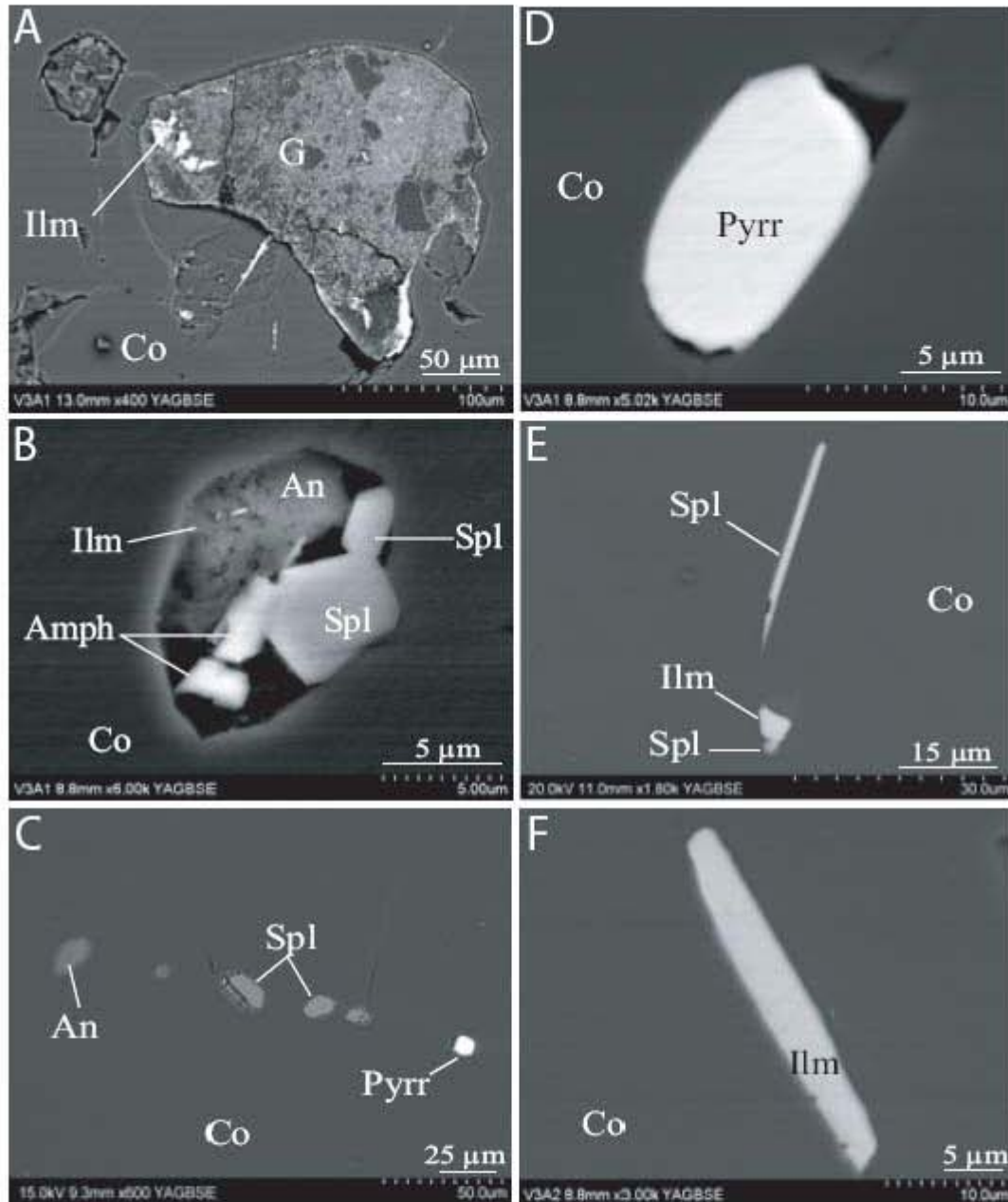


Figure V-20: Les inclusions observées dans les saphirs verts (Co) de Sahanonoka (district de Vatondry, région est de Madagascar). **A):** La gangue métasédimentaire (G) constituée par de l'argile et de l'ilménite (Ilm) remplit une cavité de dissolution dans un saphir vert (Co). **B):** Association minérale rencontrée dans une cavité d'inclusion fluide du saphir vert (Co): ilménite (Ilm), anorthoclase (An), amphibole (Amph) et spinelle (Spl) en forme de tablette hexagonale. **C):** Plage à saphir qui contient de l'anorthoclase (An), du spinelle (Spl) et de la pyrrhotite (Pyrr). **D):** Pyrrhotite (Pyrr) qui a favorisé la formation de cavités fluides dans un saphir vert (Co). **E):** Spinelle en forme de bâtonnet (Sp) et ilménite associée à du spinelle en inclusions dans un saphir vert (Co). **F):** Cristal allongé d'ilménite (ilm) dans un saphir vert (Co).

forme soit des cristaux isolés soit des groupements de cristaux. Il est généralement associé au rutile (**Figures V-17D et V-19B**) ou au feldspath potassique (**Figure V-17H**). Les autres minéraux observés dans le rubis (**Tableau V-9**) sont notamment le talc (**Figure V-18C**), la phlogopite (**Figure V-18B**) et des silicates d'alumine (**Figure V-18A**).

V-3.1-2.2 Les inclusions dans les saphirs

Le zircon et la pyrrhotite sont les minéraux les plus fréquents dans les saphirs (**Figures V-20C et D**). Les niobiotantalates sont des minéraux caractéristiques des saphirs de Vatomandry (**Tableau V-9**): ce sont le pyrochlore (**Figures V-18D, G et V-19E**), la bétafite et la samarskite (**Figure V-18D**), la tantalite, la ferrocolombite (**Figure V-18H**) qui ont été déterminés à partir des spectres EDS obtenus au MEB (voir Annexes). Les autres minéraux rencontrés sont le spinelle (**Figures V-20B, C et E**), l'ilménite (**Figures V-17F, V-19D et V-20F**), l'hématite (**Figure V-19H**) et des silicates d'alumine (**Figure V-19E**). Dans les cavités d'inclusions fluides, les associations minérales rencontrées sont le feldspath potassique (**Figure V-19G**) et l'anorthite (**Figures V-20B**). Le feldspath potassique est associé au corindon et à un silicate d'alumine dans une des cavités (**Figures V-19G**) témoignant de la présence d'un fluide alcalin lors du dépôt du saphir (origine magmatique). Dans une autre cavité, l'anorthite est associée à l'amphibole et au spinelle (**Figures V-20B**), témoins d'une paragenèse métamorphique.

V-3.1.3 La composition chimique des inclusions associées aux corindons

L'identification chimique des phases minérales a été réalisée au MEB à partir des spectres EDS (voir en Annexes). Les sections polies contenant les phases minérales à Nb-Ta-Ti ont été malencontreusement repolies et les inclusions ont disparu. Les analyses chimiques des autres minéraux fréquemment rencontrés dans les corindons sont présentées dans les **Tableaux V-10 à V-13**: (i) les rutilles se rencontrent dans les saphirs et les rubis. Leur composition chimique est présentée dans les **Tableaux V-10 et 11**. Le rutile associé au rubis est plus riche en Al_2O_3 ($0,1 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 0,5$ % poids) et Nb_2O_5 ($0,14 < \text{Nb}_2\text{O}_5 < 0,16$ % poids) que celui inclus dans le saphir. Par contre, la teneur en FeO est plus élevée pour le rutile inclus dans les saphirs ($0,12 < \text{FeO} < 0,42$ % poids); (ii) la composition chimique d'une ilménite incluse dans un saphir vert est reportée dans le **Tableau V-12** et reportée dans le diagramme de la **Figure V-21**; (iii) le zircon est omniprésent dans les saphirs et les rubis des placers de Vatomandry. Les compositions chimiques sont reportées dans le **Tableau V-13**.

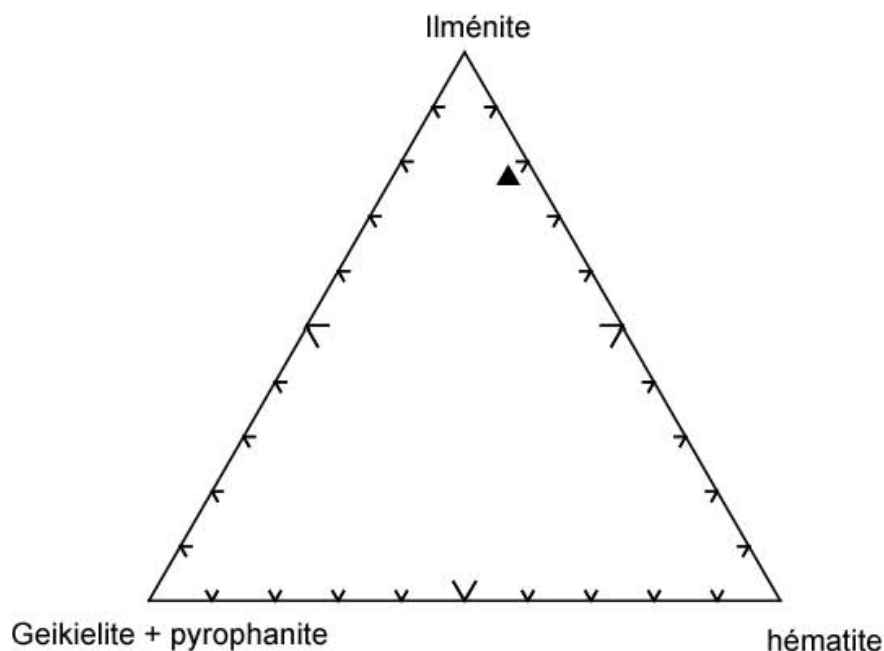


Figure V-21: Diagramme triangulaire Geikiélite + pyrophanite - ilménite - hématite où est reportée l'analyse d'une ilménite analysée dans un saphir vert de Sahanonoka (cf. Tableau V-12).

V-3-2 La composition chimique des corindons

Dans le district minier d'Ambodilalona et plus précisément dans le secteur de Sahanonoka, les différentes couleurs des corindons qui ont été analysées sont les suivantes : pour les saphirs, l'incolore, le bleu à bleu violacé et le vert; pour les rubis, le rouge, le rouge violacé, le rose et le brun rouge. Les compositions chimiques représentatives de ces saphirs et rubis sont présentées dans le **Tableau V-14**.

V-3-2.1 Les rubis

Les rubis présentent quatre colorations différentes qui se caractérisent par des teneurs en éléments traces variables (**Figure V-22**). Les chromophores responsables de la couleur rouge ou rosé du rubis sont le fer, le chrome et le vanadium. Les teneurs en fer des rubis sont toujours supérieures à celles en chrome et vanadium. Elles sont comprises entre 1500 et 8460 ppm.

saphir vert									
Echantillon	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5
Point d'analyse	7	8	9	10	16	12	13	14	17
TiO ₂	99,425	98,813	99,55	99,922	98,207	99,826	98,636	98,363	94,422
SnO ₂	0.000	0,066	0.000	0,015	0.000	0.000	0.000	0.000	0,029
ZrO ₂	0,034	0,044	0,104	0,016	0,006	0.000	0.000	0.000	0,101
HfO ₂	0,087	0,102	0,031	0,029	0,004	0,161	0.000	0.000	0,033
UO ₂	0.000	0.000	0,004	0,01	0,048	0,081	0,022	0,004	0.000
ThO ₂	0,002	0.000	0,021	0,028	0.000	0.000	0,060	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	0,014	0,039	0,026	0,025	0,030	0,01	0,001	0,06	0,079
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V ₂ O ₃	0,073	0,195	0,088	0,101	0,123	0.000	0,036	0.000	0,080
FeO	0,129	0,545	0,083	0,257	0,346	0,149	0,362	0,426	3,466
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0,070	0.000	0.000	0,018
MgO	0.000	0.000	0,019	0,019	0.000	0,002	0.000	0.000	0,029
CaO	0.000	0.000	0,008	0,013	0.000	0.000	0,015	0.000	0,01
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb ₂ O ₅	0,064	0,096	0,106	0,037	0,100	0,008	0,154	0,204	0,124
Ta ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0,004	0.000	0.000	0.000
Total	99,828	99,900	100,04	100,472	98,864	100,311	99,308	99,062	98,400
Si ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti ⁴⁺	0.997	0.993	0.997	0.997	0.996	0.998	0.996	0.995	0.976
Sn ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr ⁴⁺	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Hf ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
U ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Th ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ³⁺	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V ³⁺	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.001	0.006	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004	0.005	0.040
Mn ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb ⁵⁺	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Ta ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W ⁶⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-10: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des rutiles inclus dans les saphirs verts du placier de Sahanonaka.

rubis brun rouge				
Echantillon	V4-RR	V4-RR	V4-RR	V4-RR
Point d'analyse	24	18	22	23
TiO ₂	99.99	97.92	96.75	96.46
SnO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00
ZrO ₂	0.31	0.18	0.08	0.37
HfO ₂	0.03	0.05	0.06	0.00
UO ₂	0.02	0.07	0.01	0.00
ThO ₂	0.03	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.10	0.29	0.25	0.50
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.08	0.28	0.56	0.21
FeO	0.10	0.20	0.86	0.34
MnO	0.00	0.03	0.01	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb ₂ O ₅	0.15	0.14	0.16	0.16
Ta ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.80	99.17	98.77	98.13
Si ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti ⁴⁺	0.994	0.990	0.985	0.986
Sn ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr ⁴⁺	0.002	0.001	0.001	0.002
Hf ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
U ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Th ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ³⁺	0.001	0.005	0.004	0.008
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
V ³⁺	0.001	0.003	0.006	0.002
Fe ²⁺	0.001	0.002	0.010	0.004
Mn ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb ⁵⁺	0.001	0.001	0.001	0.001
Ta ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
W ⁶⁺	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-11: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des rutiles inclus dans les rubis du placier de Sahanonoka.

Echantillon	V6B
SiO ₂	0.05
TiO ₂	41.89
ZrO ₂	0.00
Al ₂ O ₃	2.75
Cr ₂ O ₃	0.00
Fe ₂ O ₃ calculé	18.98
V ₂ O ₃	0.33
FeO calc	35.60
MnO	0.22
MgO	1.07
CaO	0.00
ZnO	0.00
NiO	0.00
CoO	0.00
GeO	0.00
CuO	0.00
Total	100.88
Si	0.001
Ti	0.779
Zr	0.000
Al	0.080
Cr	0.000
Fe ³⁺	0.353
V	0.006
Fe ²⁺	0.736
Mn	0.005
Mg	0.039
Ca	0.000
Zn	0.000
Ni	0.000
Co	0.000
Ge	0.000
Cu	0.000
Geikielite	4.12
Pyrophanite	0.47
Ilmenite	76.95
Hematite	18.46

Tableau V-12: Analyse de la composition chimique (en % poids) d'une ilménite incluse dans un saphirs vert du placer de Sahanonoka.

Localisation	Sahanonoka			
	saphir	rubis		
Echantillon	V5	V4-RR	V1-R	V2-2R
Point d'analyse	15	25	30	44
Nb ₂ O ₅	0.00	0.02	0.00	0.00
Ta ₂ O ₅	0.19	0.24	0.20	0.22
P ₂ O ₅	0.35	0.20	0.25	0.03
SiO ₂	32.31	32.15	32.74	32.55
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00
ZrO ₂	65.02	64.67	65.16	65.86
HfO ₂	1.78	1.63	1.72	1.57
UO ₂	0.00	0.10	0.17	0.00
ThO ₂	0.00	0.01	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.13	0.35	0.13	0.05
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.02	0.09	0.00	0.04
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.81	99.46	100.37	100.33
Nb ⁵⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Ta ⁵⁺	0.002	0.002	0.002	0.002
P ⁵⁺	0.009	0.005	0.006	0.001
Si ⁴⁺	0.993	0.992	1.000	0.997
Ti ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr ⁴⁺	0.974	0.973	0.970	0.984
Hf ⁴⁺	0.016	0.014	0.015	0.014
U ⁴⁺	0.000	0.001	0.001	0.000
Th ⁴⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ³⁺	0.005	0.013	0.005	0.002
Y ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.002	0.000	0.001
Mn ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000

Tableau V-13: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des zircons inclus dans les saphirs verts et rubis du placier de Sahanonoka.

Le diagramme de la **Figure V-22A** montre que le Cr_2O_3 est le chromophore qui permet de discriminer chimiquement les quatre couleurs : (i) le rubis de couleur brun à rouge a des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 4760 et 6670 ppm avec une valeur moyenne de l'ordre de 5500 ppm; (ii) le rubis de couleur rouge présente deux types de valeurs en Cr_2O_3 : - des valeurs situées entre 3500 et 3800 ppm avec des teneurs en Fe_2O_3 variant entre 3000 et 6000 ppm; - des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 5600 et 7600 ppm pour une teneur en fer moyenne d'environ 6000 ppm. Dans le deuxième cas, les rubis se situent dans le domaine des rubis de couleur brun rouge; (iii) le rubis rose a des teneurs en Cr_2O_3 et Fe_2O_3 qui ne varient pas considérablement. La teneur en Cr_2O_3 est située entre 1390 et 1670 ppm et celle en Fe_2O_3 , entre 4760 et 5860 ppm; (iv) le rubis rouge violacé possède des teneurs en chrome très basses ($720 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 2000$ ppm) pour des teneurs en Fe_2O_3 comprises entre 4200 et 7700 ppm.

Les teneurs en vanadium ne sont pas négligeables; les rubis de couleur rouge et brun rouge ont des teneurs comprises entre 160 et 7200 ppm (**Figure V-22B**). Les teneurs en vanadium pour les rubis roses sont les plus basses mesurées pour les rubis (entre 40 et 80 ppm).

Les teneurs en gallium n'obéissent à aucune règle de distribution suivant la couleur du rubis. Ce n'est pas un chromophore. Les teneurs sont très dispersées depuis des valeurs en dessous du seuil de détection de l'analyse à la microsonde électronique (soit 43 ppm) jusqu'à des valeurs atteignant 430 ppm pour le rubis brun rouge (**Figure V- 22D**).

Il est très intéressant de noter que les rubis de Vatmandry contiennent quasiment tous du titane (**Figure V-22C**). Les teneurs les plus élevées ont été détectées pour le rubis rouge avec une valeur en TiO_2 de l'ordre de 640 ppm.

Le chrome est un élément chromophore majeur du rubis (*Bank et al., 1998*). Cependant, d'autres éléments chimiques interviennent dans leur composition notamment le fer et le vanadium. La famille du saphir comprend des variétés colorées qui possèdent des couleurs rose, fuchsia, mauve et lavande entre autre avec des concentrations en chrome importantes tout comme celles en fer et titane. La distinction entre la dénomination rubis et saphir coloré est dans ces cas là difficile. Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ semble être un critère utilisable pour distinguer un rubis d'un saphir rose ou violacé voir rougeâtre (*Giuliani et al., 2007a*). Un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 1$ caractérisera le rubis et un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 1$ le saphir coloré. Par exemple, les rubis associés aux marbres de l'Asie centrale et du Sud-est ont des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ compris entre 0,01 et 0,2 (Giuliani, communication personnelle).

Echantillon	couleur	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total
SAPHIR									
V5-1-17/1	beu violacé	99,194	0,011	0,012	0,008	0,119	0,381	0,01	99,73
V5-1-17/2	beu violacé	98,704	0,011	0,015	0,008	0,164	0,396	0,011	99,31
V5-1-24/1	beu violacé	98,754	0,01	0,016	0,009	0,21	0,41	0,000	99,41
V1-1	incolore	98,435	0,033	0,037	0,003	0,03	0,524	0,009	99,07
V1-2a	incolore	99,285	0,009	0,045	0,009	0,029	0,5	0,003	99,88
V1-3	incolore	98,652	0,013	0,028	0,003	0,031	0,489	0,000	99,21
V3A-2	vert clair à foncé	98,738	0,005	0,012	0,016	0,001	1,153	0,007	99,93
V2A-1-1	vert clair à foncé	98,878	0,011	0,016	0,008	0,001	1,094	0,008	100,01
V2A-1	vert clair à foncé	99,981	0,004	0,006	0,017	0,005	0,878	0,02	100,91
V1-2b	vert clair à foncé	98,547	0,029	0,013	0,002	0,003	0,967	0,001	99,56
V2"R-2	vert clair à foncé	98,443	0,012	0,048	0,009	0,088	0,442	0,018	99,06
RUBIS									
V2B-2a	rouge	98,426	0,02	0,039	0,039	0,761	0,523	0,021	99,83
V2B-2-b	rouge	98,792	0,018	0,034	0,033	0,558	0,513	0,022	99,97
V1B	rouge	99,362	0,019	0,032	0,039	0,347	0,362	0,018	100,18
V5-2-a	rouge violacé	98,678	0,01	0,015	0,01	0,093	0,382	0,003	99,19
V5-2-b	rouge violacé	99,013	0,012	0,015	0,008	0,093	0,387	0,006	99,53
V2R-1a	rouge violacé	97,853	0,008	0,000	0,012	0,201	0,624	0,001	98,70
V1R	rose	99,292	0,023	0,04	0,005	0,161	0,44	0,019	99,98
V2R-1b	brun rouge	98,519	0,023	0,011	0,025	0,61	0,669	0,025	99,88
V2R-2-a	brun rouge	98,319	0,002	0,012	0,025	0,512	0,31	0,000	99,18
V4RR-1	brun rouge	98,886	0,01	0,000	0,023	0,476	0,136	0,027	99,55
V2R-2-b	brun rouge	97,683	0,03	0,042	0,053	0,561	0,633	0,027	99,02

Tableau V-14: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des saphirs colorés et des rubis du district à corindon d'Ambodilalona (secteur de Sahanonoka).

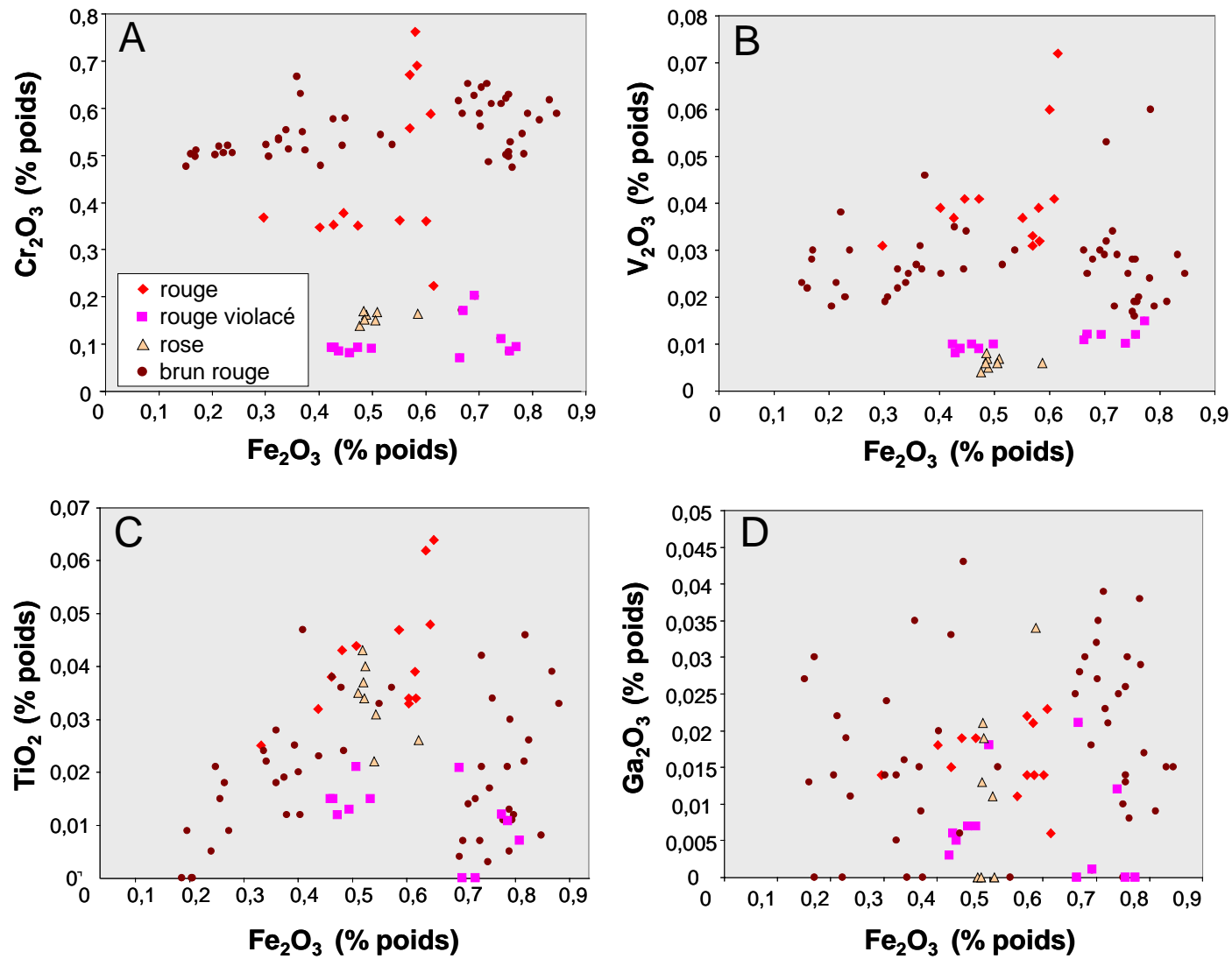


Figure V-22: Diagrammes de variation des éléments chrome, vanadium, titane, gallium et fer pour les rubis rouge, rouge violacé, rose et brun rouge de Sahanonaka (région de Vatondry). A) Fe_2O_3 en fonction de Cr_2O_3 ; B) Fe_2O_3 en fonction de V_2O_3 ; C) Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 ; D) Fe_2O_3 en fonction de Ga_2O_3 (en % poids).

Dans le cas des rubis transportés par les basaltes alcalins, nous pouvons citer ceux du Cambodge qui ont un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ moyen de l'ordre de 0,63, et ceux de Thaïlande avec un rapport moyen de 1,0 (Giuliani, communication personnelle). Les rubis du secteur minier de Sahanonoka présentent des rapports très variables suivant leur couleur. Le rubis rouge a un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ compris entre 0,76 et 2,7 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ moyen = 1,52; $n=13$); le rubis brun rouge a un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ compris entre 0,32 et 1,6 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ moyen = 0,93; $n=49$); le rubis rose a un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ compris entre 2,85 et 3,3 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ moyen = 3,20; $n=8$); et le rubis rouge violacé a un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ compris entre 3,45 et 6,6 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ moyen = 5,92; $n=12$).

Il apparaît que le rubis brun rouge et quelques rubis de couleur rouge possèdent des rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 1$ mais que les autres rubis de couleur différente ont des rapports > 1 . Ces derniers, et suivant cette distinction chimique, devraient être appelés saphirs malgré la présence de chrome et de vanadium. Nous verrons dans l'étude des saphirs de couleur bleu violacé et vert foncé de Sahanonoka que le chrome est présent en quantité parfois égale à celle du titane. Ainsi, la présence de chrome n'est pas discriminante à elle seule pour utiliser la nomenclature rubis. Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 1$ est un paramètre chimique discriminant pour la séparation rubis-saphir.

Le diagramme $\text{FeO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO}+\text{TiO}_2+\text{Ga}_2\text{O}_3$ (**Figure V-23**) montre la répartition de l'ensemble des compositions chimiques des rubis. Ce diagramme met en évidence deux groupes de corindons: le groupe riche en chrome, c'est-à-dire ceux de

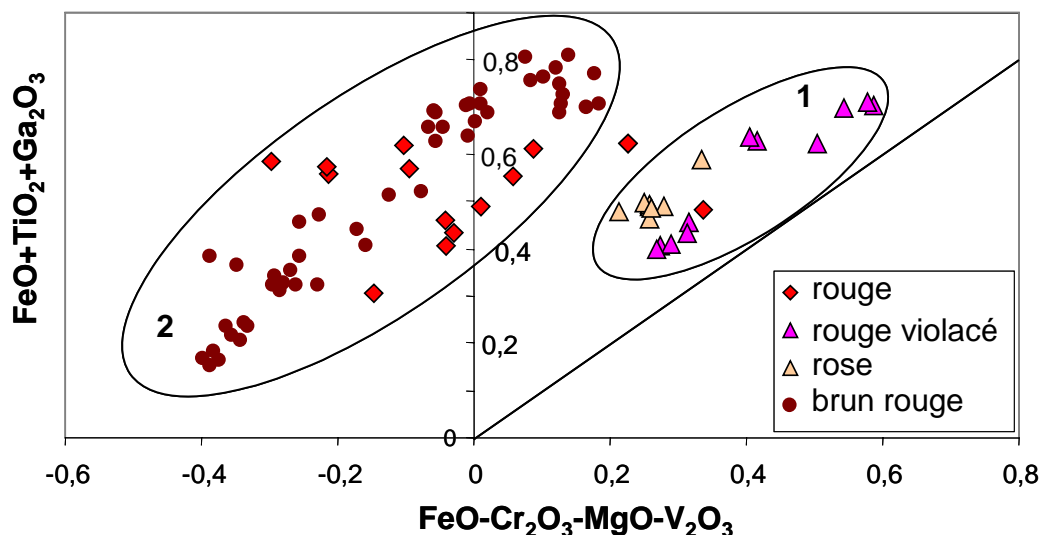


Figure V-23: Diagramme $\text{FeO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO}+\text{TiO}_2+\text{Ga}_2\text{O}_3$ qui montre la répartition chimique des différents types de couleur discriminés pour les rubis de Shanonoka (région de Vatondrany). Ce diagramme met en évidence deux groupes de rubis: 1= rubis rose et rouge violacé; 2= rubis rouge et brun rouge.

couleurs rouge et brun rouge, et le groupe moins riche en chrome, de couleurs rose et rouge violacé. Il est difficile d'admettre que tous ces rubis ont une source commune et que leur composition a variée en fonction de la teneur en éléments chromophores de la roche porteuse ou du fluide minéralisateur. Ainsi, il apparaît que nous avons au moins probablement deux sources pour les rubis associés aux placers.

V-3-2.2 Les saphirs

Les saphirs présentent trois couleurs caractéristiques : bleu clair à violacé, incolore et vert clair à vert foncé. Le diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ (**Figure V-24**) montre la répartition de l'ensemble des compositions chimiques des saphirs. Leur composition dépend de leurs teneurs respectives en fer et titane, et nous pouvons suivre sur la figure, la suite chimique saphir bleu-incolore-vert. Elle met en évidence la grande dispersion en fer des saphirs notamment des saphirs de couleur vert ($0,4 < \text{FeO} < 1,4$ % poids; $n = 63$). La teneur des saphirs bleu ($0,42 < \text{FeO} < 0,49$ % poids; $n = 7$) est légèrement inférieure à celle des saphirs incolore ($0,53 < \text{FeO} < 0,58$ % poids; $n = 8$).

Pour l'ensemble des ces saphirs, les teneurs en titane sont comparables et faibles (**Figure V-25A**); elles sont comprises entre 0,01 et 0,16 % poids avec une moyenne en TiO_2

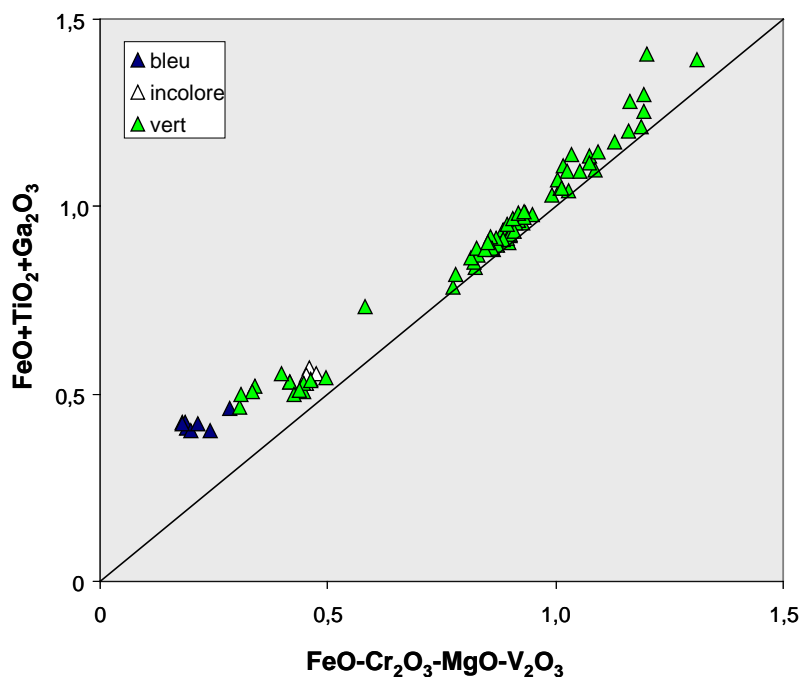


Figure V-24: Diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$ qui montre la répartition chimique des différents types de couleur discriminés pour les saphirs de Shanonoka (région de Vatomandry).

pour les saphirs bleu violacé de 146 ppm (n=7), incolore de 347 ppm (n= 8), et vert de 233 ppm (n= 63). La **Figure V-25B** montre la dispersion des compositions chimiques de tous les corindons pour des variations en MgO faibles (de 70 à 330 ppm pour le saphir incolore, et de 80 à 160 ppm pour le saphir bleu). Le magnésium est un élément qui se substitue facilement à l'aluminium dans le site octaédrique du corindon et les travaux de Peucat et al. (2007) ont montré par les analyses LA-ICP-MS des saphirs, que le diagramme Mg (X100) - Ti (x10) - Fe permettait de distinguer les saphirs d'origine magmatique de ceux d'origine métamorphique. Les saphirs bleu violacé, incolore et certains saphirs verdâtres ont des valeurs calculées basses pour le paramètre $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ par rapport à la majorité des saphirs verts (**Figure V-24**). Ces valeurs résultent de la présence d'une quantité non négligeable de chrome: pour le saphir incolore, les teneurs en Cr_2O_3 sont comprises entre 250 et 310 ppm, pour le saphir bleu violacé entre 1190 et 2100 ppm, et pour certains saphirs verdâtres entre 250 et 930 ppm. Cette différence entre un groupe de saphirs enrichis en chrome et un groupe de saphirs sans chrome (la majorité des saphirs vert) permet d'avancer que deux sources distinctes de saphirs vert se retrouvent dans les placers de Sahanonoka.

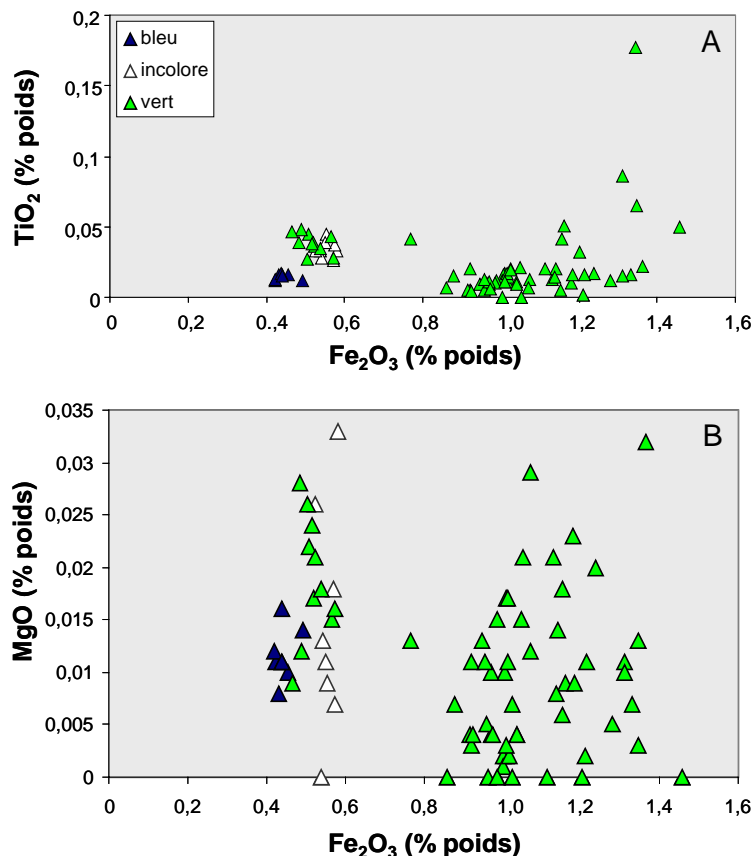


Figure V-25: A): Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) et B): Diagramme Fe_2O_3 en fonction de MgO (en % poids) qui montrent la répartition chimique des saphirs de couleur bleu à bleu violacé, incolore et vert clair à foncé de Sahanonoka (région de Vatomaniry).

V-4 LES SAPHIRS ET LES RUBIS DE LA REGION CENTRALE DE MADAGASCAR (DISTRICT MINIER D'ANTSIRABE)

Les gisements et indices à corindons gemmes sont nombreux dans cette région (*Lacroix, 1922; Rakotondrazafy et al., 2008*). L'étude a été focalisée sur le gisement primaire à rubis de Soamiakatra, et les gisements de saphirs, de type paléoplacer, de Kianjanakanga près de Mandrosohasina. La composition chimique des rubis du gisement de type paléoplacer, d'Antsabotraka, et de celle des saphirs et rubis du gisement, de type paléoplacer d'Ambatomainty, a été déterminée afin de pouvoir être comparée à celle des corindons des principaux gisements du district minier d'Antsirabe.

V-4-1 Le district à rubis de Soamiakatra

V-4-1.1 Les caractéristiques minéralogiques

1.a La couleur et les caractéristiques gemmologiques des corindons bruts

Les corindons de la zone minière de Soamiakatra se localisent dans des dykes de basalte alcalin et des placers (**Figure IV-4, Chapitre IV**).

Schwarz et Schmetzer (2001) ont étudiés quelques rubis provenant de ce district minier mais sans localisation précise. Les rubis sont généralement de couleur homogène, de couleur rouge à rouge brun, à rouge violacé. Il sont généralement arrondis mais ils peuvent présenter des formes prismatiques courtes et des formes pseudo-hexagonales suivant le pinacoïde $c = \{0001\}$. Leur taille varie du mm à 3 cm et ils sont très souvent transparents à translucides et de qualité gemme. La densité est comprise entre 3,99 et 4,40 et la biréfringence est de 0,008. Certains rubis présentent une fluorescence rouge vif aux radiations UV de courte longueur d'onde.

1b Les inclusions minérales associées aux rubis

Les inclusions solides ont été déterminées sous le microscope optique et au Microscope Electronique à Balayage (MEB) Hitachi 2500 et S-4800 à l'Université Henri Poincaré de Nancy I. La nature chimique des inclusions a été déterminée à partir de l'analyse des spectres EDS obtenus au MEB et les analyses réalisées à la microsonde électronique.

Les inclusions les plus communes rencontrées dans les rubis primaires de Soamiakatra sont le rutile et le zircon (**Figures V-26A, B, C, D**). Le rutile présente des formes

allongées et ovoïdes qui ne contiennent pas d'inclusions. Le zircon possède généralement un habitus ovoïde; il forme soit des cristaux isolés soit des groupements de cristaux. Il est généralement associé au rutile (**Figures V-26B**).

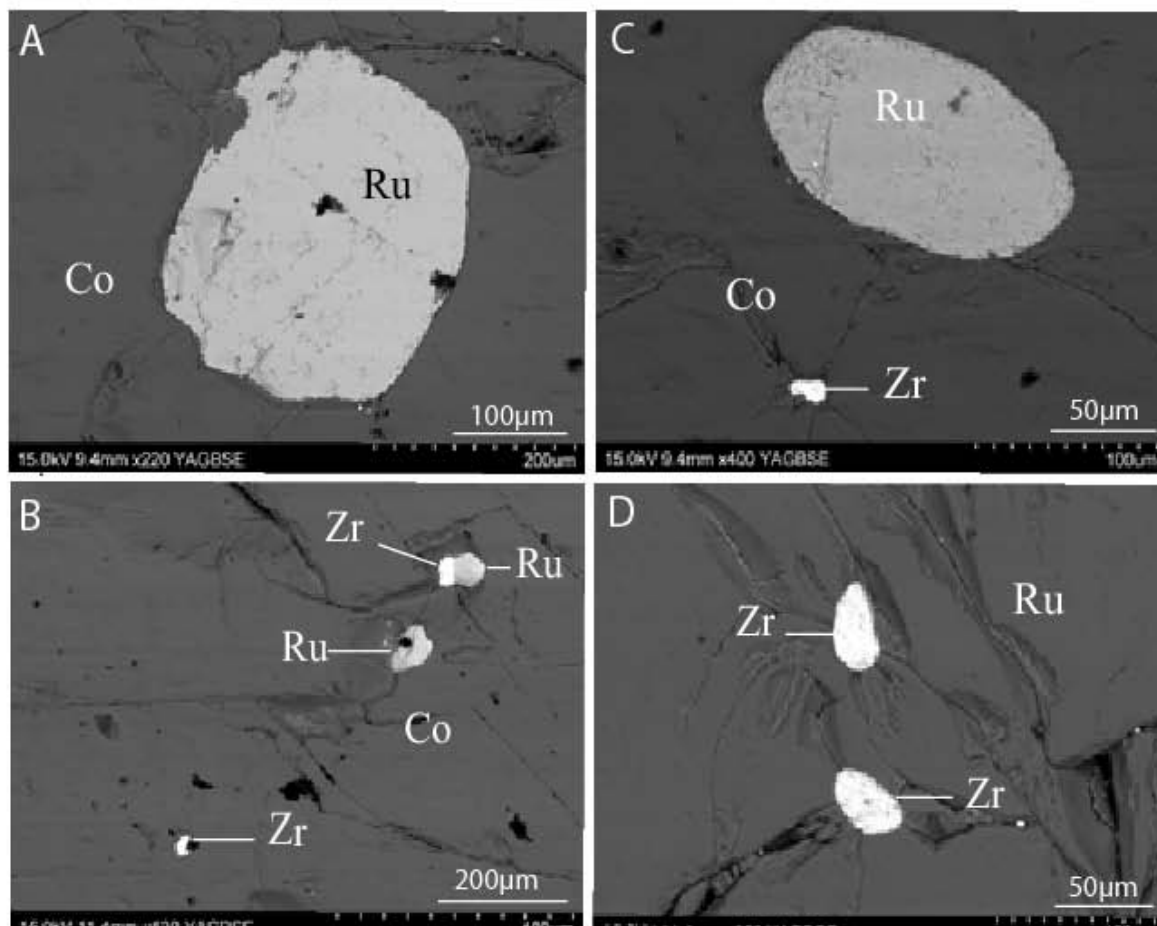


Figure V-26: Les inclusions minérales dans le corindon (Co) en particulier le rubis de Soamiakatra (commune d'Antsirabe, région centrale de Madagascar). **A):** Cristal de rutile (Ru) à forme globulaire inclus dans un rubis (Co). **B):** Association minérale fréquente à rutile (Ru) et zircon (Zr) dans du rubis (Co). **C)** Rutile (Ru) de forme ovoïde et zircon (Zr) dans un rubis. **D):** Grains de zircon ovoïdes à globulaires rencontrés dans un rubis (Co).

V-4-1.2 La composition chimique des rubis

Les rubis présentent six colorations différentes qui se caractérisent par des teneurs en éléments chromophores (Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , V_2O_3 , TiO_2) variables (**Tableau V-15**). Les couleurs déterminées à la lumière naturelle avec une loupe sont le rouge violacé clair, le rouge violacé foncé, le mauve à violine, le brun rougeâtre, le rose très clair, le rose très foncé. Pour l'ensemble des couleurs mis à part le rose très clair et le mauve à violine, les teneurs en chrome des rubis sont très souvent supérieures à celles en fer (**Figure V-27A**). Elles peuvent atteindre respectivement 9330 ppm pour le rubis rouge violacé foncé, 7500 ppm pour le brun rougeâtre, 6830 ppm pour le violacé clair, et 6660 ppm pour le rose foncé.

Pour la majorité des couleurs, la teneur en TiO_2 est inférieure à 400 ppm, excepté pour la quasi totalité des rubis de couleur rouge violacé foncé où la teneur est comprise entre 400 et 1830 ppm (**Figure V-27B**). Les diagrammes des **Figure V-27C et D** montrent que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ est ≤ 1 pour la grande majorité des rubis rouge violacé foncé, brun rougeâtre, rose très foncé et rouge violacé clair. Pour les rubis riches en Cr_2O_3 ($6000 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 9330$ ppm), la teneur en FeO est constante et voisine de 6000 ppm. Par ailleurs, les rubis avec un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 1$ correspondent à une augmentation significative de leur teneur en vanadium ($400 < \text{V}_2\text{O}_3 < 865$ ppm) et en titane, notamment pour les rubis de couleur rouge violacé foncé (**Figure V-27D**).

V-4-1.2 La composition chimique des rubis

Les rubis présentent six colorations différentes qui se caractérisent par des teneurs en éléments chromophores (Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , V_2O_3 , TiO_2) variables (**Tableau V-15**). Les couleurs déterminées à la lumière naturelle avec une loupe sont le rouge violacé clair, le rouge violacé foncé, le mauve à violine, le brun rougeâtre, le rose très clair, le rose très foncé. Pour l'ensemble des couleurs mis à part le rose très clair et le mauve à violine, les teneurs en chrome des rubis sont très souvent supérieures à celles en fer (**Figure V-27A**). Elles peuvent atteindre respectivement 9330 ppm pour le rubis rouge violacé foncé, 7500 ppm pour le brun rougeâtre, 6830 ppm pour le violacé clair, et 6660 ppm pour le rose foncé. Pour la majorité des couleurs, la teneur en TiO_2 est inférieure à 400 ppm, excepté pour la quasi totalité des rubis de couleur rouge violacé foncé où la teneur est comprise entre 400 et 1830 ppm (**Figure V-27B**).

Les diagrammes des **Figure V-27C et D** montrent que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ est ≤ 1 pour la grande majorité des rubis rouge violacé foncé, brun rougeâtre, rose très foncé et rouge violacé clair. Pour les rubis riches en Cr_2O_3 ($6000 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 9330$ ppm), la teneur en FeO est constante et voisine de 6000 ppm. Par ailleurs, les rubis avec un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 1$ correspondent à une augmentation significative de leur teneur en vanadium ($400 < \text{V}_2\text{O}_3 < 865$ ppm) et en titane, notamment pour les rubis de couleur rouge violacé foncé (**Figure V-27D**).

Echantillon	couleur	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total
SOAMIAKATRA								
S13-5	violacé clair	97.555	0.022	0.000	0.634	0.503	0.011	98.72
S18-2	rouge violacé foncé	98.159	0.029	0.060	0.858	0.522	0.010	99.64
S222-2	rouge violacé foncé	97.701	0.043	0.063	0.933	0.526	0.007	99.27
s324-19	rouge violacé foncé	98.592	0.031	0.004	0.420	0.618	0.006	99.72
s325-56	rouge violacé foncé	99.016	0.010	0.007	0.070	0.317	0.013	99.43
S14-2	mauve à violine	98.116	0.015	0.000	0.086	0.311	0.007	98.54
S210-1	brun rougeâtre	97.374	0.007	0.087	0.575	0.659	0.013	98.71
s540-64	brun rougeâtre	99.504	0.011	0.009	0.070	0.360	0.012	99.97
S64-3	rose très clair	97.752	0.012	0.000	0.243	0.255	0.009	98.27
S63-2	rose très clair	97.391	0.001	0.000	0.557	0.273	0.000	98.22
s411-39	rose très foncé	98.458	0.005	0.010	0.516	0.432	0.020	99.45
s411-41	rose très foncé	98.866	0.013	0.011	0.647	0.451	0.017	100.01
ANTSABOTRAKA								
ANTS4-2-4	brun rouge foncé	99.48	0.016	0.010	0.130	0.388	0.015	100.06
ANTS4-1-9	brun rouge	99.60	0.018	0.013	0.136	0.364	0.008	100.15
ANTS4-1-9	brun rouge	99.60	0.018	0.013	0.136	0.364	0.008	100.15
AMBATOMAINTY								
AMBAT1-4	brun rouge	100.041	0.021	0.012	0.127	0.376	0.014	100.61

Tableau V-15: Analyses représentatives de la composition chimique (en % poids) des rubis des gisements de Soamiakatra, Antsabotraka et Ambatomainity (district de la région d'Antsirabe).

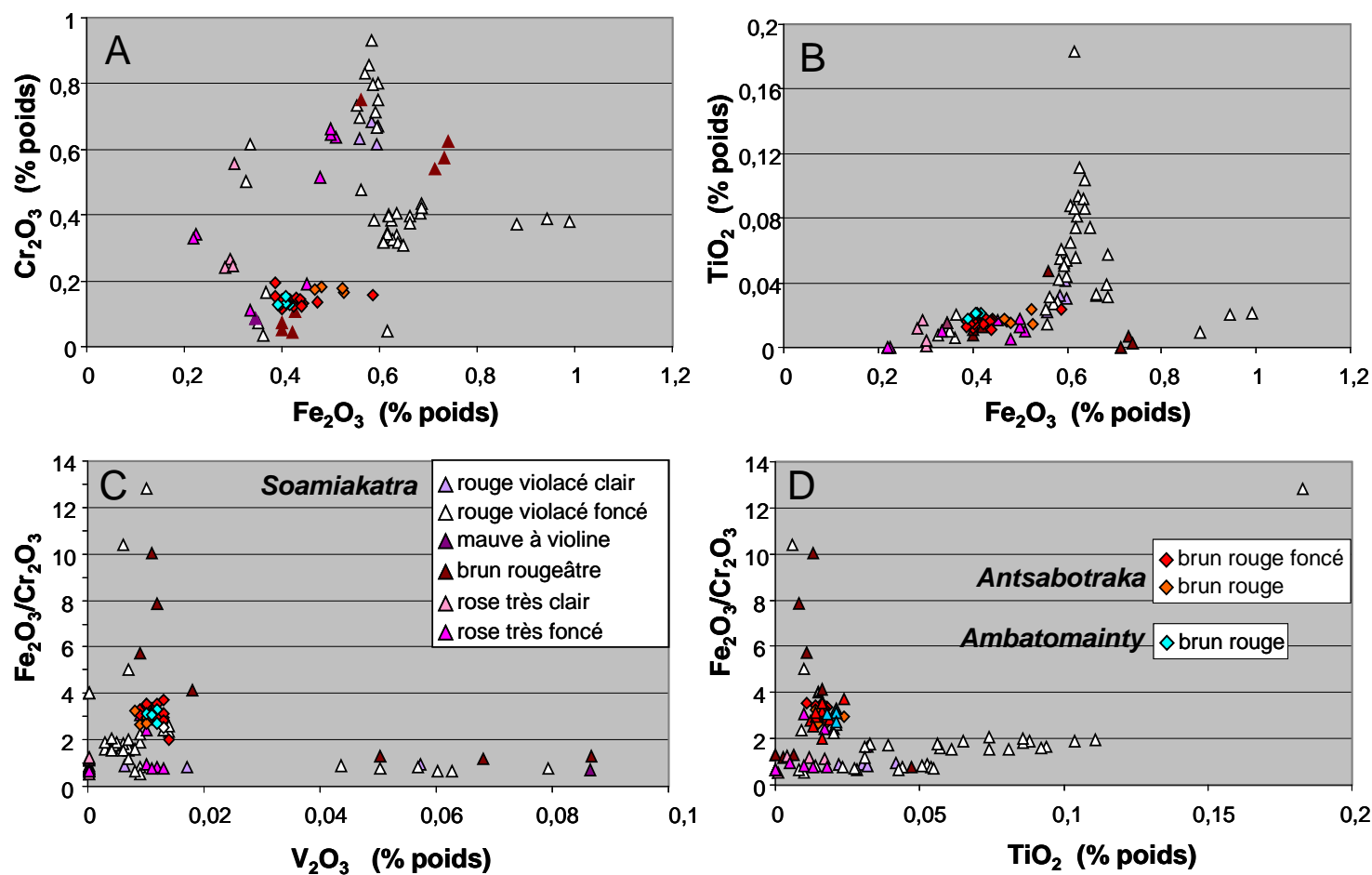


Figure V-27: Diagrammes de variation des éléments chrome, vanadium, titane, et fer pour les rubis de Soamiakatra, Antsabotraka et Ambatomainty (région de Antsirabe). **A)** Fe_2O_3 (% poids) en fonction de Cr_2O_3 ; **B)** Fe_2O_3 (% poids) en fonction de TiO_2 ; **C)** V_2O_3 (% poids) en fonction du rapport discriminant $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$; **D)** TiO_2 (% poids) en fonction du rapport discriminant $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$.

Les rubis de qualité gemme sont les plus riches en chrome, vanadium et titane ($400 < \text{TiO}_2 < 1830 \text{ ppm}$) pour une teneur constante en fer ($\sim 6000 \text{ ppm}$).

Les rubis des paléoplacers d'Antsabotraka et d'Ambatomainty ont été analysés afin de comparer leur composition avec celle des rubis de Soamiakatra. Les analyses représentatives sont reportées dans le **Tableau V-15**. Les diagrammes de la **Figure V-27** montrent que l'ensemble de ces rubis quelque soit leur couleur brun rouge foncé ou brun rouge, ont une composition chimique identique. Ils ont des teneurs en Cr_2O_3 inférieures à 2000 ppm avec des teneurs en TiO_2 et V_2O_5 insignifiantes. Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ de ces rubis est compris entre 2 et 3,7 et diffèrent des rubis de qualité de Soamiakatra.

V-4-2 Le gisement de saphir de Kianjanakanga (district minier de Mandrosohasina)

V-4-2.1 Les caractéristiques minéralogiques des saphirs

1a La couleur et les caractéristiques gemmologiques des saphirs

Les saphirs de Kianjanakanga sont sombres et de couleur bleu. Ils sont de taille millimétrique à centimétrique, et ils sont très souvent brisés. Les formes cristallines observées sur quelques cristaux sont la pyramide hexagonale et le prisme hexagonal. La majorité des saphir bleu nuit profond présentent des textures "trapiche" formées de six bras squelettiques de couleur marron et riches en inclusions solides qui séparent six secteurs sans inclusions solides et de couleur bleu nuit.

1b Les inclusions minérales associées aux saphirs

Les inclusions solides observées dans les saphirs de Kianjanakanga sont l'ilménite, l'anorthoclase, le spinelle, la monazite et des argiles, et des oxydes de fer et de manganèse (**Figure V-28**). Les saphirs sont contenus dans un paléoplacer qui est remanié par l'érosion tropicale et les écoulements pluviaux. Les bordures des cristaux présentent très souvent des fragments de la gangue du paléoplacer qui les contient à savoir des mélanges d'argiles, d'oxydes de fer et de manganèse, et d'ilménite (**Figure V-28D**). Les oxydes de Fe et Mn résultent du démantèlement de cuirasses latéritiques. Ces remplissages s'observent également dans des cavités de dissolution ou des fractures qui recoupent les saphirs (**Figure V-28A**). Quelques inclusions solides particulières ont été rencontrées dans les saphirs: il s'agit de l'anorthoclase (**Figure V-28B**), déterminée par son spectre EDS au MEB. Cette anorthoclase constitue de véritables micro-enclaves syénitiques (anorthoclasite) qui peuvent contenir du corindon (**Figure V-28E**).

Des inclusions de spinelle associées à de la monazite (**Figure V-28C**) et de monazite (**Figure V-28F**) ont également été identifiées dans les rubis.

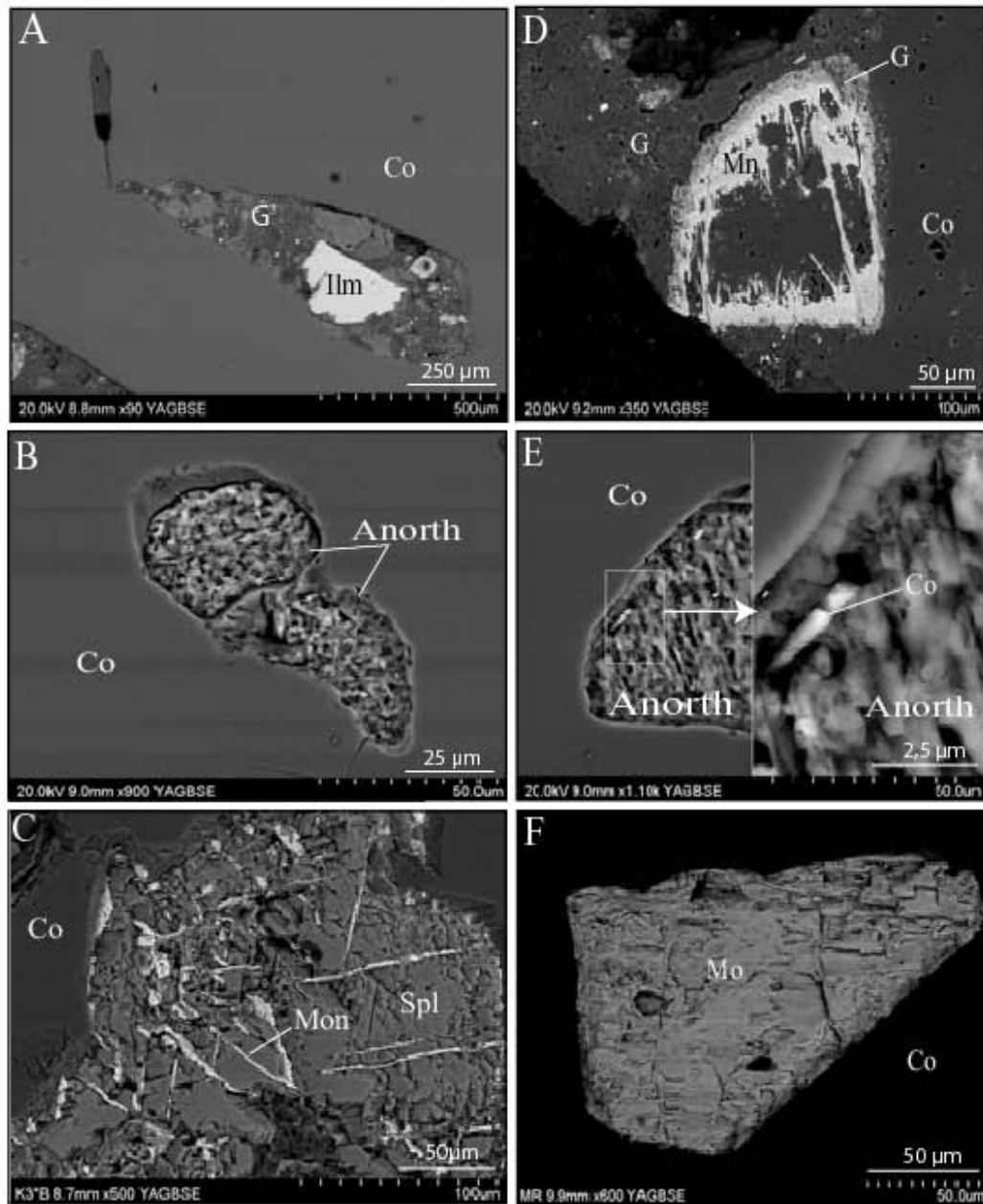


Figure V-28: Les inclusions rencontrées dans les saphirs du paléoplacer de Mandrosohasina (commune d'Antsirabe, région centrale de Madagascar). **A):** Remplissage par de la gangue métasédimentaire (G) du paléoplacer, d'une cavité de dissolution près de la bordure d'un cristal de saphir (Co). La gangue carbonatée contient de l'ilménite (Ilm), des argiles et des oxydes de fer. **B):** Inclusions de matériel syénitique constitué par de l'anorthoclase (Anorth) dans un saphir. **C):** Association spinelle (Spl) et monazite (Mon) dans un saphir. **D)** Sur la bordure d'un saphir, présence de restes de la gangue (G) provenant du paléoplacer, et formées essentiellement d'oxydes de manganèse (Mn) et d'argiles. **E):** Micro-enclave formée d'anorthoclase (Anorth) incluse dans un saphir. A droite de la photo, agrandissement de l'encadré (à gauche) où l'on peut observer la présence d'un micro-cristal prismatique de corindon (Co). **F):** Une inclusion de monazite (Mon) dans un saphir.

V-4-2.2 La composition chimique des saphirs

La composition chimique des saphirs de Kianjanakanga sera comparée à celle des saphirs issus du gisement d'Ambatomainty qui est également un paléoplacer à saphir et rubis de la même région.

Dans ces différents gisements, on rencontre soit des saphirs bleu uniquement (Kianjanakanga), soit des saphirs de couleur vert, bleu, et parfois des saphirs pierreux de couleur noirâtre à marron (Ambatomainty). Les analyses représentatives de la composition chimique des saphirs sont reportées dans le **Tableau V-15**.

Pour l'ensemble des saphirs provenant d'Ambatomainty, les teneurs en fer sont comprises entre 9000 et 16000 ppm (**Figure V-29**). Par contre, les teneurs en TiO_2 varient de 80 à 340 ppm pour les saphirs vert et marron alors que les saphirs bleu ont des teneurs en TiO_2 bien plus élevées, et comprises entre 1680 et 2690 ppm. Les saphirs bleu de Kianjanakanga ont des teneurs en fer similaires à celles des saphirs bleu d'Ambatomainty mais avec des variations de teneurs plus basses qui atteignent 1690 ppm (**Figure V-29**).

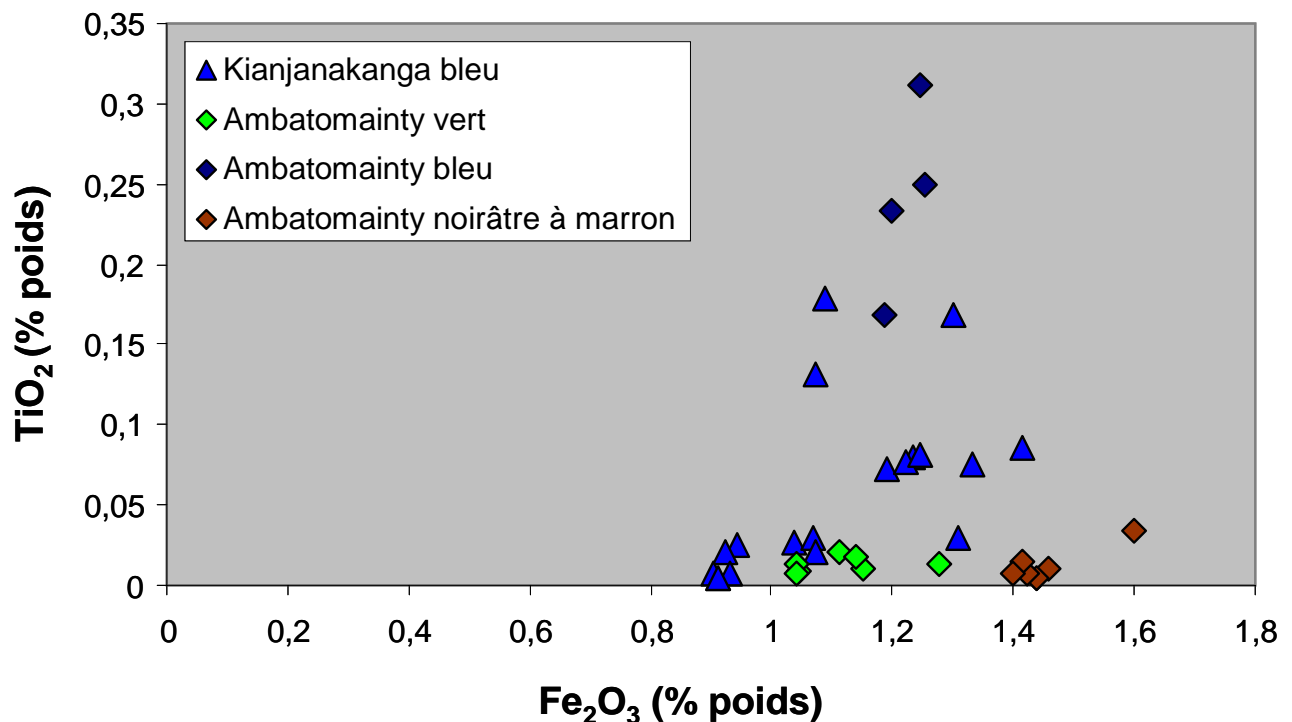


Figure V-29: Diagramme Fe_2O_3 en fonction de TiO_2 (en % poids) qui montre la répartition chimique des saphirs de couleur bleu et vert des gisements de Kianjanakanga et d'Ambatomainty (région d'Antsirabe).

V-5 CLASSIFICATION CHIMIQUE DES RUBIS ET DES SAPHIRS PROVENANT DES PLACERS ASSOCIES AUX BASALTES ALCALINS DE MADAGASCAR : SIGNIFICATION PETROGENETIQUE

V-5-1 La classification chimique des rubis et des saphirs de Madagascar

Le corindon qui est constitué de plus de 98% de Al_2O_3 , contient également des éléments traces tels le fer, le titane et le chrome, plus d'autres éléments moins abondants comme le vanadium, le gallium et le magnésium. L'analyse quantitative des corindons et la détermination des éléments traces a permis de développer une nouvelle approche sur le traçage de leur origine. Ces données chimiques ont été obtenues soit par des analyses à la sonde protonique (*Calligaro et al.*, 1998; 1999), par fluorescence X (*Muhlmeister et al.*, 1998), à la microsonde électronique (*Sutherland et al.*, 1998a; *Ralantoarison*, 2006), par spectrométrie de masse à source plasma et ablation laser (LA-ICP-MS; *Guillong et Günther*, 2001; *Rankin et al.*, 2003; *Peucat et al.*, 2007). Au cours de ces différentes études, *Muhlmeister et al.* (1998) établirent que les rubis naturels étaient plus riches en fer et vanadium que les rubis synthétiques. Par ailleurs, *Sutherland et al.* (1998a; 2003) démontrèrent que l'utilisation du rapport de certains de ces éléments traces permettait de discriminer l'origine métamorphique ou magmatique des corindons.

Dans ce travail, la composition chimique des corindons a été réalisée à la microsonde électronique et nous présenterons les résultats de classification en utilisant le diagramme de classification proposé par *Sutherland et al.* (1998a; 2003) et un nouveau diagramme proposé par *Giuliani et al.* (2009a).

V-5-1.1 Le diagramme de Sutherland et al. (1998a; 2003)

Le diagramme de classification est basé sur l'utilisation des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$: Les corindons issus de suites métamorphiques sont caractérisés par des teneurs en chrome élevées et des teneurs en gallium basses, et des rapports $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ supérieurs à 3. Les corindons issus de suites magmatiques sont caractérisés par des teneurs en gallium élevées et des teneurs en chromes basses, et les rapports $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ sont inférieurs à 1. Ce diagramme est utilisé fréquemment par les chercheurs qui s'intéressent à l'origine des corindons associés aux placers en environnement basaltique (*Limtrakun et al.*, 2001., *Saminpanya et al.*, 2003; *Abduriyim et Kitawaki*, 2006). Cependant, le diagramme de *Sutherland et al.* (1998, 2003) présente une lacune qui est marquée par l'absence très souvent de chrome dans les saphirs notamment de couleur bleu. Une application de ce diagramme est

présentée dans la **Figure V-30** où nous avons reporté les champs chimiques des principaux types de corindons primaires mondiaux (*Ralantoarison et al., 2006*).

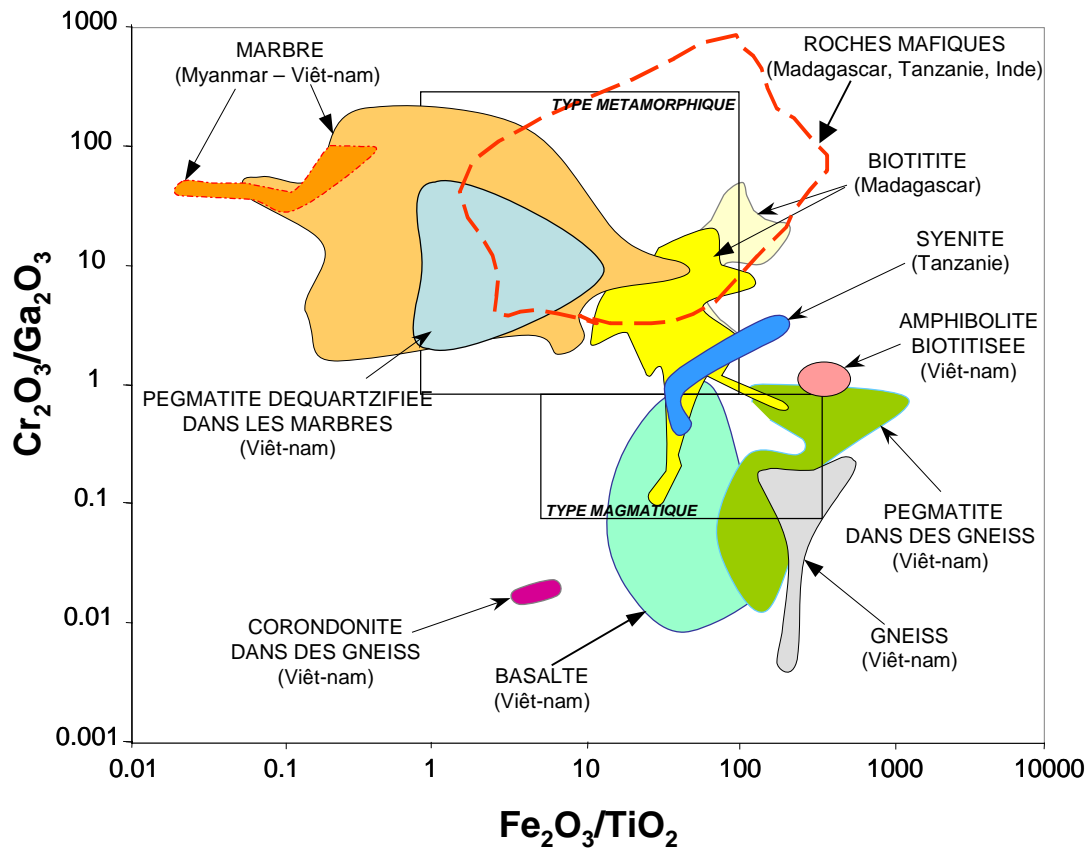


Figure V-30: Diagramme chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs et les rubis des principaux types de gisements primaires mondiaux (Tanzanie, Madagascar, Viêt-nam, Myanmar). Les deux cadres représentent les champs métamorphique et magmatique définis par *Sutherland et al. (1998; 2003)*.

Le report des 460 analyses chimiques réalisées sur les corindons dits "basaltiques" de Madagascar est présenté dans la **Figure V-31**. Nous y ferons les remarques suivantes:

(i) la totalité des points représentatifs des rubis des régions centrale et orientale de Madagascar se situe dans le domaine métamorphique. Dans le cas de Soamiakatra, les rubis d'origine primaire sont contenus dans des métagabbros et des pyroxénites.

Pour les autres gisements, les protolithes sont inconnus mais les points représentatifs du rubis se superposent à ceux de Soamiakatra. Par ailleurs, ils se focalisent parfaitement dans le domaine défini pour les rubis associés aux roches mafiques et ultramafiques mondiaux (**Figure V-30**; *Ralantoarison et al., 2006*).

(ii) les points représentatifs des saphirs se localisent dans le domaine magmatique défini par *Sutherland et al. (1998; 2003)*.

Les saphirs de la région septentrionale de Madagascar n'apparaissent pas sur ce diagramme car ils ne contiennent pas de chrome. Tous les saphirs de Kianjanakanga et d'Ambatomainty qui contiennent du chrome se situent également dans le domaine magmatique.

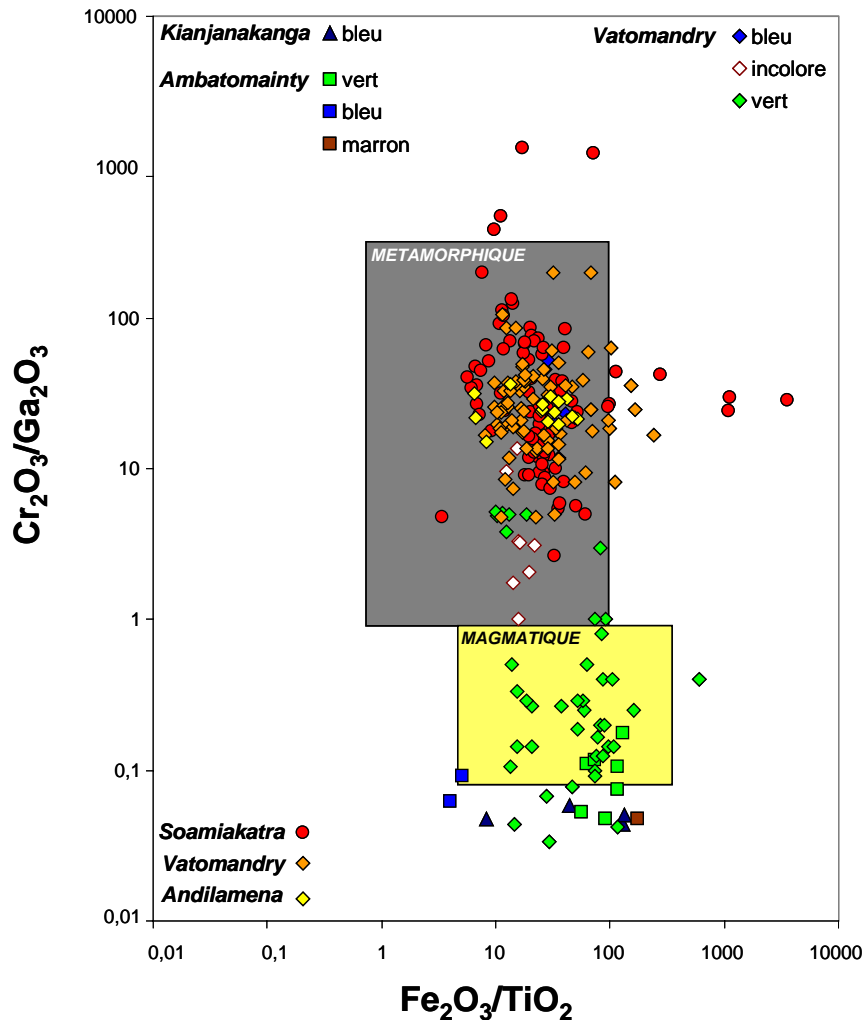


Figure V-31: Diagramme chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs et les rubis des gisements primaires et de type placer des régions du centre et de l'Est de Madagascar. Les deux cadres de la figure représentent les champs métamorphique et magmatique définis par *Sutherland et al. (1998; 2003)*.

(iii) La distribution des saphirs de Vatomandry est hétérogène: la majorité des saphirs verts se situent dans le domaine magmatique mais avec cependant quelques analyses localisées dans le domaine métamorphique. Les saphirs incolores et trois saphirs de couleur bleu se concentrent dans le domaine métamorphique. Cette distribution de points dans le domaine métamorphique résulte de la présence d'une quantité non négligeable de chrome pour le saphir incolore ($250 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 310$ ppm), le saphir bleu ($1190 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 2100$ ppm), et le saphir vert ($250 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 930$ ppm).

V-5-1.2 Le diagramme chimique de Giuliani et al. (2009a)

Le diagramme de classification proposé est d'application "typologique" c'est-à-dire basé sur la nature de la roche hôte du corindon. Il est basé sur l'utilisation du fer comme élément trace majeur ou très mineur du corindon. Cet élément permet de discriminer les différents types de rubis, sachant que les rubis associés aux marbres ne contiennent quasiment pas de fer alors que ceux associés aux roches mafiques et ultramafiques en contiennent énormément (*Pham Van et al., 2004*). Par ailleurs, le fer est un élément majeur pour les saphirs quelque soit leur origine et typologie. Le deuxième paramètre utilisé pour la discrimination des rubis et des saphirs est l'addition ou la soustraction des éléments traces associés aux rubis (Cr_2O_3 , V_2O_3 , MgO) ou aux saphirs (TiO_2 et Ga_2O_3) au paramètre fer (FeO). Ainsi, le diagramme est basé sur l'utilisation du paramètre calculé, à partir des analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique avec des temps de comptage long (12 minutes), $\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_3$ en fonction du paramètre $\text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$. Ce diagramme permet de distinguer les différents types de gisements de corindons mondiaux sans avoir de grands recouvrements des domaines typologiques (**Figure V-32A**).

V-5-1.2.1 Les rubis

La composition chimique des différents rubis analysés dans les provinces basaltiques de l'Est et du Centre de Madagascar est reportée dans la **Figure V-32B et V-33**. L'ensemble des données montrent que pour chaque gisement, on retrouve une répartition en deux groupes de rubis qui s'alignent suivant une droite qui se situe soit dans le domaine défini pour les rubis associées aux roches mafiques et ultramafiques, soit celui des rubis métasomatiques.

Dans le détail et pour chaque gisement, nous pouvons faire l'analyse suivante:

(i) l'ensemble des données montrent que pour chaque gisement, on retrouve deux types de typologie définis pour les rubis mondiaux (**Figure V-33A**): - le rubis type "roche mafique-ultramafique", et le rubis type "roche métasomatique" (pegmatite, zone de cisaillement recoupant des roches mafiques et ultramafiques avec des interactions fluide-roche). La **Figure 33B** montre parfaitement la distribution des deux champs de valeurs pour les rubis des gisements de Soamiakatra, d'Antsaboetra et d'Andilamena. Pour ce dernier gisement fort peu décrit dans la littérature (*Rakotondrazafy et al., 2008*), les rubis

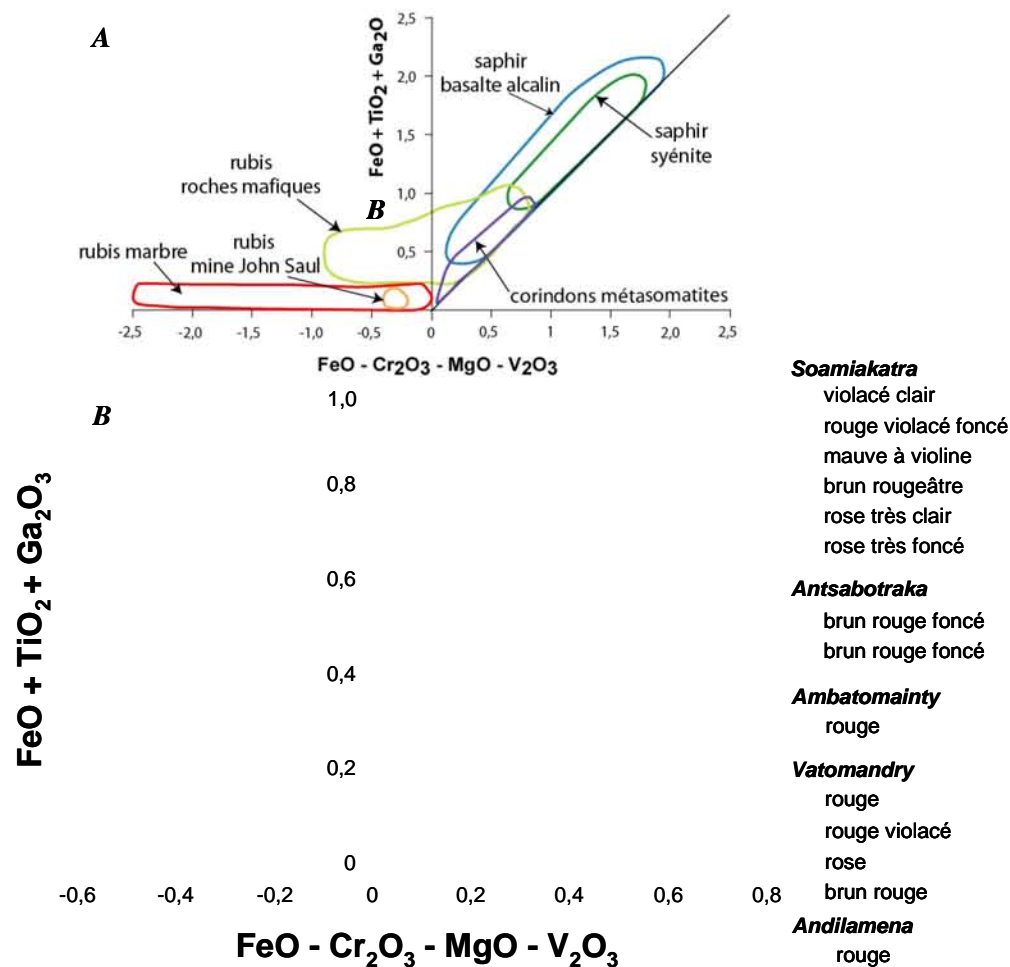


Figure V-32: Les rubis associés aux gisements de type placer et primaire des régions centre et est de Madagascar. A) Diagramme de composition chimique $\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$ qui présente les différents domaines typologiques des corindons. Ce diagramme typologique a été réalisé à partir du traitement d'une banque de données de plus de 2000 analyses obtenues à la microsonde électronique sur la majorité des types de gisements mondiaux (Giuliani *et al.*, 2009a). B): Application aux rubis des gisements du Centre (Soamiakatra, Antsabotraka, Ambatomainty) et de l'Est (Vatomandry, Andilamena) de Madagascar.

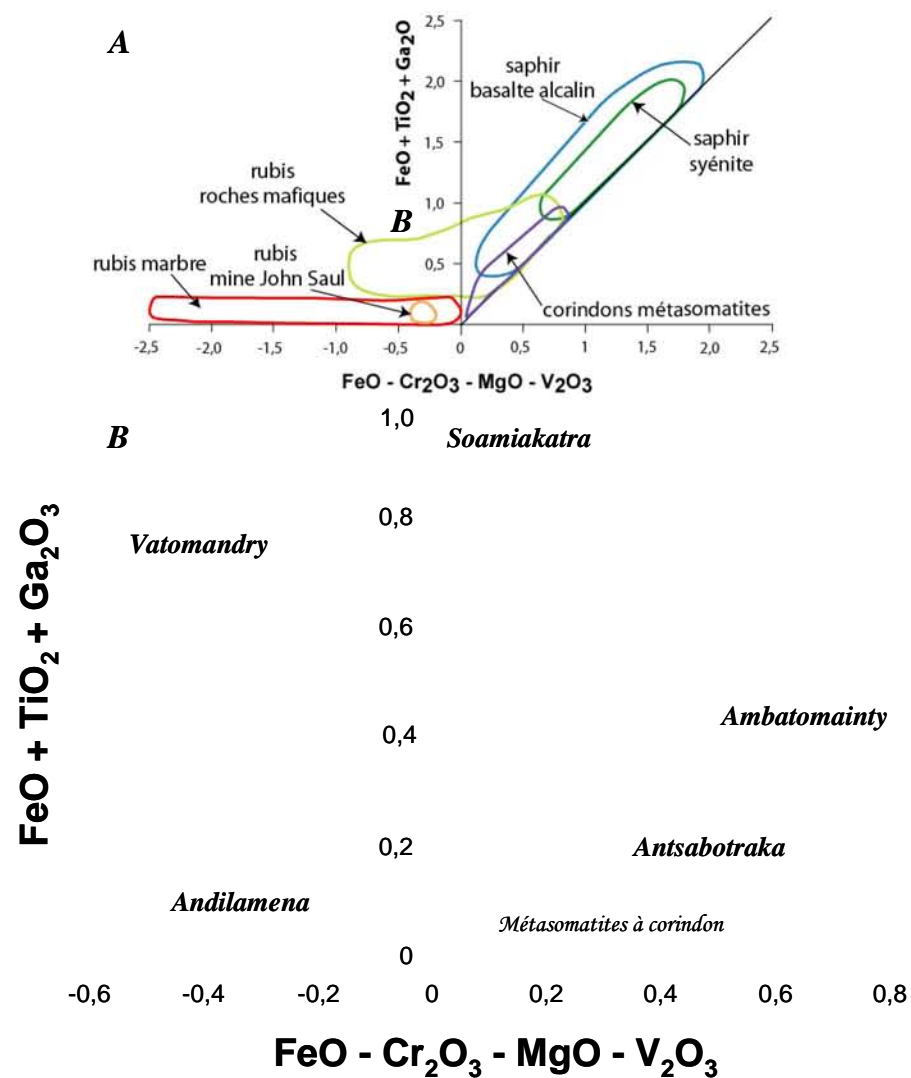


Figure V-33: Les rubis associés aux gisements de type placer et primaire des régions centre et est de Madagascar.
A): Diagramme de composition chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$.
B): Les champs de composition chimique des gisements de rubis du Centre (Soamiakatra, Antsaboetraka, Ambatomainty) et de l'Est (Vatomandry, Andilamena) de Madagascar.

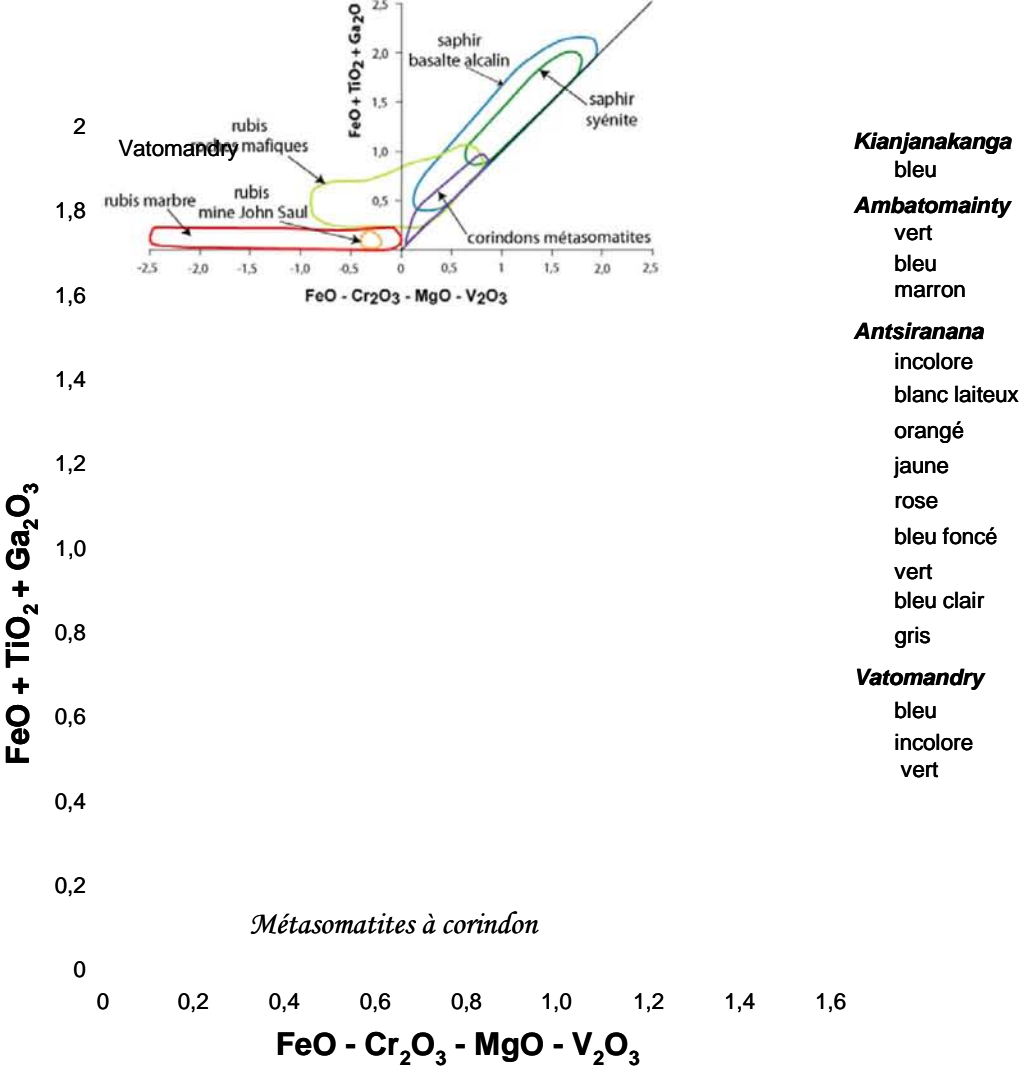


Figure V-34: Les saphirs associés aux gisements de type placer des régions nord, centre et est de Madagascar.
A): Diagramme de composition chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Ga}_2\text{O}_3$.
B): Les champs de composition chimique des gisements de saphirs du Nord (Région d'Antsirana - Nosy Be), du Centre (Soamiakatra, Antsaboetra, Ambatomainty) et de l'Est (Vatomandry, Andilamena) de Madagascar

sont soit associés à des "plumasites" soit à des roches mafiques-ultramafiques. Cette distinction est bien marquée pour les rubis de Vatondranomby.

(ii) pour les rubis d'Antsaholain, le diagramme met en évidence l'existence de deux champs de composition chimique qui se situent dans le domaine des rubis métasomatiques. Cette différence peut-être reliée à deux types de roches hôtes à chimie contrastée.

(iii) le champ de composition chimique des rubis d'Ambatomanjato se superpose parfaitement à un des champs de composition des rubis d'Antsaholain.

(iv) en conclusion, les rubis des provinces basaltiques du Centre et de l'Est de Madagascar ont des sources communes et bien marquées: les roches mafiques et ultramafiques et les métasomatites développées sur des roches mafiques et ultramafiques. L'ensemble de ces rubis sont d'origine métamorphique comme le montre également les diagrammes chimiques de *Sutherland et al. (1998, 2003)* et de *Giuliani et al. (2009a)*.

V-5-1.2.2 Les saphirs

La totalité des points représentatifs des analyses réalisées sur les saphirs sont représentées dans le diagramme de la **Figure V-34B**. La majorité des saphirs se localisent dans le domaine des saphirs attribué aux syénites (**Figure V34A**; saphirs de type Garba Tula, Urdach et Espechère, Loch Roag, Dungannon, Menet, etc...; *Giuliani et al. , 2009a*): leur origine est magmatique.

On remarque qu'une partie de ces saphirs se superposent au domaine des métasomatites à corindon notamment les saphirs incolore et certains saphirs vert et bleu de Vatondranomby. Les points représentatifs de ces saphirs se situent également dans le domaine métamorphique défini par *Sutherland et al. (1998; 2003; voir Figure V-31)*.

V-6 LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'OXYGÈNE DES CORINDONS ASSOCIÉS AUX BASALTES ALCALINS DE MADAGASCAR

V-6-1 La composition isotopique de l'oxygène des corindons

V-6-1.1 Les résultats

Les compositions isotopiques de l'oxygène (en pour mille, par rapport au SMOW, voir les Annexes pour le protocole analytique) de 43 saphirs et rubis provenant des placers et des gisements primaires des régions basaltiques du Nord, Centre et Est de Madagascar sont présentées dans le **Tableau V-18**. Les compositions isotopiques de l'oxygène des saphirs bleu-vert-jaune des trois régions étudiées définissent un intervalle de valeurs des $\delta^{18}\text{O}$

compris entre 2,7 et 9,5‰. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des rubis des régions du Centre et de l'Est sont comprises entre 1,25 et 6,7‰.

1.1-1 Région de Vatomandry

Les saphirs ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 3,3 et 9,5‰ mais la majorité des valeurs est regroupée dans un intervalle isotopique restreint compris entre 3,3 et 4,7‰ ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $4,1 \pm 0,4\%$; n= 9). Une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ à 9,5‰ a été mesurée pour un saphir incolore provenant du placer d'Ambodirina (**Tableau V-16 et Figure V-35**).

Les rubis des gisements d'Ambodirina, d'Ambalatakatra et d'Ambotitavolo ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 2,7 et 6,7‰ avec une valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O} = 4,9 \pm 1,5\%$; n=8). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se répartissent en deux groupes respectivement entre 2,7 et 4,3‰ ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $3,55 \pm 0,7\%$; n= 4), et 5,9 et 6,7‰ ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $6,25 \pm 0,3\%$; n= 4).

1.1-2 Région d'Antsirabe

Les saphirs des placers de l'Ankaratra ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 2,7 et 6,9‰ ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $4,5 \pm 1,5\%$; n= 8). Les saphirs d'Antanifotsy ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui varient entre 6,5 et 6,9‰ alors que celles des saphirs provenant des placers et paléoplacers d'Ambatomainty, de Mandrosohasina et de Kianjanakanga sont comprises entre 2,7 et 4,5‰ (**Tableau V-16**). Les rubis provenant du gisement primaire de Soamiakatra possèdent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 1,25 et 5,0‰ (n= 5) mais la plupart des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se regroupent autour d'un $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $4,9 \pm 0,1\%$ (n= 4). Le rubis du placer d'Antsaboetra présente une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de 3,5‰ (**Tableau V-16**).

1.1-3 Région d'Antsiranana-Nosy Be

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs des gisements du district minier d'Ambondromifehy sont comprises entre 3,75 et 5,9‰ (n= 9) et celles du gisement de Befotaka sur l'île de Nosy Be entre 4,2 et 4,8‰ (n= 2).

V-6-1.2 Discussion des résultats

1.2-1 Les saphirs

(i) **Vatomandry**: La majorité des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs de Vatomandry ($3,3 < \delta^{18}\text{O} < 4,7\%$; $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $4,1 \pm 0,4\%$, n= 9) s'intègre dans l'intervalle de valeurs isotopiques défini par les saphirs mondiaux en environnement basaltique ($3,0 < \delta^{18}\text{O} < 8,2\%$, $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $5,8 \pm 1,2\%$; n = 150; *Giuliani et al., 2007a, b; Yui et al., 2003; 2006*).

District	Mine	Echantillon	Nature	Couleur	Type de gisement	d18O	
						(‰, V-SMOW)	références
Vatomandry	Ambodirina	A1	rubis	rose clair	placer dans un	6,7	ce travail
		A2	saphir	vert à bleu	environnement	3,9	*
		A3	rubis	rouge clair	basaltique	4,0	*
		A4	saphir	incoloré	*	9,5	*
		A5	saphir	jaunâtre	*	4,2	*
		A6	saphir	verdâtre	*	4,0	*
	Ambalatakatra	Am1	saphir	bleu clair à transparent	placer dans un	4,6	ce travail
		Am2	saphir	vert clair à transparent	environnement	4,4	*
		Am3	rubis	rouge foncé	basaltique	6,4	*
		Am4	rubis	rose clair	*	4,3	*
	Ambotilavolo	L1	saphir	bleu	placer dans un	3,3	ce travail
		L2	saphir	vert	environnement	3,9	*
		L3	rubis	rouge foncé	basaltique	6,0	*
		L4	saphir	jaunâtre	*	3,9	*
		L5	rubis	rosâtre	*	3,2	*
		VAT-1	rubis	rouge foncé	*	5,9	Giuliani et al. (2007)
	Tetezapao	VATO-1	saphir	bleuté	placer dans un	4,7	ce travail
		VATO-2	rubis	rouge	environnement basaltique	2,7	*
Antsirabe	Soamialakatra	S1	rubis	rouge foncé	dyke basaltique	5,0	ce travail
		S2	rubis	rouge	gisement primaire	5,1	*
		S3	rubis	rouge	*	4,9	*
		RNANTA	rubis	rougeâtre à pourpre	*	4,7	Giuliani et al. (2007)
		SOM-1	rubis	rouge foncé	*	1,25	*
	Antanifotsy	SNANTAN1	saphir	bleuté	placer dans un	6,5	Giuliani et al. (2005)
		SNANTAN2	saphir	bleu à verdâtre	environnement basaltique	6,9	*
	Ambatomainty	AMBATO-1	saphir	bleu clair à bleu	placer dans un environnement basaltique	4,5	Giuliani et al. (2007)
	Antsaboitraka	ANTSA-1	rubis	rouge	placer dans un environnement basaltique	3,5	Giuliani et al. (2007)
	Mandrosohasina	MAN1	saphir	jaune	paleoplacer dans un	2,7	ce travail
		MAN2	saphir	bleu	environnement	4,5	*
		MAN3	saphir	rosé à incolore	basaltique	3,9	*
	Kianjanakanga	Kia1	saphir	bleu profond	paleoplacer dans un	3,4	ce travail
		Kia2	saphir	bleu opalin	environnement basaltique	3,5	*
Antelranana-Nosy Be	Ambondromifeny	ANT-1	saphir	jaune à vert clair	placer dans un	5,1	Giuliani et al. (2005)
		ANT-2	saphir	bleu clair	karst calcaire	5,9	*
		ANT-3	saphir	jaune	*	3,9	Giuliani et al. (2007)
		ANT-4	saphir	bleu opalin	*	3,9	*
		Ambo 12-3	saphir	bleu clair à lilas	*	3,75	*
		ANT-5	saphir	bleu foncé	*	4,5	*
		322-3gy	saphir	jaune à vert		4,6	*
		322-3b	saphir	bleu		4,3	*
		319-2z	saphir	jaune		4,4	*
	Nosy Be-Befotaka	NO-1	saphir	bleu	placer dans basalte,	4,8	Giuliani et al. (2007)
		NO-2	saphir	vert	grès et granite	4,2	*

Tableau V-16: Composition isotopique de l'oxygène (en pour mille, par rapport au SMOW) des rubis et saphirs des régions basaltiques du Nord, Centre et Est de Madagascar. La précision analytique sur les $\delta^{18}\text{O}$ des corindons est de 0,1‰.

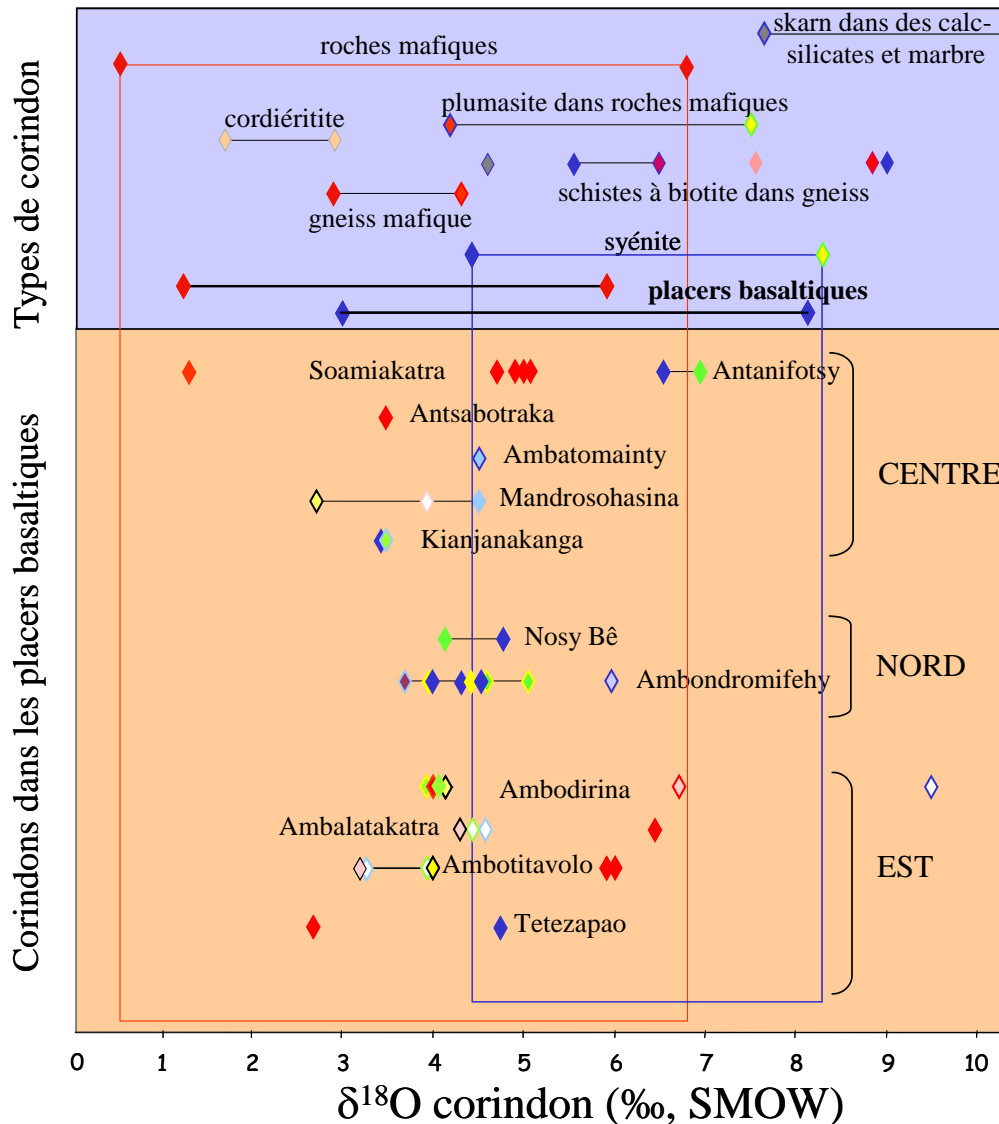


Figure V-35: Composition isotopique de l'oxygène des saphirs et rubis des placers et gisements primaires des régions basaltiques du Nord, Centre et Est de Madagascar.

L'origine de ces xénocristaux est discutée à partir des intervalles de valeurs isotopiques définis pour les différents types de saphirs associés aux gisements primaires dans les environnements magmatique et métamorphique, la nature de leurs inclusions solides et de leur composition chimique (*Giuliani et al., 2005, 2007a, b*). L'intervalle des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs de Vatomandry se superpose en partie à l'intervalle défini pour les saphirs associés aux syénites ($4,4 < \delta^{18}\text{O} < 8,3\text{‰}$, avec un $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $6,8 \pm 1,4\text{‰}$, $n = 25$; *Giuliani et al., 2007*), à celui des saphirs métasomatiques associés aux plumasites ($4,2 < \delta^{18}\text{O} < 7,5\text{‰}$, avec un $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $5,7 \pm 0,95\text{‰}$; $n = 16$) et à celui des saphirs contenus dans des schistes à biotite formés par la métasomatose de gneiss en domaine granulitique ($4,6 < \delta^{18}\text{O} < 9,0\text{‰}$; $n = 11$, **Figure V-35**, Chapitre V).

Dans le diagramme chimique $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ (**Figure V-31**), les saphirs de Vatomandry se situent dans le domaine magmatique défini par *Sutherland et al.* (1998; 2003). Le domaine chimique de ces saphirs se superpose également au domaine des plumasites du Transvaal en Afrique du Sud. Par ailleurs, la présence d'inclusions solides de minéraux appartenant au groupe de la ferrocolombite, de la bétafite, du pyrochlore et du rutile à niobium dans les saphirs de Vatomandry sont différents arguments qui indiquent une origine magmatique (de type syénitique) c'est-à-dire des environnements riches en éléments incompatibles et volatiles rencontrés dans les magmas alcalins (*Upton et al.*, 1999).

La présence de minéraux à niobium est fréquemment signalée dans les syénites et les syénites à néphéline (*Simonet, 2000; Monchoux et al.*, 2006), mais ces paragenèses sont absentes dans les suites métamorphiques et les plumasites (*Graham et al.*, 2009). Ainsi, une origine magmatique (probablement syénitique) est préférée à une origine métasomatique pour les saphirs de Vatomandry.

La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ à 9,5‰ du saphir incolore d'Ambodirina indique une source métamorphique de type skarn formé par la métasomatose développée sur des roches calcosilicatées ou des marbres (**Figure V-35**). Une origine métamorphique a déjà été proposée pour des saphirs provenant de placers basaltiques du Massif Central Français (*Giuliani et al.*, 2009b), notamment ceux de Chomelix ($\delta^{18}\text{O} = 8,6 \pm 0,3\text{‰}$, $n = 3$), du Mont Coupet ($\delta^{18}\text{O} = 8,7$ and $10,25\text{‰}$), et le Bras ($\delta^{18}\text{O} = 13,9\text{‰}$), et ainsi que certains saphirs incolores ou de couleur pastel provenant des gisements basaltiques australiens de Barrington (*Giuliani et al.*, 2005; *Zhaw et al.*, 2006).

(ii) **Antsirabe**: Les saphirs de la région de Antsirabe présentent deux intervalles de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$: (a) $6,5 < \delta^{18}\text{O} < 6,9\text{‰}$ pour les saphirs du gisement d'Antanafotsy; (b) $2,7 < \delta^{18}\text{O} < 4,5\text{‰}$ pour les saphirs d'Ambatomainty, de Mandrosohasina et de Kianjanakanga.

(a) Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 6,5 et 6,9‰ s'intègrent dans les domaines isotopiques définis pour les saphirs associés aux syénites, plumasites et schistes à biotite. Le domaine de la composition chimique des saphirs de la région de Antsirabe se superpose au domaine magmatique défini dans le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ (**Figure V-31**) par *Sutherland et al.* (1998; 2003). Ainsi, l'origine des schistes à biotite d'origine métamorphique peut-être écartée pour ces saphirs.

(b) Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs des gisements de Mandrosohasina et de Kianjanakanga ($2,7 < \delta^{18}\text{O} < 3,9\text{‰}$, $n=5$) se superposent parfaitement à l'intervalle de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs de la région de Vatondry ($3,3 < \delta^{18}\text{O} < 4,7\text{‰}$, $n=9$). Les origines possibles de ces saphirs sont identiques à celles proposées précédemment pour les saphirs de Vatondry.

Le domaine de la composition chimique des saphirs de la région de Antsirabe se superpose au domaine magmatique (**Figure V-31**) défini par *Sutherland et al. (1998; 2003)*. Il s'insère dans les domaines de composition chimique représentatifs des saphirs des syénites des Pyrénées et des plumasites d'Afrique du Sud. Par contre, la présence de micro-xénolithes d'anorthoclase à saphir et d'inclusions de minéraux à niobium dans les saphirs de Kianjanakanga (**Figure V-28**), indiquent qu'une partie de ces saphirs ont cristallisé à partir d'un magma felsique riche en éléments incompatibles et volatiles. Des enclaves d'anorthoclases à saphir ont également été décrites dans le trachyte de Menet au Puy de Menoyre dans le Massif Central Français (*Brousse et Varet, 1966*). Les xénolithes d'anorthoclase ont un diamètre qui varie de quelques centimètres à 30 centimètres et les saphirs bleus (quelques millimètres à 1cm de long) sont disséminés dans une matrice feldspathique avec de la biotite et de la maghémite. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs de Menet sont comprises entre 4,4 et 4,5‰ (*Giuliani et al., 2009b*) et elles sont comparables à celles mesurées pour les saphirs de Kianjanakanga (**Tableau V-16**). Par ailleurs, elles s'insèrent dans l'intervalle de valeurs défini pour les saphirs des syénites ($4,4 < \delta^{18}\text{O} < 8,3\text{‰}$, **Figure V-35**). Il apparaît qu'une source syénitique est identifiée pour les saphirs de Mandrosohasina mais une origine métasomatique de type plumasite ne peut être totalement écartée.

(iii) **Ambondromifehy et Nosy Be**: Les saphirs de ces deux districts à saphirs dans le Nord de Madagascar ont des valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 3,75 et 5,9‰ ($n=11$, **Tableau V-16; Figure V-35**). Le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de $4,5 \pm 0,5\text{‰}$ ($n=11$) des saphirs est similaire à ceux des saphirs des régions de Vatondry et de Antsirabe avec respectivement des valeurs moyennes à $4,1 \pm 0,4\text{‰}$ ($n=9$), $4,5 \pm 1,5\text{‰}$ ($n=8$).

Les inclusions solides identifiées dans les saphirs d'Ambondromifehy notamment le zircon, la baddéleyite, le pyroxène, la ferrocolombite, l'uraninite et l'uranpyrochlore (*Schwarz et al., 2000; ce travail*) sont typiques des inclusions inventoriées dans les saphirs d'origine magmatique c'est-à-dire de type syénitique (*Schwarz et al., 2000; Monchoux et al., 2006*). Ces associations minérales ne se rencontrent pas dans les plumasites où les inclusions sont

limitées au zircon, au rutile et à l'hématite (*Seifert et Hyrsl, 1999*) et dans les schistes à biotite (à inclusions de cordiérite, zircon, sillimanite, feldspath potassique, plagioclase, monazite, phlogopite et barytine; *Offant, 2005; Ralantoarison et al., 2006*). Dans le diagramme de composition chimique de *Sutherland et al. (1998, 2003)* les saphirs de la région d'Antsiranana et de Nosy Be se situent dans le domaine magmatique. Ainsi une origine magmatique (syénitique) peut-être proposée pour ces saphirs.

La moitié des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des saphirs des trois zones étudiées ($2,7 < \delta^{18}\text{O} < 3,9\text{‰}$) sont anormalement basses en composition isotopique de l'oxygène pour des saphirs issus d'un environnement basaltique ($3,0 < \delta^{18}\text{O} < 8,2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $5,8 \pm 1,2\text{‰}$; $n = 150$; *Giuliani et al., 2007a, b*). De telles compositions isotopiques impliquent pour le magma originel issu du manteau ou de la croûte inférieure des compositions isotopiques inférieures à $5,5\text{‰}$.

Suivant l'hypothèse d'une origine magmatique des saphirs, le magma alcalin capable de former du saphir doit être riche en aluminium. *Sutherland et al. (1998)* a proposé que la fusion partielle du manteau lithosphérique riche en amphibole permettait la formation de corindon dans les liquides résiduels. Cependant, un tel processus ne pourrait pas expliquer des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ inférieures à $5,5\text{‰}$. Les travaux expérimentaux de *Hirschmann et al. (2003)* ont démontré qu'à des pressions de 20 à 25 kbars, la fusion partielle de pyroxénites à grenat pouvait produire des magmas alcalins enrichis en alumine. La formation de tels magmas par un processus de fractionnement permettrait la formation du corindon dans le manteau supérieur ou la croûte inférieure. *Yui et al. (2006)* fait remarquer que ces magmas pourraient résulter de la fusion de pyroxénites à grenat avec les péridotites du manteau suivant un modèle d'hybridation. Ces pyroxénites à grenats dériveraient de cumulats océaniques de nature gabbroïque qui auraient réagi avec l'eau de mer avant d'être subductés et ensuite infiltrés par des fluides ou des magmas mantelliques provoquant une fusion partielle et la production d'un magma alumineux. Les compositions isotopiques de l'oxygène inférieures à $5,5\text{‰}$ peuvent s'expliquer par l'interaction précoce des cumulats océaniques avec l'eau de mer.

1.2-2 Les rubis

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des rubis de Vatomandry ($2,7 < \delta^{18}\text{O} < 6,7\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $5,1 \pm 1,4\text{‰}$, $n = 8$) se superposent à l'intervalle de valeurs isotopiques défini mondialement pour les rubis associés aux roches mafiques et ultramafiques ($0,25 < \delta^{18}\text{O} < 6,8\text{‰}$, $n = 19$; *Giuliani et al 2007a, b*). Par ailleurs, il se superpose également à l'intervalle de valeurs isotopiques défini pour les rubis situés en environnement basaltique ($1,25 < \delta^{18}\text{O} < 5,9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $3,1 \pm 1,1\text{‰}$, $n = 62$; *Giuliani et al., 2005, 2007a, b, 2009b; Yui et al., 2003; 2006*).

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se distribuent en deux groupes (**Figure V-35**): un premier dans l'intervalle 2,7 à 4,3‰ (n =4), et un second entre 5,9 et 6,7‰ (n=4). Ces deux groupes de valeurs signifient deux sources différentes pour le rubis:

- Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ **du premier groupe** s'intègrent parfaitement dans l'intervalle de valeurs isotopiques défini pour les rubis de Soamiakatra et d'Antsabotraka ($1,25 < \delta^{18}\text{O} < 5,0\text{‰}$, n=6) de la région d'Antsirabe (**Figure V-35**). A Soamiakatra, la source du rubis est connue car il se trouve inclus dans des enclaves de métagabbros et de pyroxénites contenues dans les basaltes alcalins (*Rakotosamizany, 2003*). Des rubis avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ similaires ($1,3 < \delta^{18}\text{O} < 4,2\text{‰}$; *Yui et al., 2006*) et qui contiennent des inclusions solides de grenat et de clinopyroxène ont été décrits à Chanthaburi-Trat en Thaïlande (*Sutthirat et al., 2001*). Ces derniers auteurs considèrent que le rubis s'est formé dans des roches mafiques de type pyroxénite à grenat dans le manteau infra-continental. De même, des rubis associés à des pyroxénites à grenat ont été décrits dans les complexes orogéniques de péridotites de Beni Bousera au Maroc (*Kornprobst et al., 1990*) et dans la vallée de Malenco en Italie (*Muntener et Hermann, 1996*). *Yui et al. (2006)* reportent également des rubis associés à des éclogites.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de certains rubis comprises entre 1,25 et 3,5‰ (cas des gisements de Soamiakatra, Antsabotraka, Ambotitavolo et Tetezapao) sont trop légères pour refléter une formation dans les conditions du manteau supérieur. De même, la plupart des rubis provenant des placers de Chanthaburi-Trat en Thaïlande présentent une gamme de valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ comprise entre 1,3 et 4,2‰ (*Yui et al., 2006*). L'hypothèse avancée pour expliquer ces valeurs particulières de $\delta^{18}\text{O}$ des rubis thaïlandais par *Yui et al. (2006)* serait une interaction préalable avec l'eau de mer des roches parentales des métagabbros et des pyroxénites. Cette hypothèse avait déjà été proposée par *Pearson et al. (1993)* pour expliquer les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des clinopyroxènes des pyroxénites à rubis du complexe péridotitique de Beni Bousera au Maroc. Aussi, comme le suggère *Yui et al. (2006)*, dans certains cas les pyroxénites à grenats pourraient constituer une source commune pour les saphirs et les rubis.

- Les valeurs **du second groupe** s'intègrent dans l'intervalle des "plumasites" situées au contact de roches mafiques-ultramafiques ($4,2 < \delta^{18}\text{O} < 7,5\text{‰}$, avec un $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $5,7 \pm 0,95\text{‰}$; n= 16). Ces données isotopiques confirment les données chimiques définies pour les rubis où le type rubis métasomatique développé sur des roches mafiques et ultramafiques est identifié.



Université Henri Poincaré, Nancy
Ecole Doctorale RP2E



IRD
DSF / DME



Université d'Antananarivo
Département des Sciences de la Terre

THESE

Pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue publiquement par

Saholy RAKOTOSAMIZANANY

le 19 Juin 2009

Les gisements de corindons gemmes dans les basaltes alcalins et leurs enclaves: Signification Pétrographique et Métallogénique

TOME 2

Composition du Jury

- Rapporteurs: B. Déruelle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
A.E. Fallick, SUERC, Glasgow, Ecosse
- Examineurs: P. Barbey, Université Henri- Poincaré, Nancy, France
D. Schwarz, GGL Lucerne, Suisse
- Directeurs de thèse: A.F.M. Rakotondrazafy, Université d'Antananarivo, Madagascar
G. Giuliani, IRD, LMTG et CRPG/CNRS, Vandœuvre, France
- Co-directeur de thèse: D. Ohnenstetter, CRPG/CNRS, Vandœuvre, France

CHAPITRE VI

BASALTES ET ENCLAVES DES DISTRICTS MINIERS DE SOAMIAKATRA ET DE MANDROSOHASINA (Région Centrale de Madagascar)

VI-1 - CADRE GEOLOGIQUE DU DISTRICT MINIER DE SOAMIAKATRA

La région d'Antsirabe fait partie du bloc Antananarivo, constitué par des formations métamorphiques: migmatites, quartzites, khondalites, gneiss, micaschistes et amphibolites appartenant à l'ancien Système du Graphite (*Bésairie, 1973*). L'ensemble de toutes ces formations sont recoupées par des coulées volcaniques récentes d'âge Miocène (*Lenoble, 1949*). Le gisement de rubis de Morarano à Soamiakatra se situe plus d'une centaine de kilomètre d'Antananarivo, et à environ une trentaine de kilomètre au Sud du village d'Antanifotsy, dans la partie Sud du massif d'Ankaratra (**Figure IV-3**).

La géologie de cette région est caractérisée par la présence des coulées volcaniques basaltiques qui recouvrent les formations gneissiques et migmatitiques et qui sont recoupées par des intrusions de granites roses (**Figure IV-4**).

Les appareils volcaniques sont bien individualisés (**Figure VI-1**): ils forment soit des dômes (colline Vohimalaza) soit des cônes égueulés (colline Vohitrakanga). Ils sont isolés et alignés suivant une direction N17E (*Rakotosamizany, 2003*). Des dykes phonolitiques sont intrusifs dans les migmatites de la colline Botrara.

Les roches du socle précambrien de la série micaschiste-gneiss à graphite ont été datées à du 242Ma (*Guigue, 1995*). Elles sont composées de:

1) *Les migmatites*. Elles sont prédominantes dans le secteur étudié et elles occupent le cœur d'anticlinaux. Ce sont des roches claires, de couleur rose à crème, avec une foliation soulignée par les biotites et les amphiboles. La texture des migmatites est agmatitique et les paléosomes sont formés par une association d'amphibole et de biotite, et les néosomes constitués de quartz et de feldspath présentent une texture grenue pegmatitique. L'échantillon S18, prélevé près du village de Morarano, présente une structure granoblastique faiblement hétérogranulaire avec une paragenèse formée de microcline (taille variant de 2 et 3 mm) et de quartz (taille comprise entre 2 mm et 1 cm), d'albite-oligoclase de plus petite taille (1 à 2mm); les myrmékites s'observent à la périphérie des microclines.

2) *Les gneiss*. Quatre types de gneiss ont été identifiés: les gneiss à biotite, les gneiss à grenat et sillimanite; les gneiss amphibolitiques et les gneiss khondalitiques.

2a) Les gneiss à biotite sont remarquablement rubanés. Le rubanement varie de quelques millimètres à une dizaine de centimètres. Les bandes sombres sont constituées de

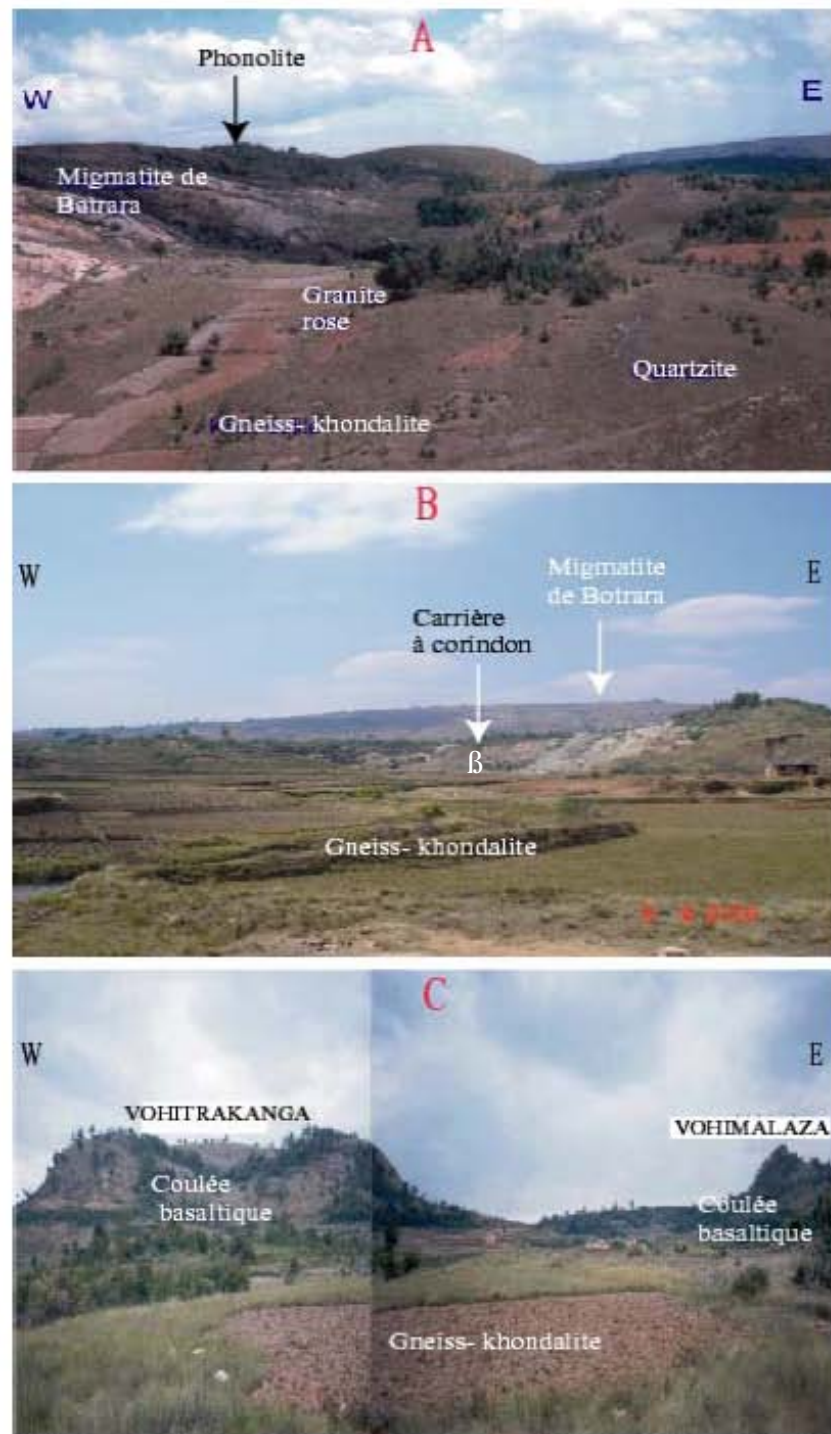


Figure VI-1: Les différentes formations géologiques observées dans la région de Soamiakatra. **A):** Les granites roses et les phonolites recoupent les séries de gneiss khondalitiques, de migmatitiques et de quartzites. **B):** Carrière à corindon de Morarano exploitée dans les basaltes (B) alcalins de la région de Soamiakatra. Les basaltes minéralisés recoupent les formations gneissiques. **C):** Les appareils volcaniques, Vohitrakanga, caractérisé par son cratère égueulé, et Vohimalaza en forme de dôme.

biotite et de rares amphiboles tandis que les bandes claires sont constituées d'orthose, de microcline, de plagioclase et de quartz.

L'échantillon (S17A) présente une texture granoblastique hétérogranulaire constituée par des orthoses, maclées Carlsbad, en cristaux xénomorphes allongés (2 et 4 mm), des microclines en gros cristaux (5 à 10 mm) automorphes à subautomorphes, des myrmékites s'observent à leur périphérie. Les biotites (2 à 4 mm) sont abondantes; elles sont souvent poecilites et englobent les grains de quartz (5 à 10 mm). Les muscovites, plus rares sont subautomorphes (taille d'environ 5 mm) et renferment des minéraux opaques. Le quartz dont la taille est comprise entre 5 et 10 mm de diamètre, est souvent étiré. Le quartz, transparent à laiteux, à grain étiré est associé à de petits cristaux de magnétites noires.

2b) Les gneiss à grenat et sillimanite. Ce sont des roches rubanées dont la foliation est marquée par l'alternance de lits riches en sillimanite-biotite avec de rares muscovites et grenats et des lits quartzo-feldspathiques. L'échantillon BM11 présente une texture oeillée; la texture granolépido-blastique hétérogranulaire est soulignée par de nombreux prismes automorphes flexueux de sillimanite (5 à 10 mm), d'orthose, de microcline perthitique subautomorphe (2 à 10 mm), d'albite-oligoclase xénomorphe (2 à 10 mm), de muscovite (2 à 10 mm), de biotite (2 à 10 mm) et de tourmalines (5 à 10 mm) automorphes, de quartz (2 à 10 mm) xénomorphe et à extinction roulante, de grenat (1 à 30 mm) souvent xénomorphe qui renferme de nombreuses inclusions minérales (quartz, biotite, orthose). La composition du grenat (**Tableau VI-1**) montre qu'il s'agit d'almandin (Almandin 70-72 %, Pyrope 17- 20 %, Spessartine 0,6-0,7 %, Grossulaire 0,3- 0,4 %, Andradite 0,1-0,2 %).

2c) Les gneiss amphiboliques. Ce sont des roches bien rubanées dont le rubanement est souligné par les biotites et les hornblendes. L'échantillon caractéristique S9B présente une texture granoblastique hétérogranulaire formée de biotite subautomorphe (5 à 10 mm), parfois altérée en chlorite, de l'oligoclase-andésine subautomorphes de taille variable (1 à 2 mm), de l'orthose et du microcline (1 à 2 mm), de la hornblende (environ de 2 cm), de la tourmaline verte et de la muscovite automorphe (2 à 5 mm).

2d) Les gneiss khondaliques. Ce sont des gneiss toujours très altérés à sillimanite et grenat de couleur grise à rougeâtre. La partie brillante de ces gneiss est due à la présence du graphite de taille millimétrique.

3) Les micaschistes. Ce sont des roches tendres noirâtres et souvent très altérées. Les micaschistes sont composés de quartz subautomorphes (1 à 3 mm), de rares orthose et oligoclase-andésine (1 à 3 mm), de nombreuses biotites (1 à 3 mm), de rares muscovites (1 mm) et de l'apatite en petits prismes (2 mm).

Minéral	GRENAT						
Echantillon	BM11-1			BM11-3			
Point d'analyse	4	6	5	1	2	9	10
SiO ₂	37,44	37,77	37,41	37,59	36,88	36,91	37,33
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,37	21,24	20,78	20,73	20,78	20,9	20,81
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02
FeO	33,25	32,58	32,8	31,63	31,89	31,93	31,63
MgO	4,58	4,86	4,19	4,8	4,9	4,82	4,79
MnO	2,82	2,89	3,17	2,59	2,65	2,42	2,45
CaO	1,45	1,64	1,6	1,62	1,57	1,58	1,64
Total	100,94	101,04	99,97	99,03	98,7	98,6	98,7
Si	2,934	2,962	2,989	3,03	2,954	2,963	3,01
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,975	1,963	1,957	1,97	1,962	1,978	1,979
Cr	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,025	0,035	0,043	0,027	0,038	0,021	0,019
Fe ²⁺	2,155	2,102	2,149	2,105	2,098	2,122	2,114
Mg	0,536	0,568	0,499	0,577	0,586	0,577	0,576
Mn	0,187	0,192	0,215	0,177	0,18	0,165	0,168
Ca	0,122	0,138	0,137	0,14	0,135	0,137	0,142
Xalm	0,72	0,70	0,72	0,70	0,70	0,71	0,71
Xpyr	0,18	0,19	0,17	0,19	0,2	0,19	0,19
Xspes	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
Xgr	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
Xand	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Xuv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau VI-1: Analyses chimiques et formules structurales des grenats des gneiss à grenat et sillimanite de Soamiakatra. Xalm = composition molaire en almandin, Xpyr = composition molaire en pyrope, Xspes = composition molaire en spessartine, Xgr = composition molaire en grossulaire, Xand = composition en andradite, Xuv = composition uvarovite.

4) *Les quartzites*. Elles forment les crêtes des petites collines de la région. Ce sont des roches à texture granoblastique homogène à grain grossier (1 à 2 cm). On peut observer comme minéraux accessoires de l'hématite et de la magnétite, et plus rarement de la biotite et du graphite.

5) *Les granites*. Ils sont intrusifs dans l'ensemble gneissique et migmatitique. Ce sont des roches leucocrates, de couleur rose, déformées et allongées parallèlement à leur encaissant.

A Morarano, la roche type (échantillon S14A) présente une texture faiblement orientée soulignée par la biotite. Leur composition minéralogique est assez homogène et constant: quartz (1 à 2 mm), le microcline et l'orthose sont xénomorphes (1 à 2 mm), l'oligoclase est subautomorphe (1 à 3 mm), biotite et muscovite sont automorphes (1 à 2 mm). Les minéraux accessoires sont: la magnétite, le zircon, la monazite et l'apatite.

Du point de vue géochimique (**Tableau VI-2**), dans le diagramme R1-R2 de *de La Roche et al. (1980)*, les points représentatifs de ces granites se situent dans le domaine des granites alcalins (**Figure VI-2A**). Dans le diagramme de *Pearce et al. (1984)* qui utilise le rapport Yb + Nb en fonction du Rb, ces granites se répartissent dans le champ des granites orogéniques des zones de collision (**Figure VI-2B**).

Roche	GRANITE ROSE		GNEISS
Echantillon	S21A	S14A	BM11
SiO ₂	74,41	73,61	79,22
Al ₂ O ₃	13,45	13,77	10,77
Fe ₂ O ₃	1,67	1,86	4,05
MgO	0,28	0,24	1,40
CaO	0,72	0,97	0,64
Na ₂ O	2,53	3,84	0,39
K ₂ O	6,63	4,47	1,48
TiO ₂	0,12	0,13	0,37
P ₂ O ₃	0,05	0,00	0,14
Perte au feu	0,50	0,88	1,45
Total	100,36	99,77	99,91
La	82,70	77,60	33,40
Ce	166,00	139,00	65,60
Pr	16,40	12,8	7,02
Nd	52,60	38,00	25,30
Sm	8,37	5,56	4,67
Eu	0,59	0,65	1,12
Gd	5,14	3,91	3,44
Tb	0,69	0,53	0,47
Dy	3,41	2,62	2,69
Ho	0,56	0,46	0,49
Er	1,55	1,10	1,28
Tm	0,23	0,19	0,18
Yb	1,50	1,31	1,27
Lu	0,24	0,24	0,19
Total	339,98	283,97	147,12

Tableau VI-2 Analyses chimiques en éléments majeurs et traces des granites roses et des gneiss de la région de Soamiakatra.

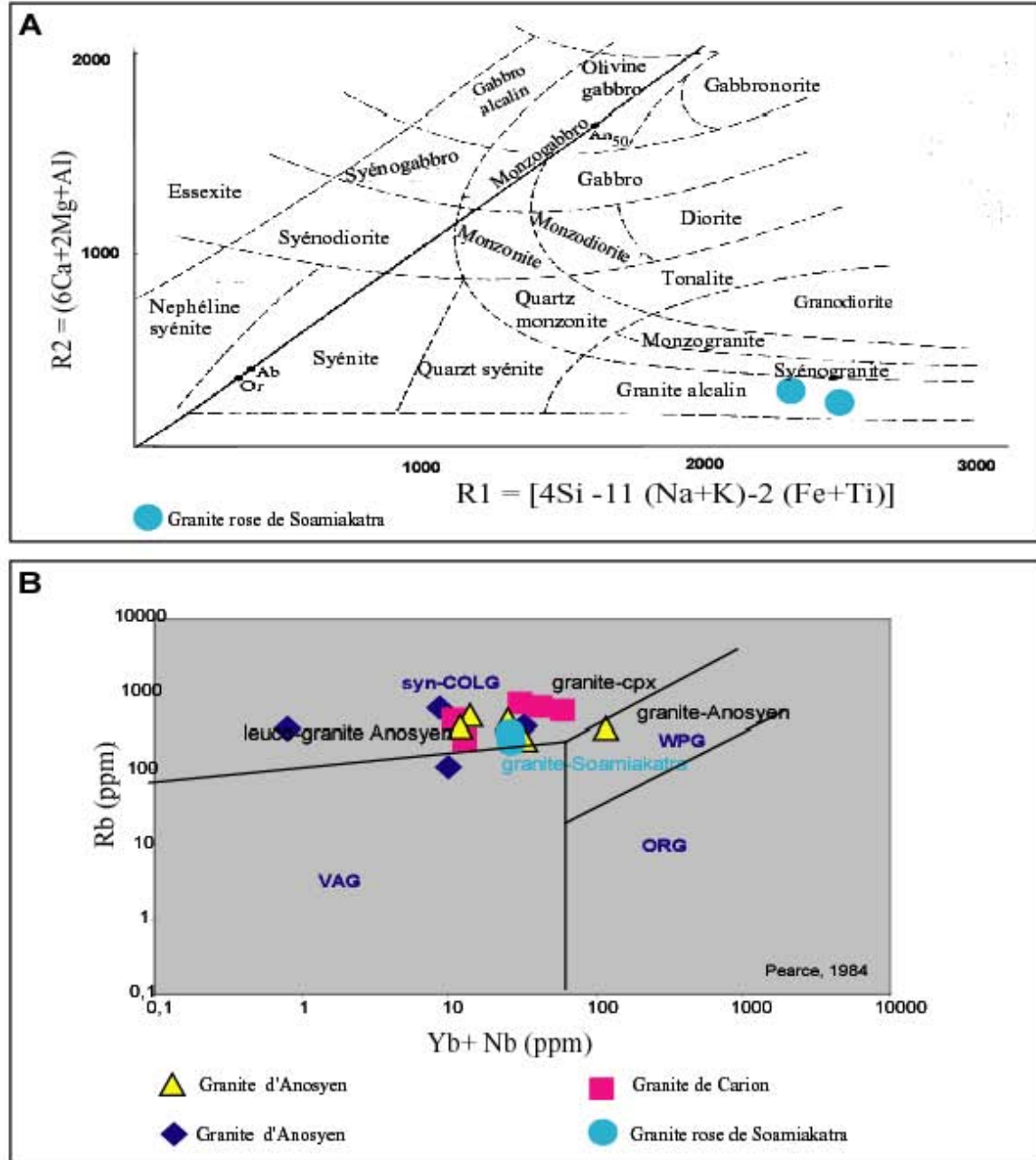


Figure VI-2. Les granites de Soamiakatra: **A)** dans le diagramme R1-R2 de *De La Roche et al. (1980)* avec $R1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ et $R2 = (6Ca + 2Mg + Al)$, exprimés en millications. **B)** dans le diagramme de *Pearce et al. (1984)* avec Rb en fonction de Y+Nb, exprimés en ppm. Pour comparaison, nous avons également reporté la composition d'autres granites malgaches, ceux de l'Anosyen et de Carion (*Razanatseho, 2003*). VAG = granite d'arc volcanique, ORG = granite des rides médio-océaniques, WPG = granite intra-plaque, syn-COLG = granite des zones de collision.

VI-2-PETROGRAPHIE DES BASALTES ALCALINS ET PHONOLITES DE LA REGION DE SOAMIAKATRA

Les émissions volcaniques de l'Ankaratra ont débuté vers la fin du Miocène et elles se sont poursuivies jusqu' au Quaternaire récent (*Besairie, 1973*). Ce système volcanique montre quatre phases importantes: une première phase trachytique avec des épisodes phonolitiques suivie par une seconde phase andésitique et basaltique, puis une troisième phase à ankaratrite qui se termine avec une phase basanitique (*Besairie, 1973*).

Les roches volcaniques sont très répandues dans la région de Vakinankaratra, dans la commune d'Antsirabe. Ce sont essentiellement des basaltes alcalins à olivine, des phonolites, des trachytes et des rhyolites. A Soamiakatra, les laves basaltiques sont de types fissurales et elles recoupent les formations encaissantes en particuliers les séries gneissiques khondalitiques de l'ancien système graphite (*Besairie, 1973*).

VI-2-1 Les basaltes alcalins à olivine, à aspect massif

Ce sont des roches grises ou noires et à texture porphyrique. Elles s'altèrent facilement en latérites rouges. Les basaltes sont constitués généralement de phénocristaux de plagioclase, d'olivine et de pyroxène. Les minéraux accessoires sont la zéolite, la calcite, la magnétite et les feldspathoïdes. L'échantillon caractéristique de ce type de basalte (échantillon 160) provient de la carrière de Morarano où est exploité le rubis.

Sous le microscope, ce basalte possède l'assemblage minéralogique suivant:

- Le Clinopyroxène:

Il présente une taille variable (10 à 250 μm), et ils sont peu nombreux. Les cristaux sont corrodés, craquelés et ils présentent la macle en forme de sablier. La teinte de la polarisation varie du brun jaunâtre à l'incolore. Le pléochroïsme est faible. Il est très fracturé et parfois zoné. La zone la plus externe est composée de petits minéraux d'altération de couleur rouge brun. Les fissures sont remplies par des oxydes de fer colorés en brun jaune (**Figure VI-3-A**). Le clinopyroxène est également présent en microlites dans la matrice. Les inclusions solides trouvées dans les pyroxènes sont le spinelle, la calcite et le plagioclase. La composition chimique de clinopyroxène montre qu'il présente une zonation chimique assez

remarquable de la bordure au cœur du cristal avec un enrichissement en magnésium (MgO comprise entre 13,99 et 16,73 % poids) et une diminution de la composition en calcium d'environ 4% poids de différence. On enregistre une diminution de la composition en titane. Le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ est compris entre 0,82 et 0,91 (**Tableau VI- 3**).

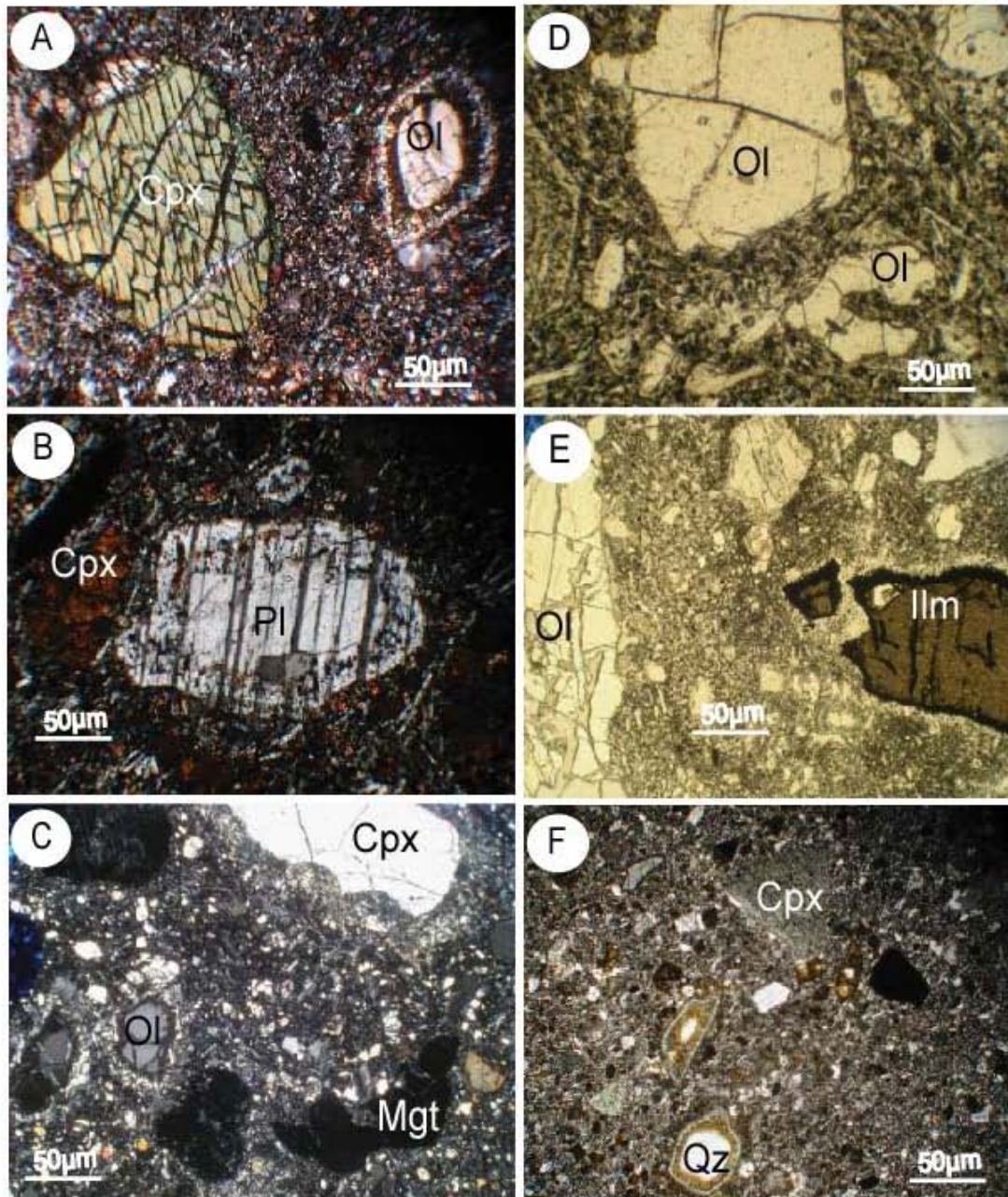


Figure VI-3: Microphotographie des basaltes de la région de Soamiakatra **A):** Phénocristaux de pyroxène (Cpx) et d'olivine (Ol), à contour corrodé dans la matrice microlitique. **B):** Phénocristal de plagioclase qui présente une zonation de croissance soulignée par des inclusions d'indingsite solides. **C):** Cristal d'olivine (Ol), magnétite (Mgt) à contour xénomorphe, clinopyroxène (Cpx) corrodé avec un cœur et une bordure de réaction (blindage). **F):** Phénocristaux de clinopyroxène (Cpx), d'olivine (Ol), de magnétite (Mgt) et de quartz (Qtz) à extinction roulante dans la matrice de basalte. Tous ces xénocristaux sont en voie de déstabilisation et présentent des couronnes de minéraux néoformés. **D):** Phénocristaux d'olivine (Ol) dispersés dans la mésostase feldspathique. **E):** Phénocristaux d'ilménite (Ilm) et d'olivine (Ol) dispersés dans la matrice microlitique. Les abréviations des minéraux sont ceux recommandés par Kretz (1994). **F):** Présence de quartz (Qtz) et de clinopyroxène (Cpx) dans la matrice de basalte.

Ce sont des clinopyroxènes calciques ($\text{CaO} = 18,61 - 22,23 \%$ poids) et riche en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,11 - 7,16 \%$ poids). Ils se localisent dans le domaine Quad dans le diagramme Q- Jd -Ae de Morimoto (1988), **Figure VI-4** et ils se repartissent dans divers domaines de la classification des clinopyroxènes notamment dans la plage dessinée en rond vert. Il s'agit de l'augite, du dipsode et de salite suivant la **Figure VI-5**.

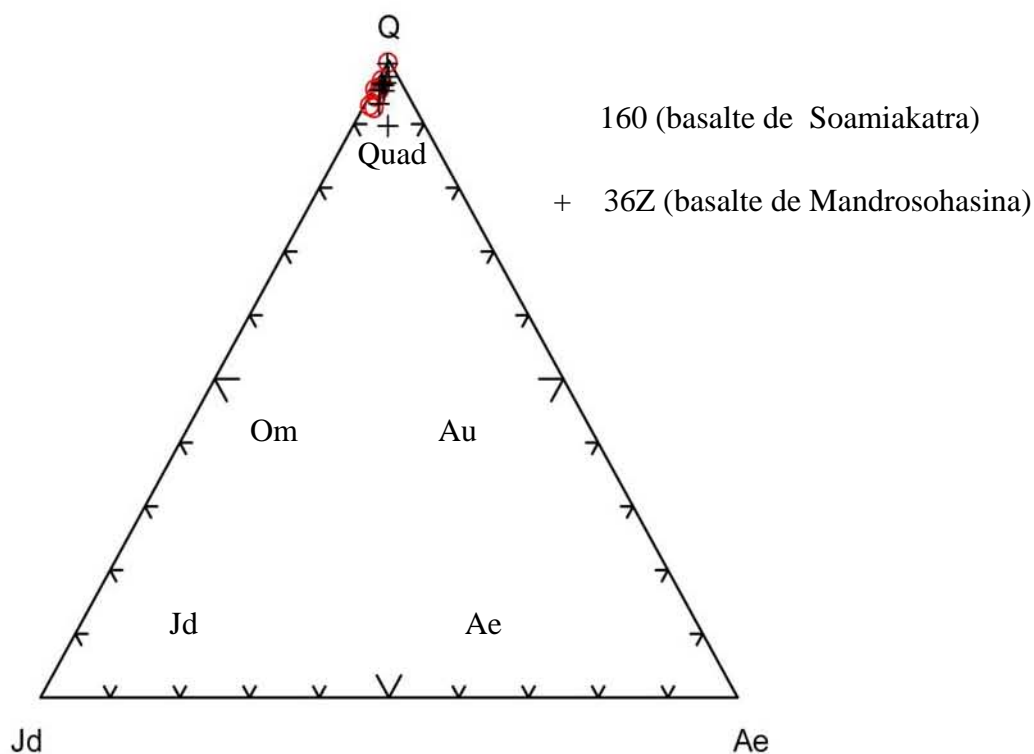


Figure VI-4: La composition chimique de clinopyroxène des basaltes d'Antsirabe (régions de Soamiakatra et de Mandrosohasina) sont reportée dans le diagramme Jd -Q- Ae de Morimoto (1988). Ce sont de clinopyroxène de type Quad. Om = omphacite, Ae: aégyrine, Jd= jadéite, Au: Augite, Quad et Q: pyroxène quadrilatéral.

- L'orthopyroxène est en microphénocristaux (2 à 5 μm), limpides, teintés en jaune clair qui sont dispersés dans la mésostase. Ils sont toujours résorbés et blindés par des clinopyroxènes et des spinelles.

Du point de vu chimique, l'orthopyroxène est caractérisé par une forte teneur en fer avec un rapport $\text{XMg} = \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ est de l'ordre de 0,58. La teneur en titane et la composition en calcium est faible.

Minéral	CLINOPYROXENES				
Echantillon Position	160 bordure	160 bordure	160 bordure	160 cœur	160 cœur
SiO ₂	49,53	50,1	48,59	50,94	50,22
TiO ₂	1,56	1,06	1,22	0,85	1,28
Al ₂ O ₃	5,11	6,44	7,16	5,29	6,40
Cr ₂ O ₃	0,42	0,39	0,36	0,29	0,25
FeO	6,17	5,29	5,64	6,16	6,87
MnO	0,21	0,00	0,10	0,07	0,13
MgO	14,44	14,53	13,99	16,73	15,38
CaO	22,23	20,8	21,04	18,61	19,33
Na ₂ O	0,42	0,95	0,97	0,77	0,61
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
Total	100,13	99,57	99,12	99,72	100,5
Si	1,825	1,838	1,794	1,858	1,832
Al iv	0,175	0,162	0,206	0,142	0,168
Al vi	0,047	0,117	0,105	0,086	0,108
Ti	0,043	0,029	0,034	0,023	0,035
Cr	0,012	0,011	0,011	0,008	0,007
Fe ³⁺	0,059	0,042	0,093	0,056	0,027
Fe ²⁺	0,131	0,120	0,081	0,132	0,183
Mn	0,007	0,000	0,003	0,002	0,004
Mg	0,793	0,795	0,770	0,910	0,837
Ca	0,878	0,818	0,832	0,727	0,756
Na	0,030	0,068	0,069	0,054	0,043
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
XMg	0,86	0,87	0,91	0,87	0,82
Wo(Ca)	48,71	47,20	49,45	41,10	42,57
En(Mg)	44,02	45,88	45,75	51,41	47,12
Fs(Fe ²⁺)	7,27	6,92	4,80	7,48	10,31

Tableau VI-3: Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes dans les basaltes de Soamiakatra (région centrale de Madagascar).

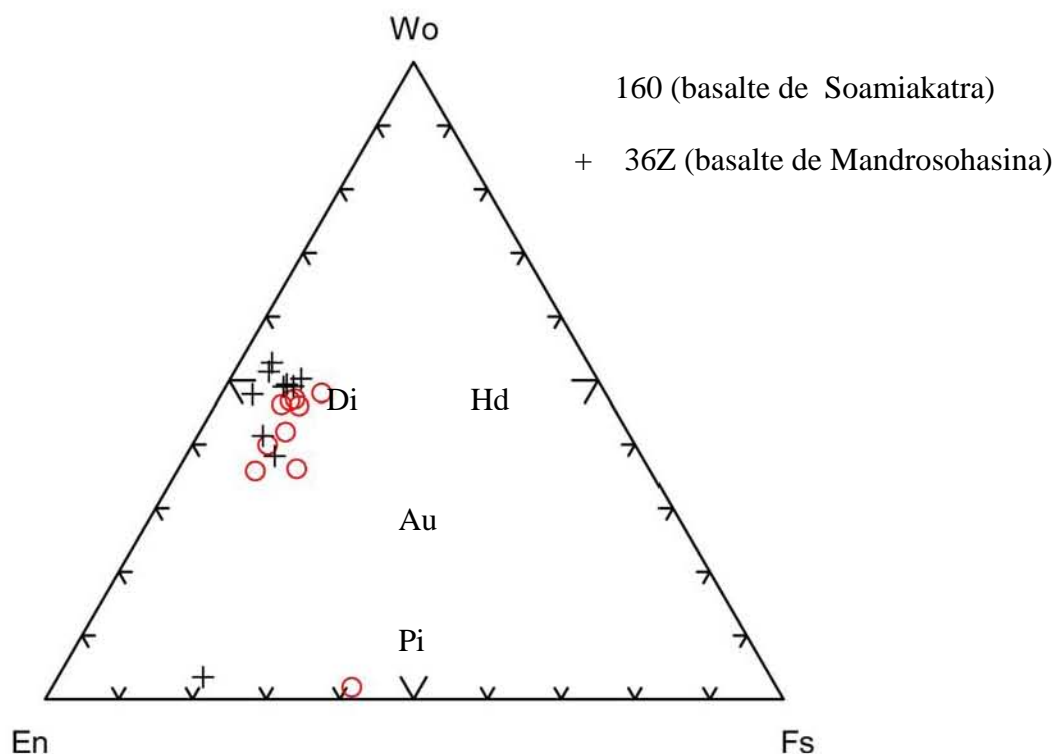


Figure VI-5: Diagramme de classification des pyroxènes des basaltes d'Antsirabe (régions de Soamiakatra et de Mandrosohasina) proposé par Morimoto (1988). Les clinopyroxènes se localisent dans les domaines calc-magnésiens, il s'agit d'augite, de diopside et de la wollastonite, figurent dans le rond en vert. Les orthopyroxènes sont des enstatites localisés dans le champ du rond bleu. Wo = wollastonite, En = enstatite, Fs = ferrosilite, Au = augite, Pi = pigeonite, Di = diopside, Hd = hedenbergite, Au = augite. La plage vert regroupe les points représentatifs des clinopyroxènes dans les basaltes. La plage vert bleu représente les orthopyroxènes dans les basaltes.

- L'olivine: elle est généralement de petite taille par rapport aux phénocristaux de clinopyroxène (10 à 20 μ m). Elle est corrodée (**Figure VI-3-D**) et présente parfois des golfes de corrosion. Elle est soit globulaire, soit allongée ou trapue. Certains cristaux présentent des zonations remarquables (**Figure VI-3-A**). Comme pour les pyroxènes, des oxydes de fer remplissent les fractures.

Le **Tableau VI-4**, représente la composition chimique des olivines dans les basaltes. Ce sont des olivines qui possèdent des teneurs en forsterite comprises entre 70, 58 et 86,59 %. Le rapport $Mg/(Fe + Mg)$ varie entre 0,70 et 0,86. La composition en SiO_2 est comprise entre 37,96 et 40,88 % poids.

Minéral	OLIVINES				
Echantillon	160	160	160	160	160
Point d'analyse	13A	20B	21B	22C	23C
SiO ₂	40,07	38,75	38,11	40,88	37,96
TiO ₂	0,04	0,054	0,08	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,061	0,03	0,054	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,37	21,45	25,83	12,62	25,05
MnO	0,09	0,28	0,45	0,23	0,61
MgO	46,10	38,94	34,77	45,72	35,52
CaO	0,13	0,25	0,35	0,17	0,32
NiO	0,30	0,12	0,08	0,24	0,11
Total	100,13	99,90	99,72	99,92	99,59
Si	0,998	1,005	1,012	1,015	1,007
Ti	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
Al	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,278	0,465	0,574	0,262	0,556
Mn	0,002	0,006	0,010	0,005	0,014
Mg	1,711	1,505	1,376	1,692	1,405
Ca	0,004	0,007	0,010	0,005	0,009
Ni	0,006	0,002	0,002	0,005	0,002
XMg	0,86	0,76	0,70	0,86	0,71
Fa(Fe ²⁺)	13,99	23,60	29,41	13,40	28,34
Fo(Mg)	86,00	76,39	70,58	86,59	71,65

Tableau VI-4: Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les basaltes de Soamiakatra (région centrale de Madagascar). Fo = Forstérite, Fa = Fayalite.

- Les feldspaths sont en phénocristaux avec des compositions d'andésine, de labrador et de sanidine (100 à 300 µm). Le plagioclase en phénocristaux sont très fracturés et corrodés (**Figure VI-3-B**). Les microphénocristaux de plagioclase sont moins nombreux et ils possèdent le plus souvent des macles polysynthétiques; les microlites se présentent en baguettes allongées et ils soulignent la structure microlitique, très caractéristique de la roche qui possède une fluidalité remarquable.

Les plagioclases analysés montrent des compositions chimiques (**Tableau VI-5**, **Figure VI- 6**) correspondant aux labradors (An = 51,35 - 62,32) et à l' andésine (An = 42,47 %).

Minéral	FELDSPATHS		
Echantillon	160	160	160
Point d'analyse	10A	28C	41E
SiO ₂	55,55	56,55	61,74
TiO ₂	0,13	0,16	0,02
Al ₂ O ₃	27,73	26,94	22,85
FeO	0,34	0,69	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,06	0,31	0,01
CaO	9,72	9,49	4,91
SrO	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	5,25	5,50	7,19
K ₂ O	0,49	0,68	2,47
Total	99,31	100,34	99,27
Si	2,515	2,538	2,778
Ti	0,005	0,006	0,001
Al	1,480	1,425	1,212
Fe ³⁺	0,013	0,026	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000
Mg	0,004	0,021	0,001
Ca	0,472	0,456	0,237
Sr	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000
Na	0,462	0,479	0,627
K	0,029	0,039	0,142
Ab (%)	47,98	49,16	62,32
An (%)	49,04	46,83	23,53
Or (%)	2,98	4,01	14,15

Tableau VI-5: Compositions chimiques des feldspaths des basaltes alcalins de Soamiakatra (échantillon 160), région d'Antsirabe.

Le feldspath potassique est une sanidine qui présente une proportion molaire en orthoclase égale à 62,32 % (**Figure VI- 6**).

- Les minéraux accessoires: il s'agit de l'ilménite (isotrope, de cœur noir ou brunâtre), la magnétite (isotrope, de couleur noire), le zircon (limpide, à relief très fort) et d'une taille de l'ordre de 5 µm) et le spinelle (de couleur verte) et d'une taille comprise entre 5 et 10 µm). Les cristaux d'ilménite sont automorphes et de forme globulaire (5 à 200 µm), (**Figure VI-3-E**).

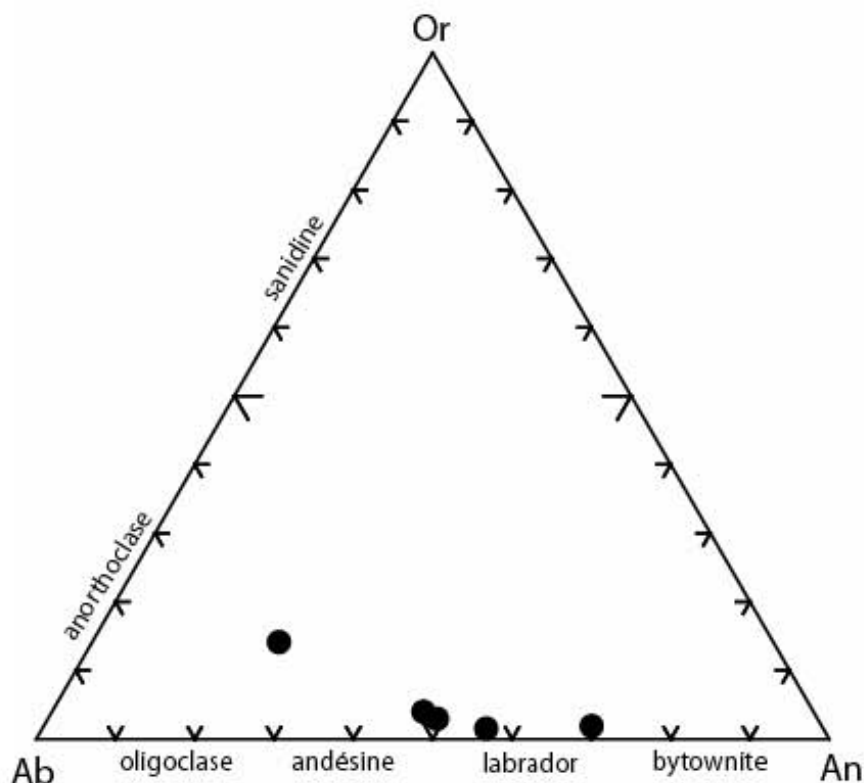


Figure VI-6: Diagramme triangulaire Or-Ab- An de la composition chimique des feldspaths analysés dans les basaltes de Soamiakatra (région d’Antsirabe). Les plagioclases sont de type labrador, andésine et le feldspath potassique est essentiellement de type sanidine. An = anorthose, Ab: albite, Or = orthose.

Parfois, ces différentes inclusions s'observent dans les phénocristaux de clinopyroxène et d’olivine.

La zéolite et la calcite sont les minéraux tardifs qui remplissent les vacuoles et les « amygdales ». Les corindons (rubis) sont rares dans le basalte. Il se trouve en xénocristaux dispersés dans la pâte microlitique. Quelques phénocristaux de quartz (10 à 50 μm) peuvent être observés dans les basaltes de Soamiakatra; ils sont blindés et entourés de couronnes de cpx (**Figure VI-3F**).

VI-2-2 Les phonolites, à aspect massif

Un échantillon de phonolite (S19A) provenant de la colline de Botrara montre une texture fluidale et une structure microlitique porphyrique en lame mince (**Figure VI-7**). La roche est constituée de l'assemblage minéralogique suivant:

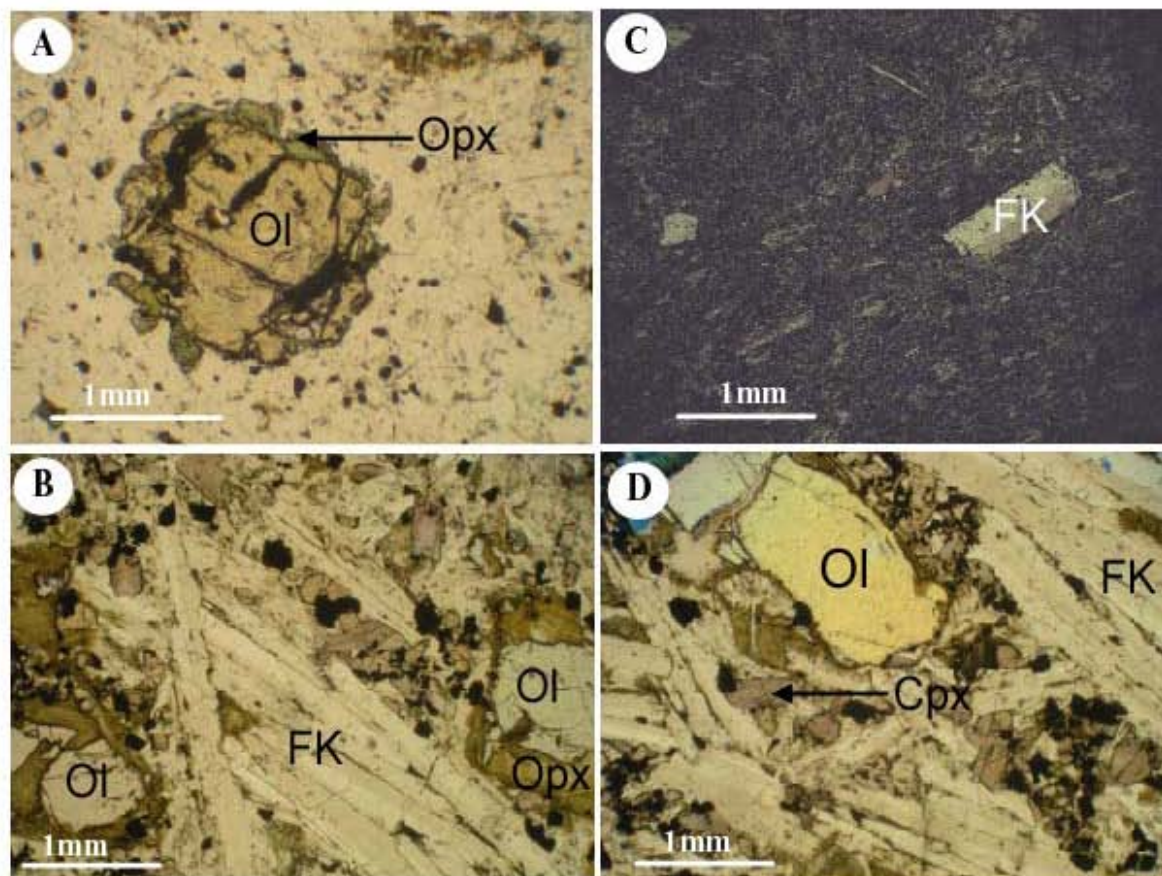


Figure VI-7: Microphotographies de lames minces des phonolites et trachytes dans la région de Soamiakatra. **A):** Association d'olivine (Ol) et d'orthopyroxène (Opx) dans la pate microlitique. **B):** Cristaux d'olivines (Ol) associées aux sanidines allongées (FK). **C)** Sanidine (Fk) en phénocrystal dans le trachyte. **D):** Phénocristaux d'olivine (Ol) et de sanidine (FK) dans la pate microlitique enrichie en clinopyroxène (Cpx) et en minéraux opaques de la phonolite.

- Clinopyroxène (10- 17 %):

Les cristaux de clinopyroxènes sont automorphes (5 à 50 μm) et ils se présentent sous la forme de petits prismes allongés et trapus. Le pyroxène est une augite aegirinique colorée en brun et présentant des macles en sablier.

- Olivine (5-10 %):

Elle est de petite taille (1 à 2 mm), globulaire et craquelée.

- Sphène (titanite):

Il se présente en petits cristaux losangiques (5 à 10 μm), de couleur brune dispersés dans la lame. L'habitus est parfois rectangulaire et il présente des clivages ;

- Feldspaths (60 -70 %):

Il s'agit du plagioclase et de la sanidine. Ils constituent les microlites dans la mésostase et les cristaux sont généralement de petite taille (1 à 3 mm), et sous la forme de baguettes allongées. Les plagioclases contiennent des inclusions de minéraux opaques.

- Feldspathoïde:

La néphéline est associée aux feldspaths (1 à 3 mm).

- Minéraux accessoires (1- 3 %):

Ilménite, magnétite et zircon. Ils sont nombreux et de taille variable (5 à 10 μm). Ils forment des inclusions solides dans les clinopyroxènes et dans les autres phénocristaux.

VI-3 - PETROLOGIE DES ENCLAVES ASSOCIES AUX BASALTES ALCALINS DE MORARANO DANS LA REGION DE SOAMIAKATRA

VI-3-1 Les enclaves dans les basaltes

Dans la carrière à rubis de Morarano, les basaltes alcalins contiennent plusieurs types d'enclaves notamment des enclaves basiques, ultrabasiques et crustales (**Figure VI-8**).

Les xénolites basiques et ultrabasiques sont principalement formées par des métagabbros, des grenatites, des pyroxénites, et des péridotites, alors que les xénolites crustaux correspondent à des migmatites, des gneiss ainsi que des granites. Toutes les enclaves sont de formes sphériques ou ovales; et elles ont des dimensions variables comprises entre 2 et 20 cm de diamètre.

Nous avons au cours de ce travail échantillonné une quarantaine d'enclaves associées aux basaltes alcalins. Les coordonnées géographiques de cet affleurement à enclaves, sont les suivantes : X = 500118 ; Y = 693966 (Laborde).

Les échantillons les plus représentatifs sont les suivants:

- 336R, 336LLP, 336LLPB: métagabbros à rubis et à scapolite ($\theta 1$ Scp R)
- 336B, DS334A: métagabbros à rubis et à saphirine ($\theta 2$ SprR)
- 333C, 333E: métagabbros sans rubis (θ)
- 333MC: pyroxénite (Px)
- 333A: grenatite (Gr)
- 34P: péridotite (II)
- 337: gneiss migmatitique (ξ)

VI-3-1-1 Les métagabbros

Il s'agit de roches sombres, de couleur verdâtre qui possèdent une texture équante dont les grains sont de taille moyenne, de 1 à 2 mm de diamètre. Les enclaves de métagabbros sont généralement de forme arrondie et présentent une faible orientation. Parfois, cette orientation

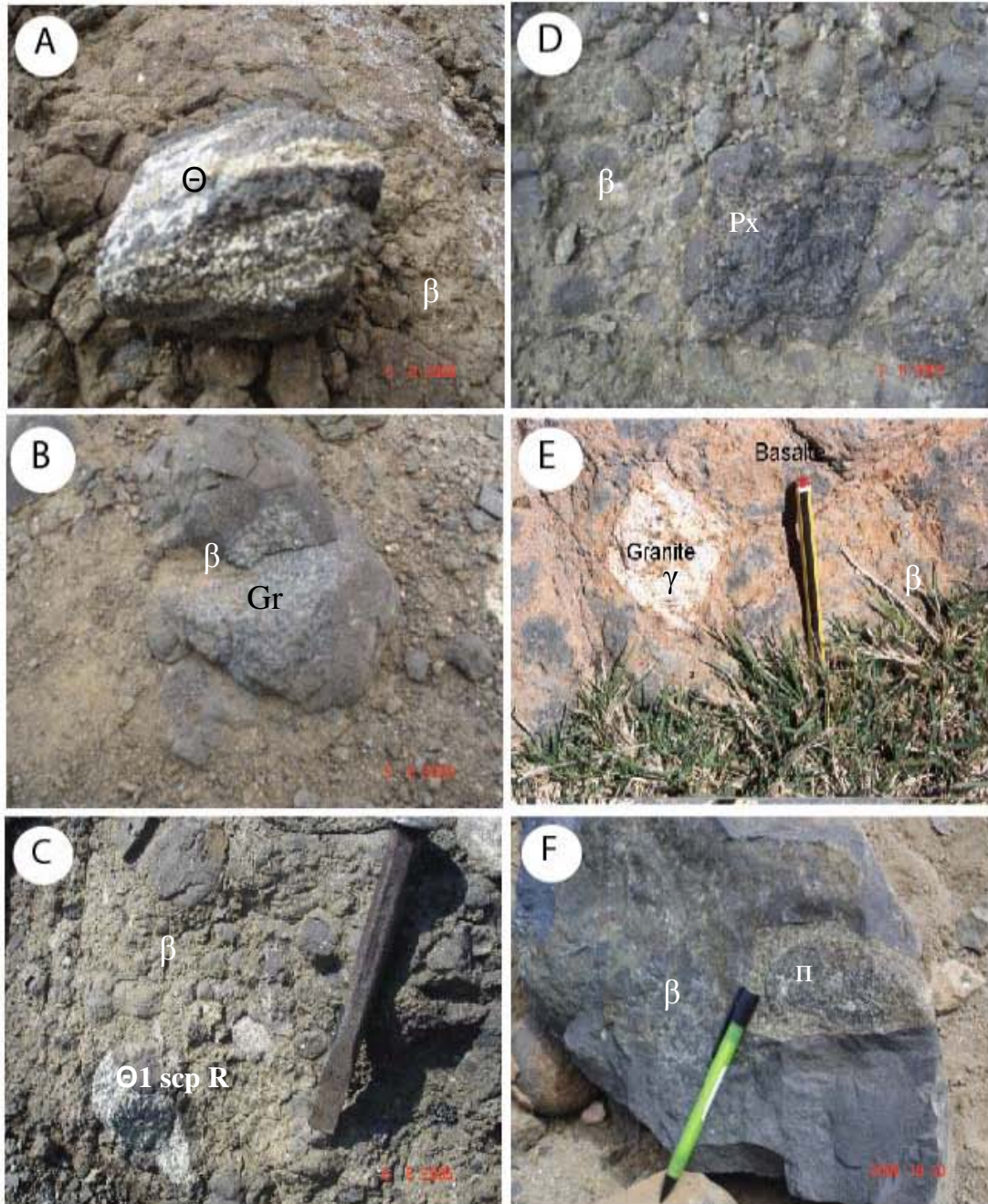


Figure VI-8 : Les différentes enclaves associées aux basaltes alcalins (β) de la région de Morarano -Soamiakatra dans la carrière à rubis. **A):** enclave de métagabbros (Θ). **B):** enclave de grenatite (Gr) , **C):** enclave de métagabbros à rubis et scapolite ($\Theta 1 \text{ scp R}$), **D):** enclave de pyroxénite (Px), **E):** enclave de granite (γ), **F):** enclave de péridotite (π) faiblement zonée par l'altération.

est bien marquée. Le litage ou rubanement est alors souligné par l'alternance d'un niveau plus

sombre à grenat et à pyroxène et d'un niveau leucocrate enrichi en anorthite plus ou moins enrichie en pyroxène. Cette roche peut être minéralisée en corindon dans tous les lits.

Nous avons observés deux catégories de roches à rubis suivant leurs assemblages minéralogiques :

- 1) les métagabbros à rubis, à scapolite (Θ 1 Scp R)
- 2) les métagabbros à rubis, à saphirine (Θ 2 Spr R).

VI-3-I-1a. Les métagabbros à rubis et à scapolites (Θ 1 Scp R)

Les échantillons représentatifs de ces roches sont: 336R, 336LLP et 336LLPB. Ils sont faiblement lités. Le litage est soulignée par des niveaux sombres composés essentiellement de grenat et de pyroxène, qui alternent avec des niveaux enrichis en anorthite. Les rubis se trouvent dans les niveaux à grenat et à proximité des clinopyroxènes.

L'assemblage minéralogique est constitué par l'association pyroxène, rubis, grenat, plagioclase et scapolites (**Figures VI-9 et VI-10**).

Les pyroxènes (25 - 35 %)

Ce sont des clinopyroxènes et des orthopyroxènes. Selon leur forme et leur taille, nous distinguons deux types de clinopyroxène: (1) de taille variable entre 1 et 2 mm de diamètre. Ces derniers sont associés aux plagioclases et ils présentent de nombreuses exsolutions lamellaires d'opaques souvent alignées. Les fractures sont remplies par des oxydes de fer. (2) un clinopyroxène micrométrique (10 à 40 μm), de forme arrondie ou en baguette qui se trouve fréquemment soit inclus dans les rubis soit dans d'autres types de clinopyroxènes, notamment de grande taille (**Figure VI - 9**).

A partir de la composition chimique des clinopyroxènes (**Tableau VI-6**), nous avons distingué deux générations :

1) les clinopyroxènes bien développés (Cpx1) possèdent un rapport $\text{Mg}/(\text{Fe}/\text{Mg})$ également autour de 0,95. Ils sont enrichis en aluminium (Al_2O_3 : 17,55 -13,15% poids), en calcium (CaO : 22 -23,08 % poids) et en sodium (Na_2O : 1,17 - 1,61 % poids). Les proportions molaires en wollastonite (Wo: 56,83 -59,88), enstatite (En :38,17 - 39,14) et ferrosilite (Fs: 3,37- 4,14) sont différentes de celles des pyroxènes Cpx2.

Le Cpx1 est plus proche du pôle wollastonite que les Cpx 2 de la deuxième génération (Figure VI- 10). Ce sont des fassaites.

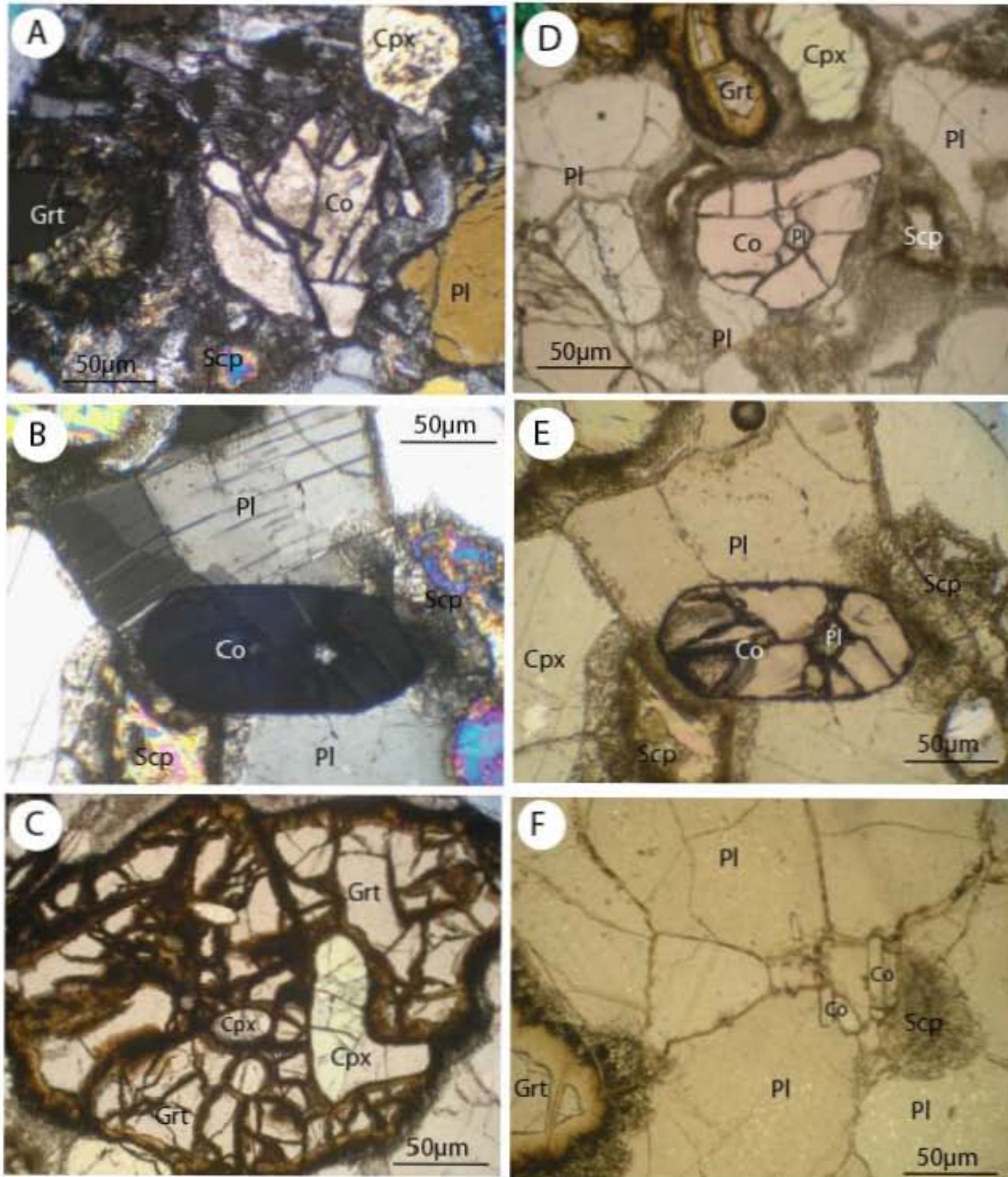


Figure VI-9: Micrographie des métagabbros (Θ 1 Scp R) à corindon associés aux basaltes de Soamiakatra (photos en lumière naturelle et polarisée). Les assemblages minéralogiques suivants: plagioclase (Pl) -corindon (cor)- scapolites (Scp)- clinopyroxène (Cpx) et grenat (Grt). **A):** Rubis (Co) fracturé avec développement de scapolite entre plagioclase, clinopyroxène et grenat. **B):** Rubis (Co) automorphe associé au plagioclase (Pl) avec la scapolite (Scp) de déstabilisation, le rubis renferme du plagioclase (Pl), photo prise en lumière polarisée. **C):** clinopyroxène (Cpx) inclus dans le grenat (Grt). **D):** Rubis (Co) contenant une petite inclusion de plagioclase (Pl) et entouré par des scapolites qui proviennent de la déstabilisation des plagioclases (Pl). **E):** photo de B prise en lumière naturelle. **F):** Groupe des rubis (Co) automorphes et allongés provient de la déstabilisation des plagioclases (Pl).

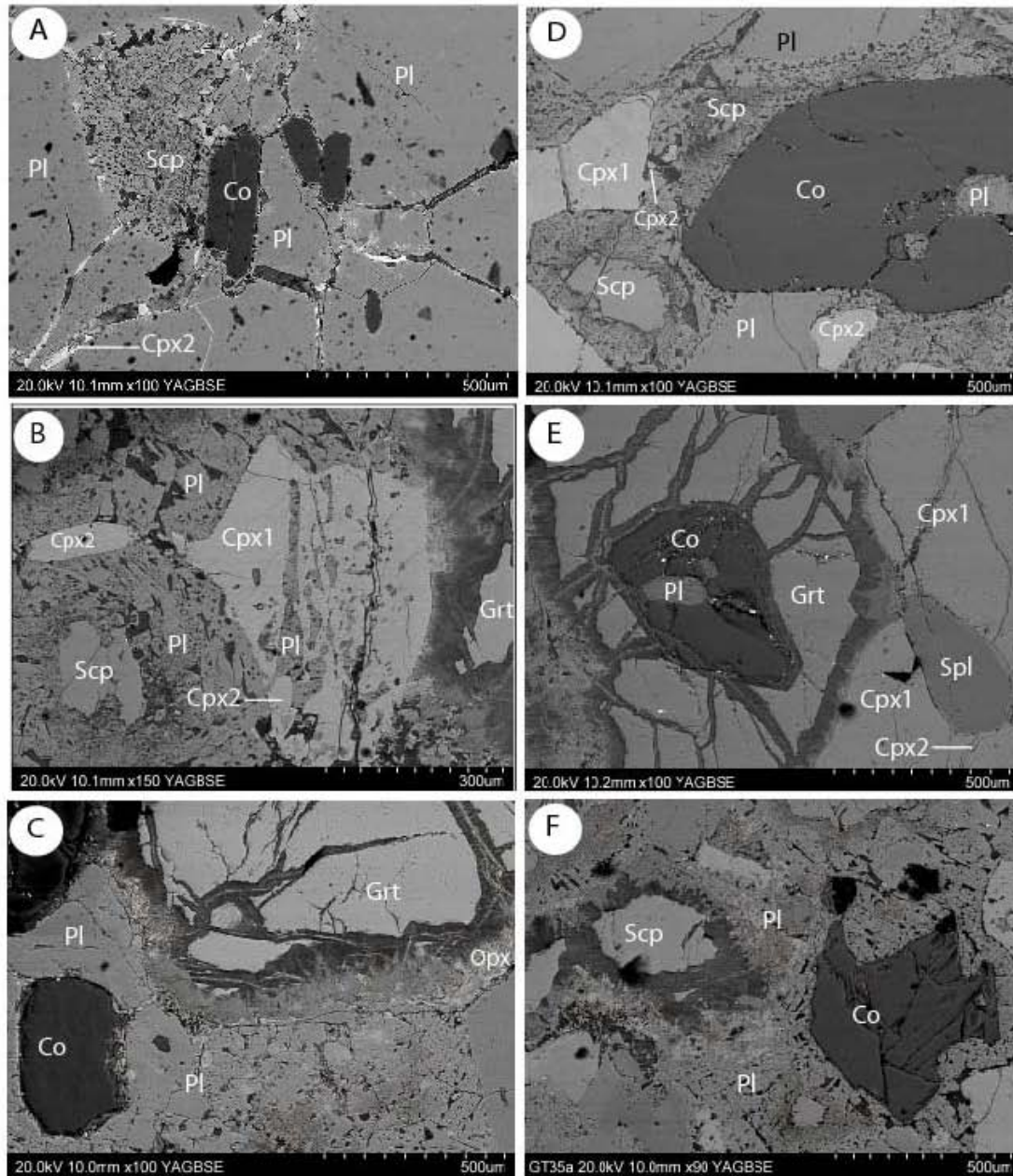


Figure VI-10. Images obtenues au Microscopique Electronique à Balayage en électrons rétrodiffusés des paragenèses observées dans les métagabbros à rubis et scapolites (Θ1 Scp R) associés aux basaltes de Morarano-Soamiakatra. **A):** Rubis (Co) subhexagonal allongé qui se localise dans la plage enrichie en plagioclase (Pl) et en scapolite (Scp), le Cpx2, allongé, de petite taille se développe au contact du plagioclase (Pl) et de la scapolite (Scp). **B):** Cpx2 qui se développe à proximité de la scapolite (Scp) et se localise dans la bordure du Cpx1; Cpx1 avec exsolution de plagioclase (Pl). **C):** rubis (Co) entouré de plagioclase; les orthopyroxènes (Opx) forment une couronne autour du grenat (Grt). **D):** plagioclase inclus dans le corindon à contour subautomorphe qui est associé à des clinopyroxènes (Cpx1, Cpx2), de la scapolite (Scp) et du plagioclase (Pl). **E):** spinelle (Spl) qui se développe à proximités des clinopyroxènes (Cpx1, Cpx2). **F):** rubis (Co) associé aux plagioclases (Pl) et à la scapolite (Scp).

2) les clinopyroxènes de taille micrométrique (Cpx2) sont magnésiens et leur rapport $Mg/(Fe+Mg)$ est de l'ordre de 0,96. Ils sont moins alumineux ($Al_2O_3 = 5,23 - 8,81$ % poids) et calciques ($CaO: 21,16 - 23,17$ % poids). Par contre, ils sont appauvries en sodium ($Na_2O: 0,34 - 0,79$ % poids). Les proportions molaires de ce clinopyroxènes sont les suivantes: wollastonite (Wo: 50,64 - 52,08), enstatite (En : 45,98 - 46,09) et ferrosilite (Fs: 1,38 - 3,37). Il s'agit d'un diopside dans le diagramme triangulaire Enstatite (En) - wollastonite (Wo) - Ferrosilite (Fs) suivant la classification de *Morimoto (1988)* (**Figure VI-11**).

Roches		Θ1ScpR					Θ2SprR			Px
Pyroxène	Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2		Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx
Point d'analyse	105	4	63	21	71		36	23	19	175
Echantillon	336LLP	336LLP	366R	336R	336llpb		336B	336B	336B	333Mc
SiO ₂	47,58	46,70	47,66	46,78	53,05		46,56	45,63	49,09	48,99
TiO ₂	0,54	0,52	1,04	0,67	0,33		0,16	0,57	0,41	1,36
Al ₂ O ₃	14,72	14,78	13,15	8,79	5,28		15,28	12,63	7,51	7,05
Cr ₂ O ₃	0,39	0,34	0,04	0,02	0,30		0,11	0,28	0,13	0,20
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,24	2,07	3,63	5,57	2,01		2,76	4,53	3,71	5,12
MnO	0,00	0,00	0,05	0,12	0,00		0,03	0,08	0,05	0,10
MgO	11,14	11,12	11,20	13,62	15,42		10,60	14,52	14,56	13,71
CaO	22,72	22,54	21,26	22,88	23,64		21,70	21,46	23,39	21,63
Na ₂ O	1,32	1,22	1,61	0,31	0,79		1,83	0,43	0,38	1,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00		0,00	0,00	0,04	0,03
Total	100,70	99,32	99,60	98,81	100,86		99,08	100,16	99,30	99,29
Si	1,714	1,704	1,732	1,734	1,905		1,697	1,653	1,800	1,804
Al iv	0,286	0,296	0,268	0,266	0,095		0,303	0,347	0,200	0,195
Al vi	0,338	0,340	0,296	0,119	0,129		0,353	0,193	0,125	0,110
Ti	0,015	0,014	0,028	0,019	0,009		0,005	0,016	0,012	0,037
Cr	0,011	0,010	0,001	0,001	0,009		0,003	0,008	0,004	0,006
Fe ³⁺	0,000	0,004	0,040	0,131	0,000		0,068	0,138	0,077	0,080
Fe ²⁺	0,068	0,059	0,071	0,042	0,061		0,016	0,000	0,037	0,077
Mn	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000		0,001	0,003	0,002	0,003
Mg	0,598	0,605	0,607	0,753	0,826		0,577	0,784	0,796	0,753
Ca	0,877	0,881	0,828	0,909	0,910		0,847	0,833	0,919	0,853
Na	0,093	0,086	0,114	0,023	0,055		0,130	0,030	0,028	0,076
K	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000		0,000	0,000	0,002	0,001
XMg	0,90	0,91	0,90	0,95	0,93		0,97	1,00	0,96	0,82
Q	89,27	89,93	49,85	48,82	56,31		51,67	46,60	49,45	91,70
Jd	10,71	9,99	36,55	40,44	35,07		35,18	43,86	42,83	6,56
Ae	0,00	0,06	6,75	9,50	3,88		5,21	7,84	6,22	1,73

Tableau VI-6: Analyses obtenues à la microsonde électronique des deux générations de clinopyroxènes (Cpx1 et Cpx2) dans des métagabbros à rubis et des pyroxénites associés aux basaltes de Morarano- Soamiakatra. Θ1ScpR: métagabbro à rubis et à scapolite; Θ2SprR : métagabbros à rubis et à saphirine; Px: pyroxénite

Les deux types de clinopyroxène appartiennent au domaine de l'augite-sodique avec quelques points dans l'omphacite" dans le diagramme de *Morimoto (1988)*: aégyrine ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) - jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) - diopside ($\text{Ca}(\text{Mg-Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) (**Figure VI-12**).

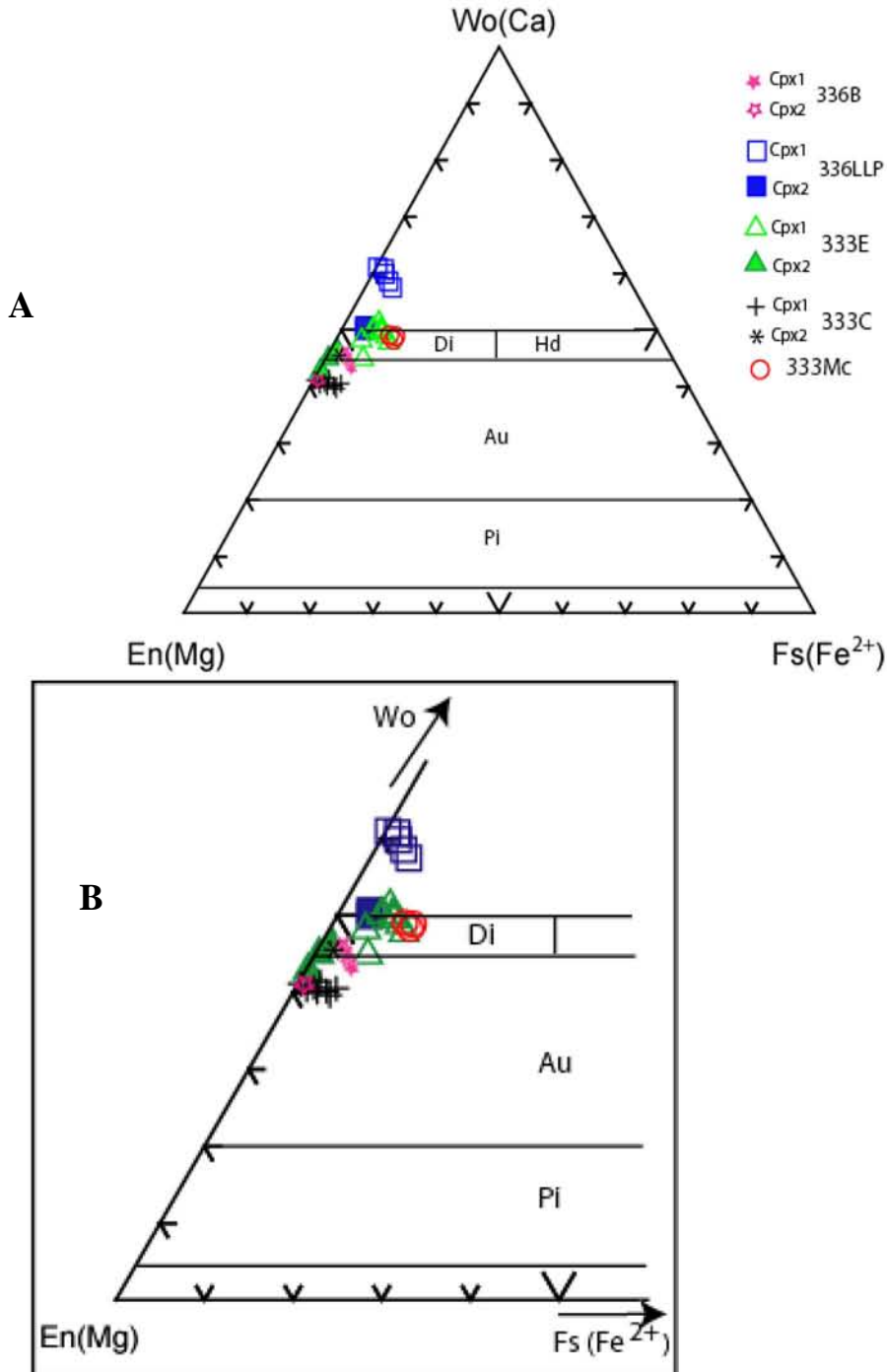


Figure VI-11: Diagramme triangulaire enstatite (En), wollastonite (Wo), ferrosilite (Fs) de classification des clinopyroxènes (*Morimoto, 1988*) pour les enclaves des métagabbros à rubis de Morarano-Soamiakatra. Les clinopyroxènes Cpx 1 des enclaves de métagabbros avec ou sans rubis évoluent progressivement vers le pôle "wollastonite" alors que les Cpx 2 sont proches du pôle diopside. Echantillons 336LLP: métagabbro à rubis et scapolite, 336B: métagabbros à rubis et à saphirine, 333E et 333C : métagabbros sans rubis et enfin 333Mc: pyroxénite. Di :Diopside, Au : augite, Pi: pigeonite. Hd: Hedenbergite. **B**) : agrandissement de la plage **A**).

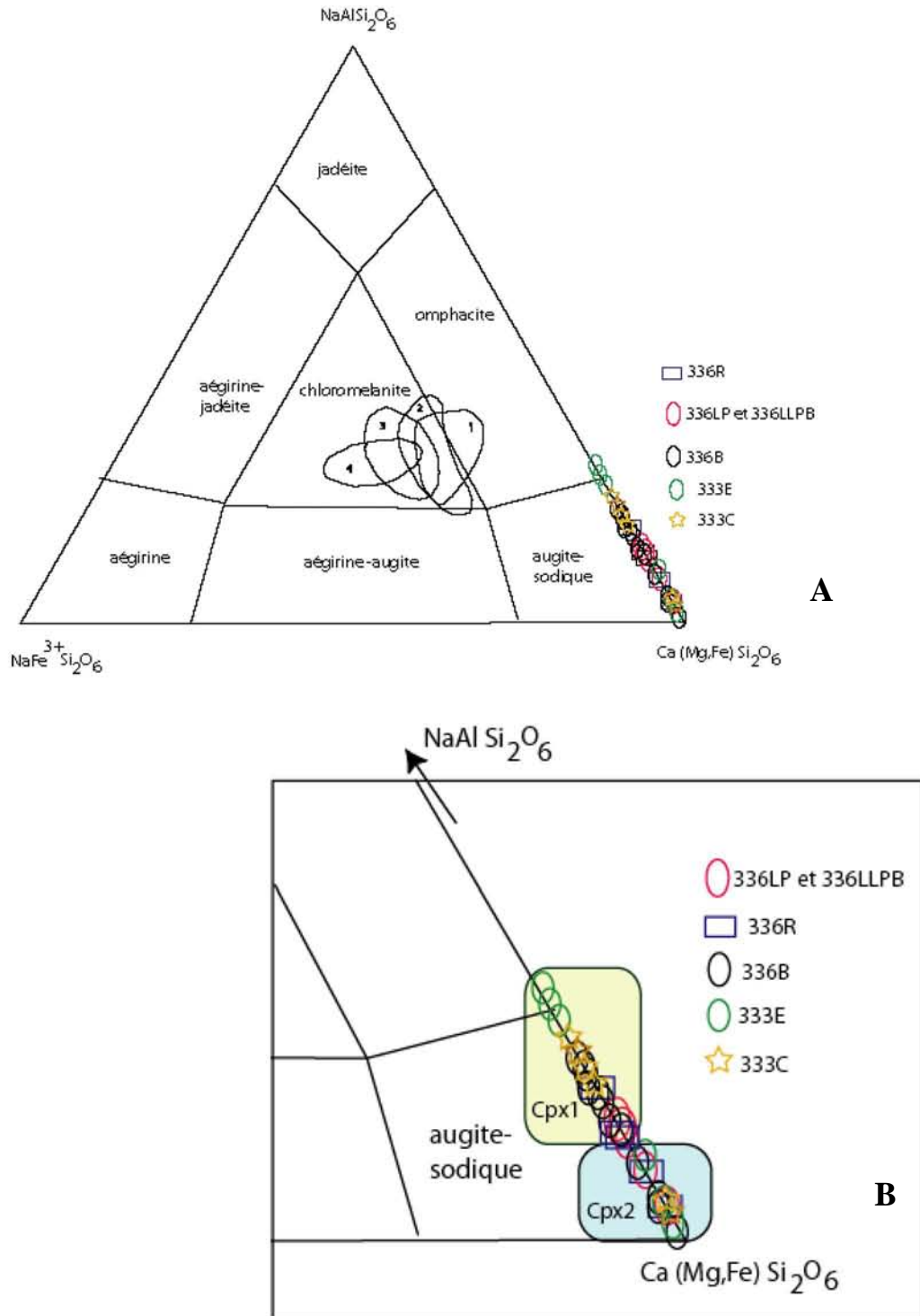


Figure VI-12: Diagramme ternaire de *Morimoto (1988)* : aegyrine ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$)-jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$)-diopside ($\text{Ca}(\text{Mg-Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) montrant deux types de clinopyroxènes dans les enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano - Soamiakatra suivant *Iwasaki (1960)* et *Deer et al, (1978)*. Dans les échantillons 336R, 336LLP, 336LLPB, la composition chimique des petits clinopyroxènes (Cpx2) est plus calcique et magnésien que celle des clinopyroxènes primitifs (Cpx1). 1: schistes basiques, 2 et 3: veine de schistes glaucophane, 4: zone metabasalte, 5: schistes lawsonite. 336R, 336LLP, 336LLPB: métagabbros à rubis et à scapolite; 336B: métagabbros à rubis et à saphirine, 333C et 333E: métagabbros. **B):** agrandissement de la plage **A).**

Dans les anciennes nomenclatures (**Figure VI-12**) les pyroxènes très alumineux et pauvres en sodium auraient été classés comme fassaite et ceux riches en aluminium et plus riches en sodium comme "omphacite" (*Deer et al., 1963; Deer et al., 1982*).

Les orthopyroxènes ont une taille voisine de 10 à 50 μm . Ils sont toujours xénomorphes et se cristallisent entre le grenat et le plagioclase. Ils peuvent également être observés en inclusion dans les grenats. Leurs compositions chimiques (**Tableau VI-7**) montrent qu'ils possèdent une forte proportion molaire en enstatite avec des valeurs comprises entre 72,05 et 81,14% (**Figure VI-13**). Le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ est compris entre 0,76 et 0,84 .

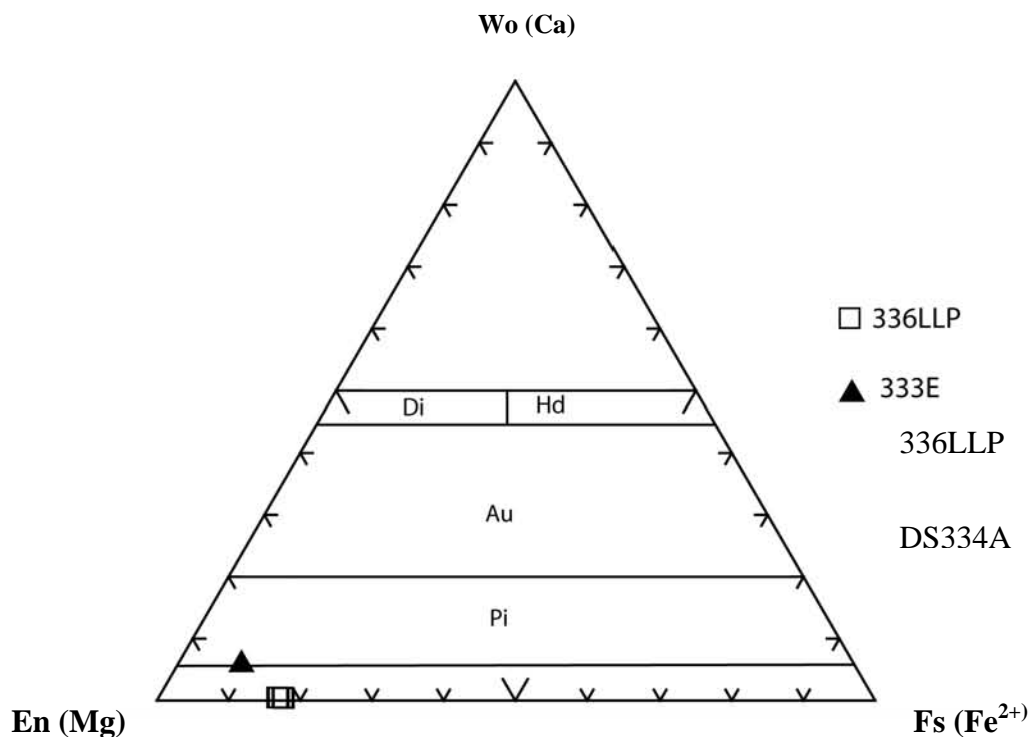


Figure VI-13: Diagramme triangulaire de *Morimoto (1988)* : enstatite (En)-wollastonite (Wo)-ferrosilite (Fs) de classification des pyroxènes. Les orthopyroxènes sont des pyroxènes magnésiens qui se localisent à proximité du pôle enstatite. Echantillons 336LLP: métagabbro à rubis et à scapolite et DS334A: métagabbro à rubis et à saphirine. Di = diopside, Au = augite, Pi = pigeonite, Hd = hedenbergite, En = enstatite, Fs = ferrosilite, Wo = wollastonite. Les orthopyroxènes présents dans le métagabbros à rubis et à saphirine sont plus magnésiens par rapport aux orthopyroxènes inclus dans le métagabbros à rubis et scapolite.

Roche	Métagabbros à rubis					Métagabbro
Minéral	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ1ScpR	Θ
Echantillon	DS334A	DS334A	DS334A	DS334A	336LLP	333E
Point d'analyse	7	15	4a	5a	74	88
SiO ₂	54,05	54,11	54,37	54,32	39,42	53,87
TiO ₂	0,12	0,03	0,15	0,13	0,05	0,12
Al ₂ O ₃	4,69	4,22	5,34	5,34	23,67	4,49
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,02	0,02	0,28	0,05
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
FeO	9,19	9,52	9,35	9,35	11,05	11,78
MnO	0,02	0,07	0,01	0,07	0,16	0,07
MgO	31,13	30,92	30,85	30,85	22,4	29,71
CaO	0,27	0,32	0,3	0,3	2,12	0,23
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	99,5	99,23	100,39	100,39	99,19	100,42
Si	1,895	1,905	1,890	1,889	1,399	1,891
Al iv	0,105	0,095	0,110	0,111	0,601	0,109
Al vi	0,089	0,08	0,109	0,108	0,389	0,077
Ti	0,003	0,001	0,004	0,004	0,001	0,003
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,001
Fe ³⁺	0,010	0,012	0,000	0,000	0,204	0,03
Fe ²⁺	0,260	0,269	0,272	0,272	0,124	0,315
Mn	0,001	0,002	0,000	0,002	0,005	0,002
Mg	1,627	1,623	1,599	1,600	1,185	1,555
Ca	0,010	0,012	0,011	0,011	0,081	0,009
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
XMg	0,86	0,86	0,85	0,85	0,91	0,08
Wo(Ca)	0,54	0,64	0,60	0,60	5,79	0,46
En(Mg)	85,77	85,24	84,95	84,95	85,29	82,75
Fs(Fe ²⁺)	13,69	14,12	14,44	14,44	8,91	16,79
Q	100,00	100,00	100,00	100,00	99,57	99,36
Jd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,54
Ae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08

Tableau VI-7: Analyses des orthopyroxènes des métagabbros à rubis et à sapphirine (DS334A), des métagabbros à rubis et à scapolite (336LLP) et des métagabbros sans rubis (333E) associés aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra.

Les grenats (15 -20 %)

Ils sont toujours de forme globulaire, altérés, de couleur rouge avec une taille souvent millimétrique (1 à 2 mm de diamètre). Les cristaux sont fracturés. Ils présentent toujours une couronne de kélyphite brunâtre composée de fibres radiaires de chlorites. Ils renferment souvent soit du rubis à contour subautomorphe, soit du plagioclase de forme rectangulaire à arrondie, soit du clinopyroxène de forme arrondie ou allongée. Toutes les fissures sont également occupées par des oxydes de fer (**Figures VI-9 et VI-10**).

Le grenat est caractérisé par la composition chimique suivante: pyrope (Prp: 59,7 - 66,14%, Alm: 12,50-18,57%, Grs : 17,50-21,71%, Adr :1,80-7,97%, Ouv: 0-0,65% et Sps : 0,1 -0,36% .

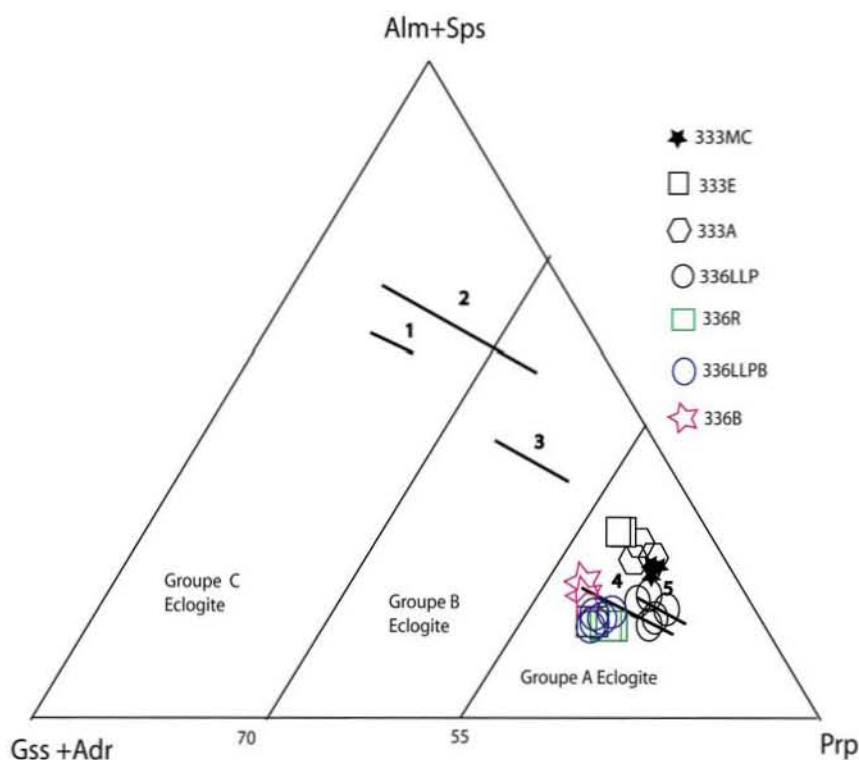


Figure VI-14: Projection de la composition des grenats des enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano - Soamiakatra dans le diagramme ternaire grossulaire (Grs) + andradite (Adr) - Almandin (Alm) + spessartite (Sps) - pyrope (Prp) de *Coleman et al. (1965)*. Les points représentatifs des roches à rubis (échantillons : 336LLP, 336R, 336B) sont de type grenat éclogite avec un enrichissement de la proportion en pyrope tandis que les roches sans rubis telles que le pyroxénite (échantillons: 333E, 333MC) et la grenatite (échantillon : 333A) évoluent vers le pôle Alm + Sps, magnésien et moins calcique. **1-** grenat d'origine amphibolitique, **2** - grenat d'origine charnockitique et granulitique, **3** - grenat éclogitique formé dans des roches métamorphiques (gneiss, migmatite), **4** - grenat d'éclogites associées aux kimberlites, **5** - grenat dans des roches ultramafiques, en particulier dans les dunites et le périodites (*Colman et al. 1965; Deer et al., 1978*).

La composition chimique et la formule structurale des grenats dans des enclaves associées aux basaltes notamment dans les métagabbros à rubis sont représentées dans le

Tableau VI-8. Ainsi, les points représentatifs des échantillons tels que 336R, 336LLP, 336LLPB se situent dans le domaine des roches mafiques-ultramafique (4), type éclogite du groupe A et dans ceux des kimberlites (5) suivant le diagramme Grs - Adr - Alm - Sps - Prp, de *Colman et al (1965)* (**Figure VI-14**).

Nom	METAGABBROS		METAGABBROS A RUBIS				GRENATITE		PYROXENITE	
Roche	Θ		Θ2SprR		Θ1ScpR		Gr		Px	
Echantillon	333E	333E	336B	336B	336LLPB	336LLP	333A	333A	333MC	333MC
Point d'analyse	17	18	47	17	79	51	13	14	198	199
SiO ₂	39,97	40,9	41,3	41,06	42,41	41,74	42,3	42,01	42,51	41,75
TiO ₂	0,04	0,06	0,06	0,02	0,00	0,13	0,06	0,07	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	23,05	23,13	23,66	23,71	23,45	23,18	23,85	24,44	20,3	22,62
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,04	0,08	0,18	0,15	0,12	0,16	0,23	0,26
V ₂ O ₃	0,00	0,02	0,13	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,04
FeO	15,69	15,42	8,72	9,42	7,75	7,69	8,86	7,71	14,08	13,18
MnO	0,27	0,4	0,15	0,2	0,13	0,04	0,15	0,07	0,51	0,43
MgO	16,4	16,4	17,95	16,99	18,77	17,92	20,74	18,43	18,4	17,18
CaO	4,48	4,6	8,09	7,96	7,10	8,41	4,56	6,26	3,93	5,00
Total	99,95	100,92	100,1	99,43	99,78	99,27	100,65	99,15	100,12	100,60
Si	2,912	2,952	2,945	2,96	3,017	2,995	2,971	2,997	3,075	3,007
Al iv	0,088	0,048	0,055	0,040	0,000	0,005	0,029	0,003	0,000	0,000
Al vi	1,891	1,92	1,932	1,974	1,966	1,956	1,945	2,052	1,731	1,921
Ti	0,002	0,003	0,003	0,001	0,000	0,007	0,003	0,004	0,006	0,006
Cr	0,002	0,000	0,002	0,004	0,01	0,008	0,007	0,009	0,013	0,015
Fe ³⁺	0,144	0,12	0,144	0,06	0,144	0,144	0,144	0,000	0,09	0,144
V ³⁺	0,000	0,001	0,007		0	0,001	0,001	0	0,003	0,002
Fe ²⁺	0,766	0,811	0,413	0,508	0,461	0,435	0,45	0,46	0,761	0,756
Mn	0,017	0,024	0,009	0,012	0,008	0,002	0,009	0,004	0,031	0,026
Mg	1,782	1,765	1,908	1,826	1,991	1,918	2,172	1,96	1,984	1,844
Ca	0,35	0,355	0,618	0,615	0,541	0,647	0,343	0,479	0,305	0,386
Pyrope	61,14	59,72	64,72	61,66	66,34	63,88	73,03	67,52	64,39	61,22
Almandin	26,28	27,43	14,00	17,15	15,37	14,5	15,13	15,85	24,71	25,1
Spessartine	0,58	0,82	0,31	0,42	0,26	0,08	0,29	0,15	1,01	0,88
Andradite	7,06	5,87	6,89	2,94	6,79	6,81	6,86	0,00	4,9	6,9
Uvarovite	0,12	0,00	0,11	0,21	0,47	0,40	0,33	0,43	0,70	0,70
Grossulaire	4,83	6,15	13,97	17,62	10,77	14,34	4,37	16,06	4,29	5,21

Tableau VI-8: Analyses des grenats dans les métagabbros à rubis et à saphirine (Θ2SprR), les métagabbros à rubis et à scapolite (Θ1ScpR), les métagabbros sans rubis (Θ), les grenatites (Gr) et les pyroxénites (Px) associés aux basaltes de Morarano- Soamiakatra.

Par ailleurs, dans le diagramme ternaire FeO-MgO-CaO (**Figure VI-15**) proposé par *Dawson et Stephens (1975)*, la composition chimique des grenats se localisent dans différents domaines: **a)** le domaine 9, un grenat de type pyrope enrichi en chrome qui pourrait être issu des gisements de kimberlite (K), de lherzolite à grenat (GL), de webstérite à grenat et olivine (GW), de harzburgite à grenat (GH), d'éclogite (EC), ou d'inclusions dans les diamants (D); **b)** le domaine 12 qui correspond à un grenat de type pyrope et ouvarovite dont leur origine soit celle des kimberlites (K) soit des serpentinites à grenat (GS); **c)** le domaine 11 qui définit les gisements kimberlitiques (K), de lherzolites à grenat (GL), de wehrlites à grenat (GW) et des grenats en inclusions dans les diamants (D).

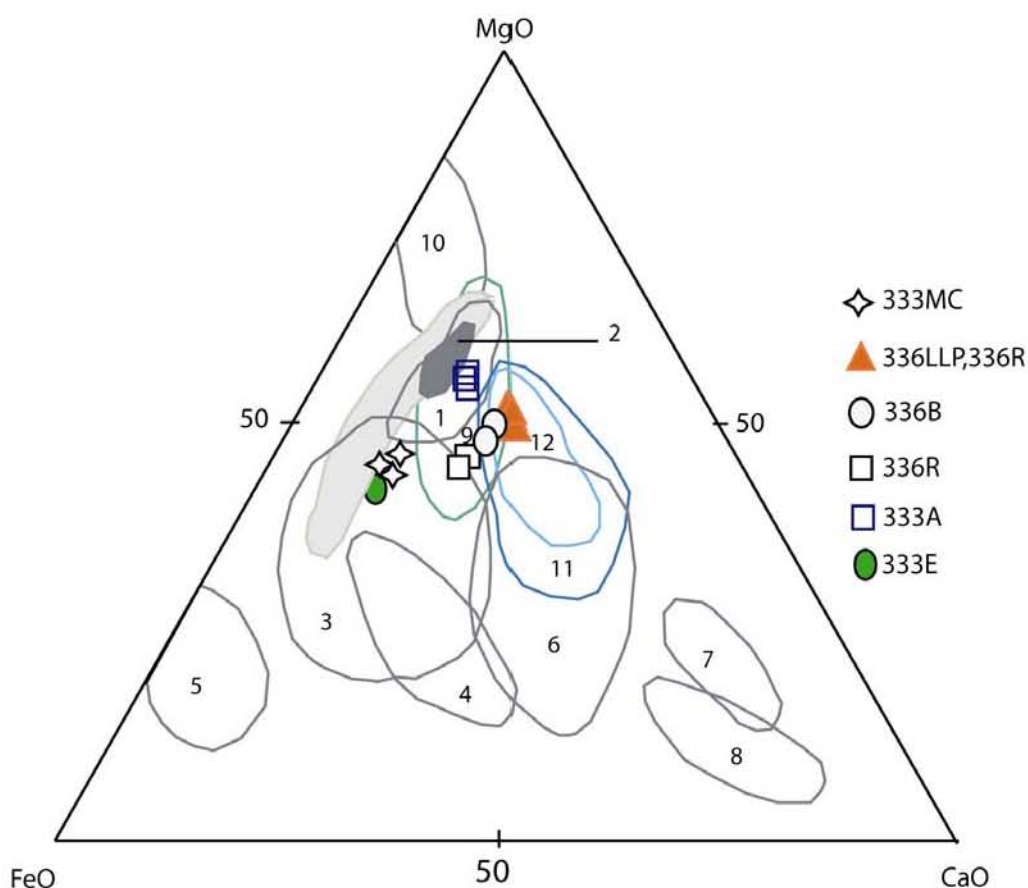


Figure VI-15: Diagramme FeO-MgO-CaO de *Dawson et Stephens (1975)* : la répartition des grenats des enclaves de métagabbros à rubis associés aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra. Echantillons: 336LLP, 336R, 336LLPB: métagabbros à rubis et à scapolite; échantillon 336B: métagabbros à rubis et à saphirine. Echantillon 333A : grenatite; échantillon 333E : métagabbros et échantillon 333MC : pyroxénite. La signification des champs 1 à 12 sont indiqués dans le **Tableau VI-9**.

GROUPE	VALEUR EN OXYDE (% poids)					GISEMENT
	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	
1- pyrope titanifère	0,58	1,34	9,32	20,00	4,82	<i>K, GL, GOW, D</i>
2- pyrope riche en titane	1,09	0,91	9,84	20,30	4,52	<i>K</i>
3- pyrope-almandin	0,31	0,30	16,49	13,35	6,51	<i>K, GL, GOW, EC, D</i>
4- almandin magnésio-calcique titanifère	0,90	0,80	17,88	9,87	9,41	<i>K, EC, D</i>
5- almandin magnésien	0,05	0,03	28,33	7,83	2,44	<i>K, EC, D</i>
6-pyrope-grossulaire-almandin	0,24	0,27	10,77	10,38	14,87	<i>GP, EC, GR</i>
7-ouvarovite-grossulaire ferromagnésien	0,29	11,52	5,25	8,61	21,60	<i>K, GS</i>
8- grossulaire ferromagnésien	0,25	0,04	6,91	4,69	24,77	<i>GR</i>
9- pyrope chromifère	0,17	3,47	8,01	20,01	5,17	<i>K, GL, GOW, GH, EC, D</i>
10- pyrope chromifère appauvri en calcium	0,004	7,73	6,11	23,16	2,13	<i>K, GS, D</i>
11- ouvarovite-pyrope à titane	0,51	9,55	7,54	15,89	10,27	<i>K, GL, GW, D</i>
12- ouvarovite -pyrope knorringitique	0,18	15,94	7,47	15,40	9,51	<i>K, GS</i>

Tableau VI-9: Composition des grenats dans le diagramme FeO-MgO-CaO tiré de *Dawson et Stephens (1975)*
K: kimberlite, *GL*: lherzolite à grenat, *GH*: harzburgite à grenat, *GD*: dunites à grenat, *GW*: wehrlite à grenat, *GS*: serpentinites à grenat, *GOW*: olivine wehrlite à grenat-, *GP*: pyroxénites à grenat, *GR*: grosspydrite, *EC*: éclogite, *D*: inclusions dans les diamants.

Les plagioclases: (30 -35 %)

Ils sont altérés, très fracturés, et de taille millimétrique (1 à 2 mm). Ils sont subautomorphes et zonés de façon irrégulière avec souvent des bordures résorbées. En lame mince, ils présentent des macles polysynthétiques. Quelques feldspaths montrent un aspect de déstabilisation marqué par des bordures très dentelées dans lesquelles se développent des calcites. Les rubis peuvent être soit isolés, soit en amas. Ils se trouvent à proximité et à l'intérieur des plagioclases et leur taille peut atteindre jusqu'à 500 µm de diamètre. Les feldspaths peuvent aussi se rencontrer en inclusions dans le rubis, de forme arrondie et ovale avec une taille voisine 5 à 10 µm (**Figures VI-9 et VI-10**).

Du cœur vers la bordure, on voit un enrichissement en calcium (CaO de 11,1 - 17,19% poids) et une diminution de la teneur en sodium (Na₂O de 5,13 à 0,91 % poids). Le cœur est caractérisé par un plagioclase de type labrador-bytownite dont la teneur en anorthite est comprise entre 55 et 73 %. La bordure présente des proportions en anorthite comprise entre 80 et 90 % (**Figure VI-16, Tableau VI-10**).

Roches	Θ2SprR			Θ	Θ1ScpR				
Position	cœur	bord	cœur	cœur	bord	bord	bord	cœur	cœur
Echantillon	336B	336B	336B	333c	336LLP	336LLP	336LLPB	336LLPB	366R
Point d'analyse	42	81	65	9	145	63	139	116	37
SiO ₂	54,63	51,64	55,10	57,10	46,05	46,72	47,67	50,78	52,96
TiO ₂	0,01	0,07	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	28,44	30,63	28,29	26,68	33,72	33,55	33,56	30,84	29,82
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,13	0,59	0,02	0,18	0,66	0,09	0,11	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00
MgO	0,02	0,52	0,03	0,01	0,68	0,06	0,01	0,11	0,01
CaO	10,52	13,60	10,31	8,36	17,19	18,28	17,12	14,42	12,12
BaO	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00
Na ₂ O	5,25	3,51	5,59	5,98	0,91	1,35	1,90	3,48	4,45
K ₂ O	0,49	0,29	0,55	1,10	0,19	0,07	0,12	0,39	0,41
Total	99,55	100,85	99,96	99,41	99,47	100,21	100,60	100,08	99,82
Si	2,477	2,331	2,489	2,580	2,129	2,148	2,177	2,317	2,403
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
Al	1,520	1,630	1,506	1,421	1,837	1,818	1,807	1,658	1,595
Fe ³⁺	0,005	0,022	0,001	0,007	0,026	0,003	0,004	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000
Mg	0,001	0,035	0,002	0,001	0,047	0,004	0,001	0,007	0,001
Ca	0,511	0,658	0,499	0,405	0,852	0,901	0,838	0,705	0,589
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,462	0,307	0,489	0,524	0,082	0,120	0,168	0,308	0,391
K	0,028	0,017	0,032	0,063	0,011	0,004	0,007	0,023	0,024
Ab	46,13	31,25	47,96	52,81	8,66	11,73	16,61	29,73	38,96
An	51,04	67,03	48,91	40,80	90,15	87,88	82,66	68,08	58,69
Or	2,82	1,70	3,11	6,38	1,18	0,37	0,71	2,17	2,34

Tableau VI-10: Analyses chimiques représentatives et formules structurales de plagioclases dans la région de Soamiakatra (en particulier les métagabbros à rubis et les métagabbros sans rubis). Echantillons : 336LLP, 336R, 336LLP = métagabbro à rubis et à scapolite (Θ1 Scp R), 336B = métagabbros à rubis et à saphirine (Θ2 Spr R) et échantillon 333C: métagabbros sans rubis (Θ).

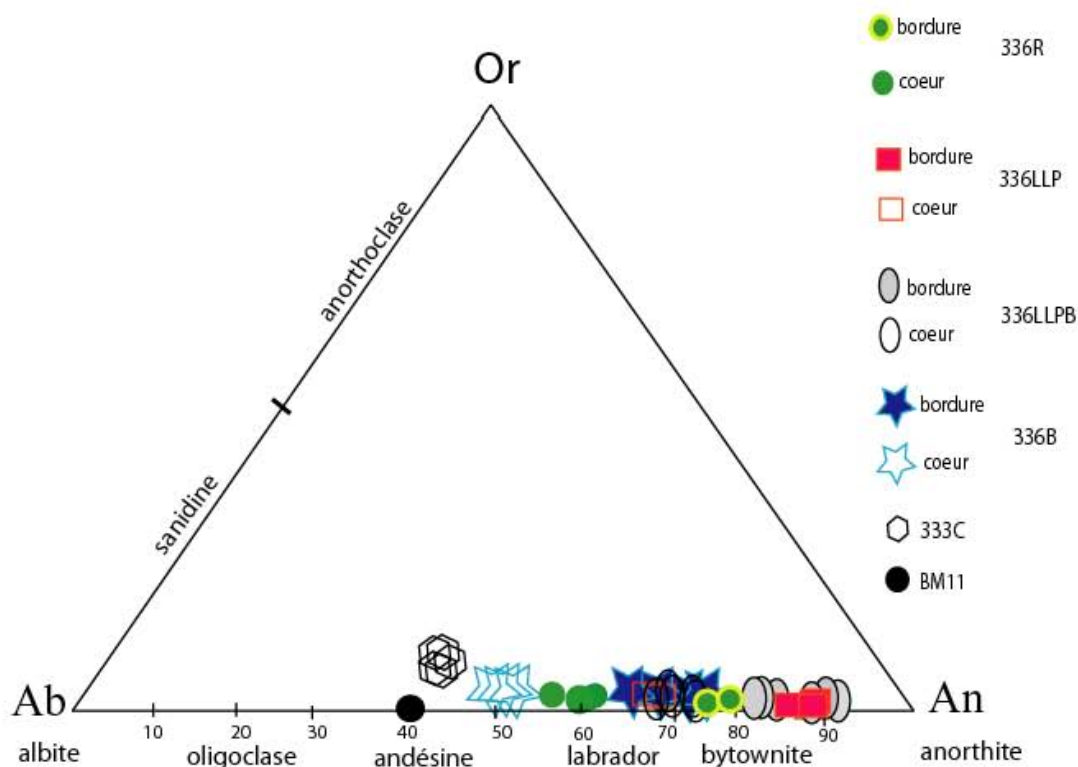


Figure VI-16: Composition de plagioclases des enclaves de métagabbro à rubis reportées dans le diagramme albite (Ab) - orthose (Or) - anorthite (An). Les points représentatifs correspondants aux échantillons 336B, 336LLP, 336R, 333C montrent une grande variation dans la composition chimique des plagioclases. La proportion molaire en anorthite augmente du cœur vers la bordure, pouvant atteindre une valeur maximale de An 90 %. Les plagioclases des encaissants gneissiques (BM11) sont moins riches en anorthite.

Les scapolites (3- 5 %)

Elles sont à contour généralement xénomorphes et quelconque. Elles se forment au voisinage des plagioclases et du rubis (**Figures VI-9 et VI-10**). Parfois, elles se trouvent autour du rubis. Elles montrent une couronne d'altération. Elles sont essentiellement associées à la formation de nombreux petits cristaux de calcite et de quelques plagioclases néoformés. Du point de vue chimique, elles sont formées par des solutions solides proches des plagioclases et dont les pôles sont la marialite ($3\text{Ab}.\text{NaCl}$) et la méionite ($3\text{An}.\text{CaCO}_3$). Elles se forment grâce aux substitutions de CO_3 ou de Cl par d'autres éléments ou radicaux tel que SO_3 ou Cl_2 . La formule générale des scapolites peut s'écrire comme suit : $3(\text{Ab}, \text{An})(\text{NaCl}, \text{CaCO}_3, \text{CaSO}_4, \text{CaCl}_2)$ (*Levien et Papike, 1976*).

Les formules structurales des scapolites ont été calculées sur la base de $\text{Al} + \text{Si} = 12$ (**Tableau V-11**). La valeur en SO_3 est très faible variant entre 0 et 0,37 % poids. La composition atomique en Ca^{2+} est élevée avec une valeur voisine de 3,32. La composition atomique en sodium est comprise entre 0,68 et 0,74. L'anorthite équivalente (An_{eq}) a été

calculé par la formule $(Al-3)*100/3$. On constate que les scapolites associées aux rubis sont enrichies en méionite (80,89 - 82,112 %).

Roche	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR	Θ1ScpR
Echantillon	336LLP	336LLP	336LLP	336LLP	336LLP	336LLP	336LLP	336LLP
Point d'analyse	2	3	4	7	9	11	13	14
SiO ₂	44,08	44,04	43,88	43,77	44,23	44,06	43,38	43,39
TiO ₂	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	29,20	29,26	29,31	28,97	29,44	28,88	28,82	28,74
FeO	0,07	0,13	0,12	0,13	0,14	0,00	0,15	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,19	0,17	0,11	0,17	0,19	0,17	0,17	0,15
CaO	19,90	19,86	19,61	19,51	19,65	19,67	19,81	19,22
Na ₂ O	2,24	2,28	2,21	2,45	2,38	2,32	2,35	2,37
K ₂ O	0,11	0,15	0,22	0,19	0,16	0,21	0,14	0,26
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
SO ₃	0,24	0,35	0,13	0,18	0,27	0,26	0,43	0,31
CO ₂	4,64	4,57	4,68	4,64	4,63	4,59	4,45	4,50
Total	100,72	100,86	100,32	100,02	101,15	100,19	99,73	99,02
Si ⁴⁺	6,739	6,730	6,715	6,741	6,725	6,770	6,730	6,739
Al ³⁺	5,261	5,270	5,285	5,259	5,275	5,230	5,270	5,261
Ti ⁴⁺	0,009	0,017	0,015	0,017	0,018	0,000	0,019	0,000
Fe ²⁺	0,009	0,017	0,015	0,017	0,018	0,000	0,019	0,000
Mn ²⁺	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg ²⁺	0,044	0,039	0,024	0,038	0,044	0,039	0,040	0,034
Ca ²⁺	3,259	3,251	3,216	3,219	3,201	3,238	3,293	3,198
Na ⁺	0,665	0,676	0,657	0,730	0,702	0,691	0,708	0,715
K ⁺	0,021	0,030	0,042	0,038	0,031	0,041	0,028	0,052
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,004	0,005	0,007	0,004	0,007	0,008	0,007	0,009
S	0,027	0,040	0,015	0,021	0,031	0,030	0,050	0,036
C	0,969	0,954	0,978	0,975	0,961	0,963	0,943	0,955
Méionite%	82,89	82,5	82,39	81,08	81,74	81,74	82,08	80,82

Tableau VI-11 : Analyses représentatives des scapolites associés aux rubis dans des enclaves de métagabbros à rubis (Θ1ScpR) des basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra.

Les calcites (1 -2 %) :

Elles sont xénomorphes et remplissent toutes les fractures. Elles sont associées aux scapolites.

Les rubis (1 - 3 %) :

Ils sont petits, subautomorphes à automorphes (formes pseudo-hexagonales), et allongés, de dimension variable entre 10 à 600 µm et rarement centimétrique. Ils sont

fracturés et cristallisent au sein des plagioclases et au voisinage des scapolites. Ils se rencontrent aussi en inclusion dans les grenats (**Figure VI-9 et VI-10**).

En lame mince, ils ont un très fort relief. Ils sont faiblement pléochroïques et ils montrent fréquemment des macles polysynthétiques. Ils peuvent renfermer des plagioclases souvent de forme arrondie ou rectangulaire, de dimension variable entre de 10µm à 30 µm de diamètre. La composition chimique des rubis a été présentée dans le chapitre V.

V-3-1-1b Les métagabros à rubis, plagioclase, saphirine et spinelle ($\theta 2S_{aphR}$)

Ils présentent une texture rubanée qui est soulignée par une alternance de quelques zones sombres à grenat et des zones leucocrates riches en pyroxène, anorthite et spinelles. Les rubis peuvent être présents dans les deux zones. En lame mince, ils montrent une structure granoblastique isogranulaire à hétérogranulaire dont la taille des minéraux est comprise entre 5µm et 2 mm. La roche est composée de plagioclase, pyroxène, spinelle, grenat, saphirine, calcite et rubis (**Figures VI-17, 18**).

Les plagioclases (25 -30 %)

Ils sont à contour subautomorphe. Parfois, les bordures sont résorbées et montrent des figures dentelées quand elles sont au contact du rubis, de la scapolite et du clinopyroxène. Ils cristallisent précocement et ils sont inclus au sein des clinopyroxènes et des grenats (**Figures VI-17 et 18**).

L'ensemble des analyses chimiques de ces plagioclases ont été reportées dans le diagramme albite (Ab) -orthose (Or)- anorthite (An). On trouve toujours une variation de la composition en anorthite du cœur vers la bordure des cristaux en particulier dans le cas de l'échantillon 336B. On observe encore une augmentation de la proportion molaire en anorthite qui varie entre andésine An_{48} et labrador An_{73} (**Tableau VI-10, Figure VI-16**).

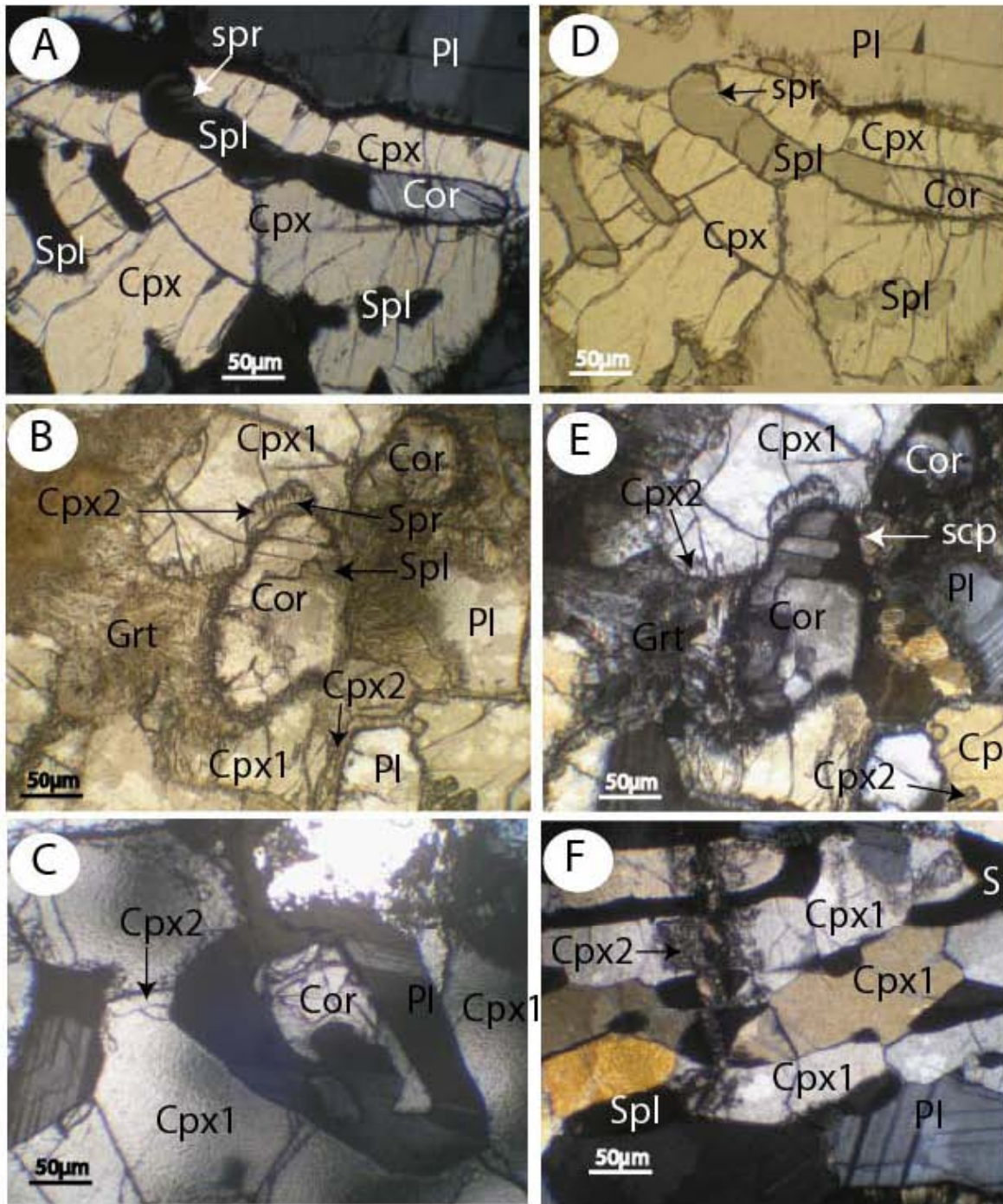


Figure VI-17 : Microphotographies des enclaves de métagabbros à rubis (échantillon : 336B) dans les basaltes alcalins de la région de Morarano-Soamiakatra qui ont été prises en lumière naturelle et en lumière polarisée. **A):** Association spinelle (Spl) - sapphirine (spr) – corindon (Cor) au sein des cristaux de clinopyroxènes (photo prise en lumière polarisée), **B):** Corindon (Co) se développant dans la zone riche en clinopyroxène (double générations :Cpx1 et Cpx2) au voisinage du grenat et des plagioclases. **C):** Corindon (Co) inclus dans le plagioclase (Pl) associé à des clinopyroxènes (Cpx1 et le Cpx2). **D):** Photo de la plage A prise en lumière naturelle. **E):** Plage de la photo B prise en lumière polarisée . **F):** Spinelles (Spl) entre des cristaux de clinopyroxènes de grande taille (Cpx1). Des petits cristaux de clinopyroxènes (Cpx2), de la deuxième génération se développent dans le Cpx1.

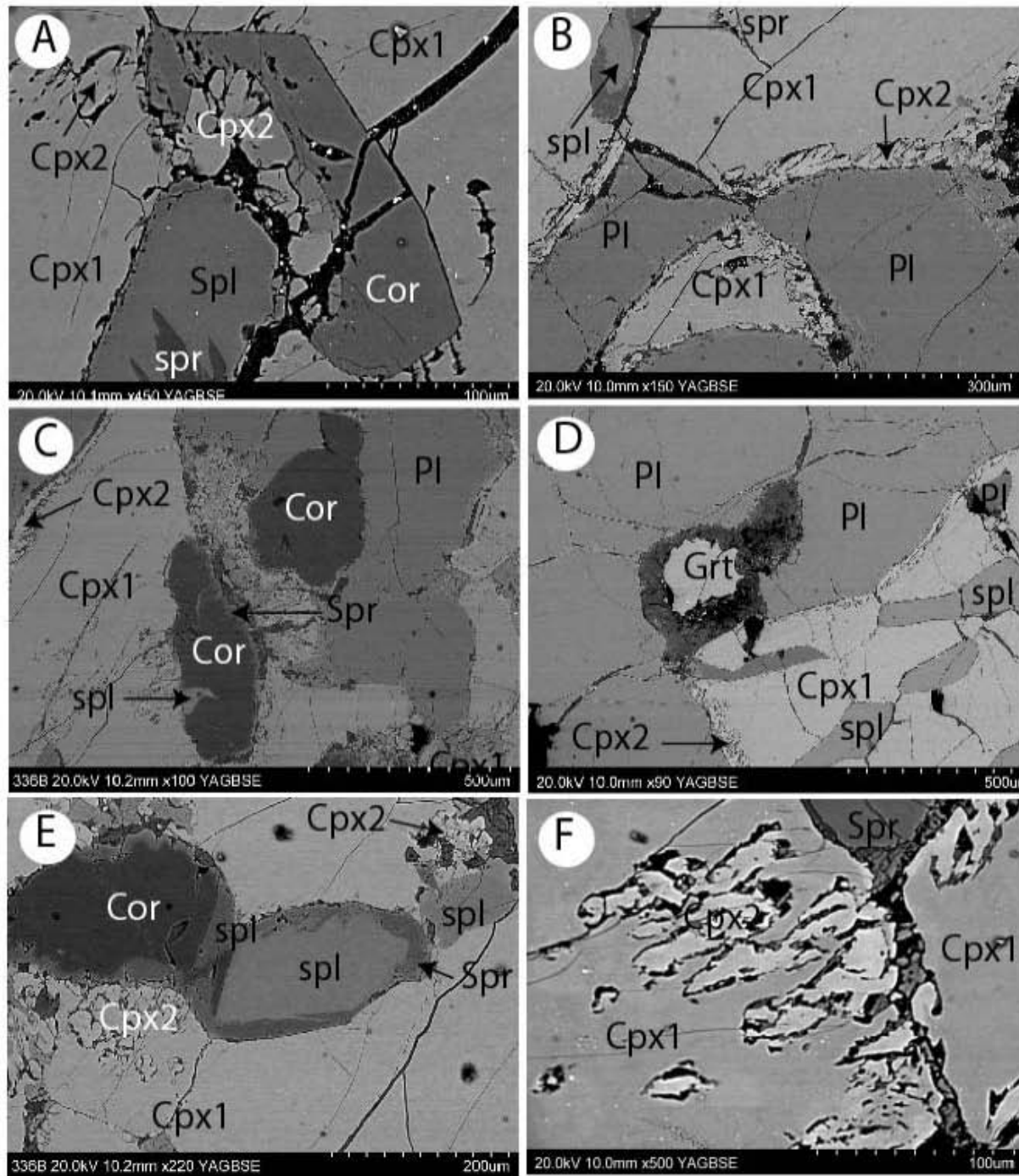


Figure VI-18: Images obtenues au Microscope Électronique à balayage en électrons rétrodiffusés des métagabbros à rubis (échantillons :336B) associés aux basaltes alcalins d'Ankaratra dans la région de Morarano-Soamiakatra. **A):** Corindon (Cor) subhexagonal renfermant des petits cristaux de clinopyroxènes qui se développent à proximité du spinelle (Spl) et de la saphirine (Spr). **B):** Spinelles (Spl) qui se développent à proximités des clinopyroxènes primaires (Cpx1). Ces derniers contiennent des clinopyroxènes de petite taille (Cpx2) à leur bordure. **C):** Corindon (Cor) associés à de la saphirine (Spr), de spinelles (Spl) et de clinopyroxènes (Cpx). **D):** Spinelles (Spl) dans les clinopyroxènes (Cpx1). Les Cpx 2 se concentrent à la bordure du Cpx1. **E):** Corindon (Cor) associé aux spinelles (Spl) et saphirine (Spr) dans des cristaux de clinopyroxènes (Cpx1). Le Cpx2 se forme à la bordure du Cpx1. **F):** Les deux générations de clinopyroxènes (Cpx1 et Cpx2) associées à la saphirine (Spl).

Les pyroxènes (30- 40 %)

Ce sont des clinopyroxènes et des orthopyroxènes.

Les clinopyroxènes sont toujours de deux types : (1) le premier type, primaire (Cpx1) est un clinopyroxène automorphe (allongé, trapèzoïdal), de taille variable et comprise entre 1 et 2 mm. Ils cristallisent souvent entre plagioclase et grenat (**Figure VI-16**); (2) le second type, est un clinopyroxène xénomorphe, de petite taille (5 à 20 μm de diamètre) qui se forme soit à l'intérieur et au voisinage des fractures soit au sein de la bordure du clinopyroxène primaire (**Figures VI- 17 et VI-18**).

Comme dans le cas des xénolithes des métagabbros à rubis, la composition chimique des clinopyroxènes permet de distinguer deux populations dont les petits cristaux (Cpx2) montrent un enrichissement en calcium (CaO : 21,60 - 22,94 % poids), en magnésium (MgO : 11,2 - 12,60 % poids) avec une teneur faible en sodium (Na_2O : 0,35 - 0,45 % poids). Le rapport $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ varie de 0,91 et 1 (**Tableau VI-3**). Le clinopyroxène primaire (Cpx1) contient plus d'aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,28\%$ poids, **Tableau VI-3**) que le Cpx 2 de deuxième génération.

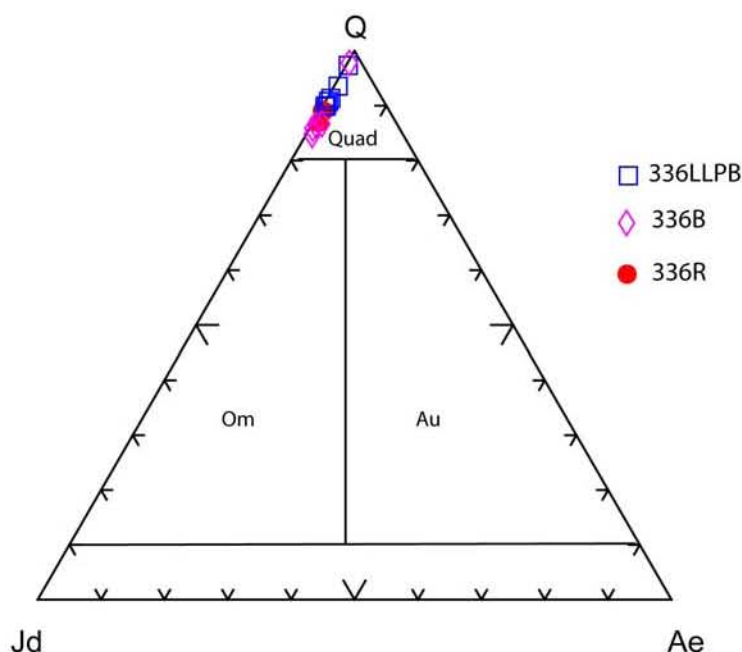


Figure VI-19: Diagramme de *Morimoto (1988)* : jadéite (Jd) - composition des pyroxènes du quadrilatère (Q) - aégryrine (Ae) des clinopyroxènes dans les enclaves de métagabbros à rubis des basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra. Ce sont des clinopyroxènes à composition du quadrilatère dont les moins évolués sont proches du pôle pôle Q. Jd : jadéite, Om: Omphacite, Q: pyroxène du quadrilatère. Echantillon 336B : métagabbros à rubis et à sapphirine ; échantillon 336LLP et 336R: métagabbros à rubis et à scapolite ; échantillon 333C : métagabbros.

Dans le diagramme enstatite (En), wollastonite (Wo) - ferrosilite (Fs) de *Morimoto (1988)*, les clinopyroxènes se situent près du pôle wollastonite (**Figure VI-11**). Le diagramme

jadéite (Jd)-Quad (Q) - aégyrine (Ae) permet de bien distinguer les deux générations de clinopyroxène dont la deuxième génération se situe plus près du pôle Q (**Figure VI- 19**).

Les orthopyroxènes sont à contour xénomorphe. Ils se développent toujours au contact du plagioclase et du grenat. La composition chimique des orthopyroxènes en font des entatites dans le diagramme de *Morimoto (1988)* alors que dans les anciennes classifications (*cf. Deer et al., 1963, Hess, 1952*), il s'agissait des bronzites. Dans le diagramme enstatite (En) - wollastonite (Wo) - Ferrosilite (Fe), ils se rapprochent du pôle enstatite avec une proportion molaire proche de 85,7 %, (**Figure VI-13, Tableau VI-7**).

Le grenat (10- 20%)

Les grenats sont toujours arrondis, fracturés et fortement altérés. Les fractures sont toujours occupées par des oxydes de fer. Ils sont kéliphitisés et auréolés en montrant une bordure fibreuse de chlorite. Ils peuvent renfermer des clinopyroxènes de forme arrondie.

La composition chimique du grenat présente une forte proportion molaire en pyrope (61,6 à 64,7 %), une proportion molaire en almandin comprise entre 13,9 et 17,1%, une proportion molaire en grossulaire située entre 13,9 et 19,9 %, une proportion molaire en andradite de 0 à 6,9 %, et une proportion en ouvarovite non significative (**Tableau VI- 8**). Il s'agit d'un grenat, type pyrope qui appartient toujours au domaine du grenat éclogitique du groupe A de *Coleman et al. (1965)*, et qui est également présent dans les kimberlites (**Figure VI-14**).

Comme dans le cas précédant, nous avons reporté les compositions chimiques des grenats représentatifs de l'échantillon 336B dans le diagramme FeO - MgO - CaO (**Figure VI- 15**) de *Dawson et Stephens (1975)*. Dans ce dernier diagramme, ils sont localisés toujours dans les mêmes domaines en particuliers le 12, le 19 et le 11, qui sont issus probablement des grenats associés aux kimberlites (K), lherzolite à grenat (GL), webstérite à olivine et à grenat (GOW), éclogite (E), serpentinite à grenat (GS) et wherlite à grenat (GW). Ils ont des compositions similaires aux grenats inclus dans les diamants (D) associés aux kimberlites (**Tableau VI-9, Figure VI-15**).

La sapphirine (1 %)

Les cristaux de sapphirines sont allongés, très fracturés, et leur taille est comprise entre 5 à 10 µm. Elle s'observe fréquemment en association avec le rubis, le spinelle et les clinopyroxènes.

Par ailleurs, on peut la trouver en inclusions dans les clinopyroxènes très évolués (**Figures VI-17 et 18**). C'est une sapphirine magnésienne dont la composition atomique en Mg varie de 1,59 à 1,61. La composition atomique en Cr^{3+} est comprise entre 0,01 à 0,002 apfu. La composition chimique et les formules structurales de ces sapphirines ont été calculées sur la base de 14 cations.

Roches	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR	Θ2SprR
Echantillon	336B	336B1	336B	336B	336B	336B
point d'analyse	18	32	73	74	70	95
SiO ₂	12,39	12,27	12,25	11,96	12,55	12,36
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01
Al ₂ O ₃	65,49	65,81	65,57	65,82	64,52	64,53
Cr ₂ O ₃	0,44	0,39	0,45	0,48	0,48	0,40
FeO	3,61	3,42	2,75	3,29	3,34	3,21
MnO	0,00	0,00	0,11	0,00	0,02	0,01
MgO	18,48	18,43	18,79	18,3	18,64	18,49
CaO	0,04	0,05	0,10	0,01	0,07	0,12
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,48	100,42	100,04	99,94	99,74	99,16
Si	0,715	0,708	0,709	0,694	0,730	0,722
Al	0,284	0,291	0,29	0,305	0,269	0,277
Al	0,170	0,185	0,186	0,192	0,152	0,169
Cr ³⁺	0,020	0,017	0,021	0,022	0,022	0,018
Fe ³⁺	0,174	0,165	0,133	0,160	0,162	0,156
Mn	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000
Mg	1,590	1,586	1,622	1,582	1,616	1,611
Ca	0,002	0,003	0,006	0,001	0,004	0,007
Na	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000

Tableau VI-12: Analyses représentatives de la composition chimique et des formules structurales des sapphirines associées aux rubis dans les enclaves de métagabbros de Morarano dans la région de Soamiakatra.

La calcite (1% de la roche)

Elle est xénomorphe et remplit les fissures.

Le rubis (1-3 %)

Les cristaux ont une taille comprise entre 400 µm et 1mm de diamètre. Ils se trouvent dans les grenats et au sein des clinopyroxènes ainsi qu'associés aux spinelles et sapphirines. Ils renferment parfois du spinelle (dimension 5µm). La composition chimique a été abordée dans le chapitre V.

Le spinelle (1- 5 %)

Ce sont des spinelles de couleur verte, souvent xénomorphes. Ils sont de petite taille autour de 100 à 400 μm . Ils s'observent soit en inclusions dans les clinopyroxènes primaires, soit ils sont associés aux sapphirines et aux rubis. Il s'agit d'un spinelle alumineux et magnésien (**Tableau VI-13**). Le rapport $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ est compris entre 0 et 1. La teneur en Cr_2O_3 entre 0,72 et 0,91 % poids et la teneur en MgO (MgO comprise entre 20,5 et 21,8 % poids) est largement supérieur à celle de la composition en FeO (FeO comprise entre 9,1 et 10,1 % poids).

Roches					Θ2SprR		Θ		Π	
Echantillon	336B	se336B	336B	336B	333c	333c	34-P	34P		
point d'analyse	26	77	68	69	88	6	61	3		
SiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00		
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0à	0,13	0,10		
Al ₂ O ₃	66,74	65,16	67,32	66,42	65,8	65,76	54,74	54,05		
Cr ₂ O ₃	0,72	1,20	0,88	0,90	0,77	0,84	6,73	6,79		
V ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,05		
FeO	9,51	10,10	9,17	9,33	12,18	11,62	20,72	20,28		
MnO	0,04	0,08	0,00	0,14	0,00	0,10	0,13	0,13		
MgO	21,24	20,56	21,21	21,82	19,73	20,07	17,56	17,78		
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,16	0,00		
NiO	0,6	0,54	0,54	0,49	0,55	0,62	0,00	0,08		
Total	98,92	97,79	99,15	99,13	99,07	99,26	100,24	99,29		
Si	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000		
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002		
Al	1,976	1,961	1,986	1,959	1,968	1,961	1,702	1,694		
Cr	0,014	0,024	0,017	0,018	0,015	0,017	0,140	0,143		
Fe ³⁺	0,008	0,011	0,000	0,023	0,016	0,019	0,151	0,158		
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001		
Fe ²⁺	0,192	0,206	0,192	0,173	0,242	0,227	0,306	0,292		
Mn	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,003		
Mg	0,795	0,783	0,792	0,814	0,746	0,757	0,691	0,705		
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000		
Ni	0,012	0,011	0,011	0,010	0,011	0,013	0,000	0,002		
XCr	0,722	1,225	0,870	0,902	0,780	0,85	7,626	7,772		
YFe ³⁺	0,381	0,572	0,000	1,134	0,808	0,969	7,577	7,945		
XFe	19,471	20,798	19,518	17,504	24,513	23,037	30,705	29,326		
Fe ³⁺	0,381	0,572	0,000	1,134	0,808	0,969	7,577	7,945		
Cr	0,720	1,218	0,870	0,891	0,774	0,841	7,048	7,154		
Al	98,899	98,210	99,130	97,975	98,418	98,189	85,376	84,901		
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Ti)	0.888	1.000	0.000	1.000	0.995	0.995	0.983	0.987		

Tableau VI-13: Analyses représentatives des spinelles des métagabbros à rubis ($\Theta 2\text{SprR}$), sans rubis (Θ) et des péridotites (Π) de Morarano dans la région Soamiakatra

VI-3-1-1c Les métagabbros sans rubis (Θ)

Il s'agit d'enclave de métagabbro, de taille comprises entre 2 à 5 centimètres présentant un faible litage. Les enclaves litées présentent deux niveaux: un niveau sombre souligné par des grenats et pyroxène et un niveau clair composé essentiellement de pyroxènes, plagioclases et spinelles.

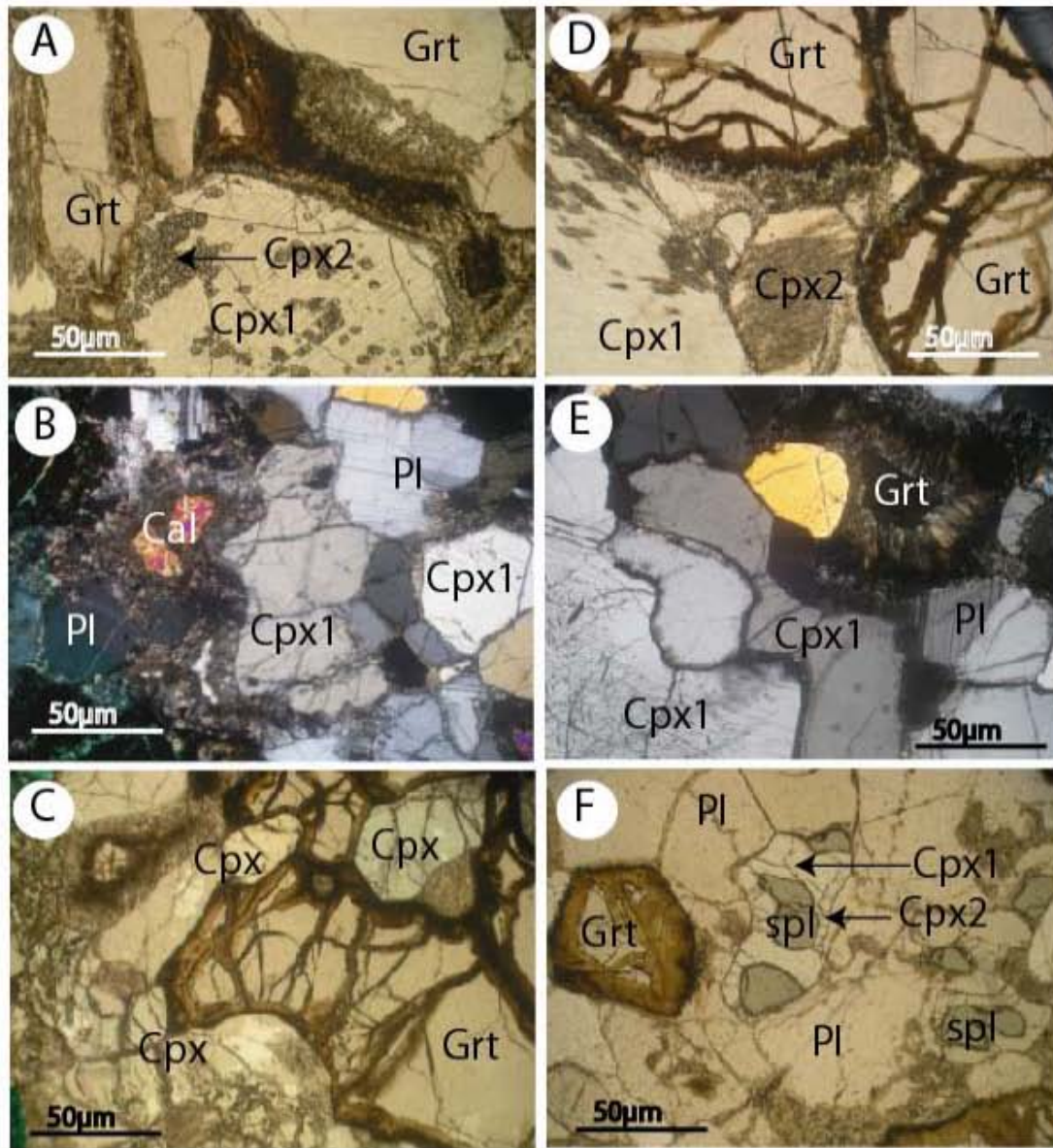


Figure VI-20: Microphotographies des enclaves de métagabbros sans corindon (échantillons: 333E, 333C) dans les basaltes alcalins de Morarano de la région de Soamiakatra. **A):** Association du grenat et de clinopyroxènes. Le Cpx1 renferme de petits cristaux de clinopyroxènes arrondis (Cpx2). **B):** Cristaux de plagioclase (Pl) en association avec les gros cristaux de clinopyroxène (Cpx1). **C):** Clinopyroxènes (Cpx) inclus dans les grenats (Grt). **D):** Grenats au contact des clinopyroxènes (Cpx1, Cpx2), le Cpx2 se développe à l'intérieur du Cpx1. **E):** Grenat kéliphitisé associé aux plagioclases (Pl) et clinopyroxènes (Cpx1). **F):** Spinelle associée aux clinopyroxènes (Cpx1). Dans la bordure du Cpx1 au contact du plagioclase se développe le Cpx2, clinopyroxène deuxième génération.

En lame mince, la roche montre une structure granoblastique isogranulaire à hétérogranulaire. Les grains sont de dimension variable mais généralement de l'ordre du millimètre. La roche est généralement composée de plagioclase, grenat, sapphirine, pyroxène et spinelle (**Figure VI-20**).

Les plagioclases (25 -35 %)

Ils sont xénomorphes et fracturés. Leur dimension est variable, de 20 μm à quelques millimètres. Ils se localisent à proximité des clinopyroxènes. Ils se développent soit de façon interstitielle entre les grenats, soit en inclusions dans ces derniers.

Du point de vue chimique (**Tableau VI- 10**) , on constate qu'ils ont une composition bien différente de celle mise en évidence pour les métagabbros à rubis. Ils sont homogènes, moins riches en anorthite (variété andésine, An 38,9 à An 41,6 %). La proportion en orthose est comprise entre 6,4 à 8% (**Figure VI-16**).

Les grenats (15 -27 %)

Ils sont globulaires et présentent une bordure très kélyphitisée. Les fractures sont toujours occupées par des oxydes de fer. Ce sont des grenats de variété pyrope qui présentent des proportions en pyrope autour de 59,8 %, en almandin proche de 18,9 %, en grossulaire autour de 14,4% et une faible valeur en andradite autour de 6,9% (**Tableau VI-8**). Ils sont enrichis en almandin par rapport aux grenats associés aux métagabbros à rubis. Par contre, ils se localisent dans le domaine 3 des grenats associés aux enclaves de pyroxénites défini par *Dawson et Stephens (1975)* dans le diagramme FeO-MgO-CaO. Il s'agit de grenats type pyro-almandin calcique qui sont présents dans les roches kimberlitiques (K), les serpentinites à grenat (GS), les harburzite à grenat (GH), les éclogite (EC) et les inclusions dans les diamants (**Figure VI-15**).

Les pyroxènes (25 -35 %)

Ce sont des clinopyroxènes et des orthopyroxènes.

Nous avons également deux types de clinopyroxènes : (1) les clinopyroxènes primaires, les plus développés, de taille millimétrique à centimétrique et qui peuvent contenir des spinelles. Ils renferment de nombreuses exsolutions sous la forme de lamelles sombres ou des tâches noires allongées qui se répartissent dans la même direction; (2) les clinopyroxènes de deuxième génération, arrondis ou ovales, de petite taille autour de 5 μm de diamètre, et qui se forment dans et à partir des clinopyroxènes primaires. A partir des analyses chimiques de

clinopyroxène de l'échantillon 333C, on constate qu'on a toujours les deux types de clinopyroxène:

1) les clinopyroxènes primaires (Cpx1) sont alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,17 - 14,53$ % poids), et magnésiens ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,89 - 0,95$). Ils sont appauvris en calcium par rapport aux pyroxènes secondaires ($\text{CaO} = 20 - 21,4$ % poids). Ils sont enrichis en sodium avec des valeurs comprises entre 1,98 et 2,21 % poids. Ils sont plus pauvres en wollastonite que les pyroxènes secondaires (Wo: 52,7 - 56,05 %) et un peu plus riche en enstatite (43,5 - 45,4 %) avec de très faibles valeurs en ferrosilite (Fs: 0,46 - 1,87%). Ce sont des clinopyroxènes à variété augite -sodique (**Figure VI-11**), dans l'ancienne nomenclature ce sont des fassaïtes sodiques proche des omphacites.

2) le clinopyroxène (Cpx2), de petite taille, présente un appauvrissement de sa composition en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,18 - 10,45$ % poids) et en sodium ($\text{Na}_2\text{O} = 0,30 - 0,46$ % poids) par rapport aux pyroxènes primaires, mais avec un enrichissement de sa teneur en magnésium ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,96 - 0,99$) et calcium (23,1 - 24,1% poids). Ils se localisent dans le domaine de la wollastonite (Wo : 56, 10 - 58,62%, En : 39,62 - 41, 42%, Fs : 2,05 - 4,35%) représenté dans le diagramme enstatite (En) -wollastonite (Wo) - ferrosilite (Fs), de *Morimoto (1988)*. Dans le diagramme ternaire Aegyrine ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) - Jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) - Diopside ($\text{Ca}(\text{Mg-Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) de la classification de pyroxène, ils se repartissent dans le même domaine augite - sodique que des clinopyroxènes primaires (Cpx1) mais ils sont plus proches du pôle calcique par rapport aux Cpx1 (**Figure VI-12**). Ce sont des fassaïtes.

Les orthopyroxènes sont rares, ils sont toujours de taille micrométrique (5 à 10 μm) et ils se développent autour des grenats et au contact des plagioclases et des clinopyroxènes.

Le spinelle (1-2 %)

Il est rare, de dimension micrométrique (5 à 200 μm), de couleur verdâtre et il est xénomorphe. Les cristaux se forment précocement et ils sont inclus au sein des clinopyroxènes. Il s'agit d'un spinelle, de la solution solide spinelle-hercynite avec un rapport $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ moins élevé, et compris entre 0,95 et 0,99. Il est appauvri en chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,54$ à 0, 84% poids) par rapport au spinelle associé au rubis. Le rapport $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ est compris entre 0,19 et 0,20 (**Tableau VI-13**).

Les calcites (0-1%)

Elle se développe dans les fractures.

VI-3-1-2 Les pyroxénites

Ce sont des roches mafiques, de couleur noirâtres, à texture équiaxe dont la taille de grain varie du millimètre au centimètre (2 mm à 4 cm de diamètre).

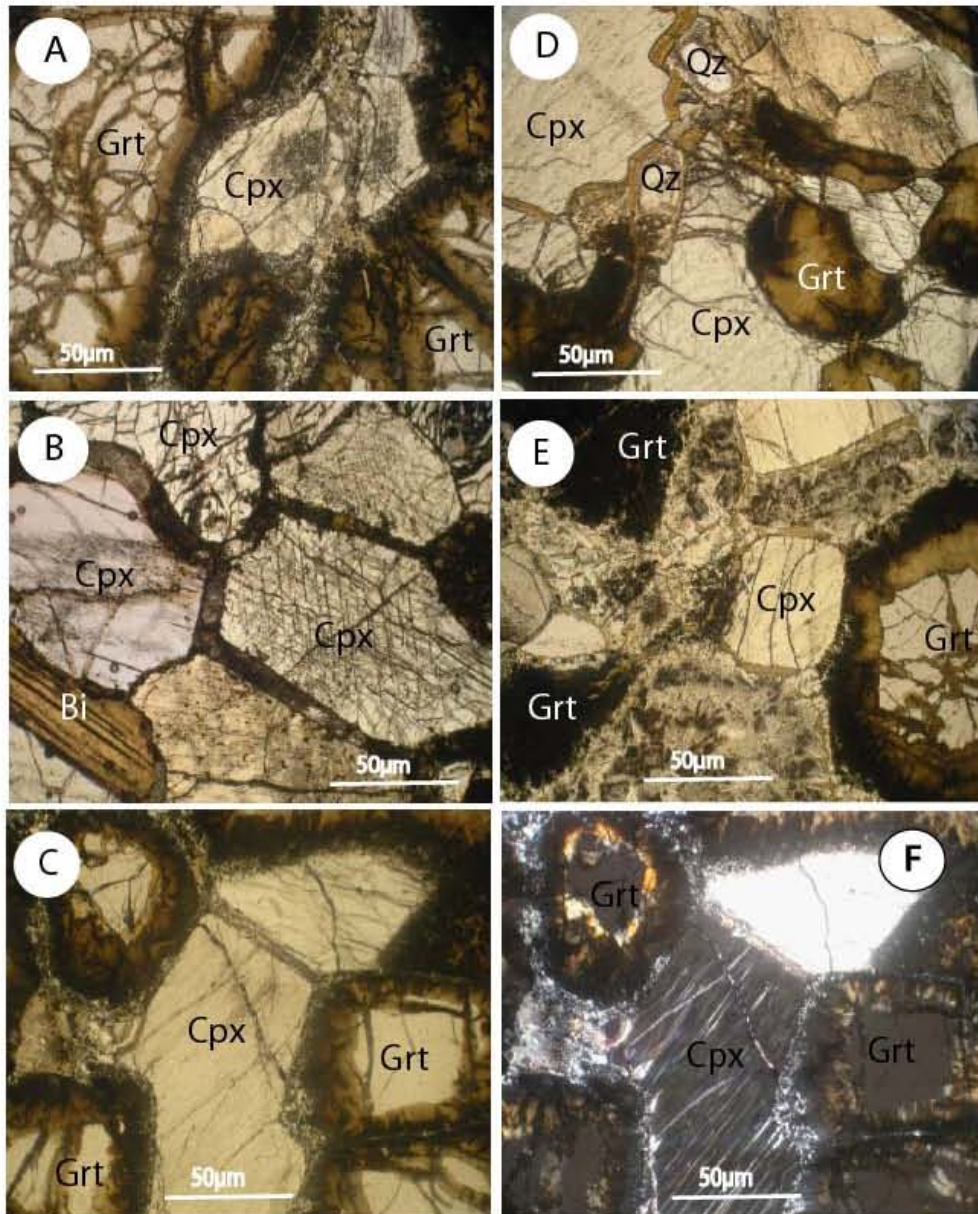


Figure VI-21: Microphotographies prises en lumière polarisée et lumière naturelle des enclaves de pyroxénites (échantillon: 333MC) incluses dans les basaltes alcalins de Morarano dans la région de Soamiakatra. **A**): Cristal de clinopyroxène (Cpx) entre deux cristaux de grenats (Grt). **B**): Des clinopyroxènes (Cpx) présentent deux clivages croisés et se situent à proximité de la biotite (Bi) allongée. **C**): clinopyroxène (Cpx) entouré par des grenats (Grt). **D**): Grenats subautomorphes (Grt) se développant dans les clinopyroxènes (Cpx). Le quartz (Qz) se forme dans les fractures. **E**): Grenat (Grt) présentant une couronne d'altération, associé à des clinopyroxènes (Cpx). **F**): Clinopyroxène (Cpx) montrant des clivages entrecroisés (Cpx) associés aux grenats kéliphitisés.

Elles sont caractérisées par l'abondance de clinopyroxène, d'orthopyroxène, et de grenat, la calcite et le micas sont des minéraux accessoires (**Figure VI-21**).

Sous le microscope, cette roche montre une texture granoblastique hétérogranulaire et la dimension des grains est comprise entre 1mm et 1cm.

Les pyroxènes (70- 80 % de la roche)

Les clinopyroxènes sont automorphes de taille comprise entre 1 et 2 millimètres. Ils sont très fracturés. Ils s'observent autour des grenats où ils sont associés à des orthopyroxènes. Ce sont des diopsides suivant le diagramme de classification des pyroxènes Enstatite (En) - Wollastonite (Wo) – Ferrosilite (Fs), (**Figure VI-11**). Ils sont constitués de 47,5 à 49,06 % de Wollastonite, 41,9 à 42,8 d'enstatite et avec une teneur en ferrosilite comprise entre 8 et 10,3 %.

Les orthopyroxènes sont subautomorphes à automorphes, de taille millimétrique (1 à 2mm). Ils sont associés aux clinopyroxènes. La proportion molaire en enstatite est très élevée de l'ordre de 81,4 à 83,7 %, la proportion en ferrosilite est de 15,6 à 17,4% et la proportion en wollastonite est très faible et varie de 0,71 à 1,71 % (**Figure VI-22, Tableau VI- 14**).

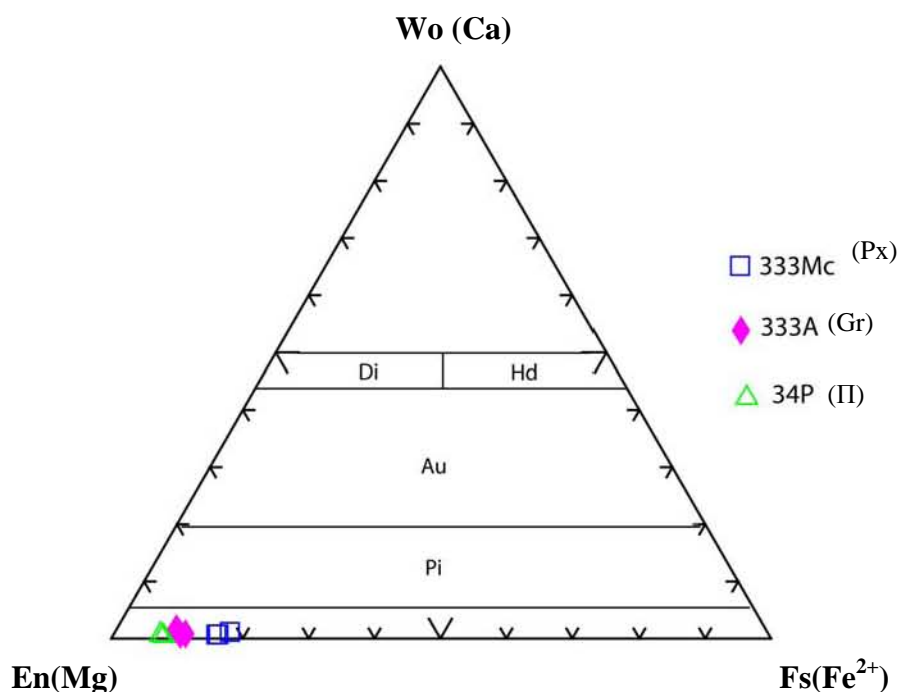


Figure VI-22: Diagramme triangulaire de classification des orthopyroxènes associés aux enclaves de pyroxénites (333MC), périclites (34P) et grenatites (333A). Les points représentatifs des orthopyroxènes dans des enclaves de pyroxénites sont moins magnésiens par rapport à ceux qu'on les observe dans les grenatites et périclites.

Roches	Gr		π			Px		
Echantillon	333A	333A	34P	34P	34P	333E	333E	333E
Point d'analyse	18	16	18	19	20	7	8	9
SiO ₂	55,14	55,54	52,53	53,66	53,39	53,96	53,53	53,87
TiO ₂	0,06	0,08	0,18	0,10	0,04	0,07	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	4,15	4,17	5,77	4,68	4,24	4,66	5,05	4,49
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,30	0,18	0,18	0,00	0,00	0,05
FeO	5,92	6,24	9,33	9,19	9,05	11,49	11,83	11,78
MnO	0,06	0,00	0,15	0,12	0,09	0,07	0,06	0,07
MgO	33,68	34,20	31,37	31,66	31,86	29,92	29,40	29,71
CaO	0,30	0,22	0,82	0,39	0,36	0,25	0,21	0,23
Na ₂ O	0,15	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,05	0,09
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02
Total	99,52	100,49	100,48	100,04	99,22	100,48	100,23	100,42
Si	1,902	1,899	1,822	1,868	1,871	1,891	1,884	1,891
Al iv	0,098	0,101	0,178	0,132	0,129	0,109	0,116	0,109
Al vi	0,071	0,067	0,058	0,060	0,047	0,083	0,094	0,077
Ti	0,001	0,002	0,005	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003
Cr	0,001	0,000	0,008	0,005	0,005	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,035	0,032	0,106	0,064	0,076	0,025	0,019	0,030
Fe ²⁺	0,136	0,147	0,165	0,203	0,190	0,312	0,329	0,315
Mn	0,002	0,000	0,004	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002
Mg	1,732	1,743	1,622	1,643	1,665	1,563	1,543	1,555
Ca	0,011	0,008	0,031	0,014	0,014	0,009	0,008	0,009
Na	0,010	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,006
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
XMg	0,93	0,92	0,91	0,89	0,90	0,83	0,82	0,83
Wo(Ca)	0,59	0,42	1,68	0,78	0,73	0,49	0,42	0,46
En(Mg)	92,18	91,84	89,26	88,31	89,13	82,97	82,08	82,75
Fs(Fe ²⁺)	7,23	7,73	9,06	10,92	10,15	16,53	17,50	16,79

Tableau VI-14: Formules structurales et compositions des orthopyroxènes des enclaves des basaltes de Morarano. Gr = grenatite, π =péridotite, Px = pyroxénite.

Les grenats (10 - 23 %)

Ils sont arrondies et globulaires, parfois très altérés. Ils peuvent renfermer des petits cristaux arrondis de plagioclase (10 à 20 μ m). Ce sont des grenats de type pyrope (pyrope: 61,2 - 64,4%, almandin: 24,7 - 25,1 %, andradite: 4,9 -7,2%, ouvarovite 0,75%, grossulaire: 4,2 -5,2% (**Figure VI-14**). Dans le diagramme FeO-MgO-CaO de *Dawson et Stephens (1975)*, ils se localisent dans le groupe des grenats de kimberlite (K), des lherzolites à grenat (GL), de webstérite à olivine et à grenat (GOW), de grenat éclogitique (EC), et de grenats en inclusions dans les diamants (**Figure VI-15**).

La calcite (1- 2 %)

Elles s'observent dans des fractures développées au sein des clinopyroxène.

Le micas (1%)

Ils ont la forme d'une baguette et ils sont parfois isolés. En lame mince, ils sont de couleur brunâtre et montrent des clivages souvent parallèles et discontinus (**Figure VI-21B**). Ils se développent au sein des clinopyroxènes. Ce sont des phlogopites dans le diagramme de classification Mg -Al - Fe total des micas (**Figure VI-23**).

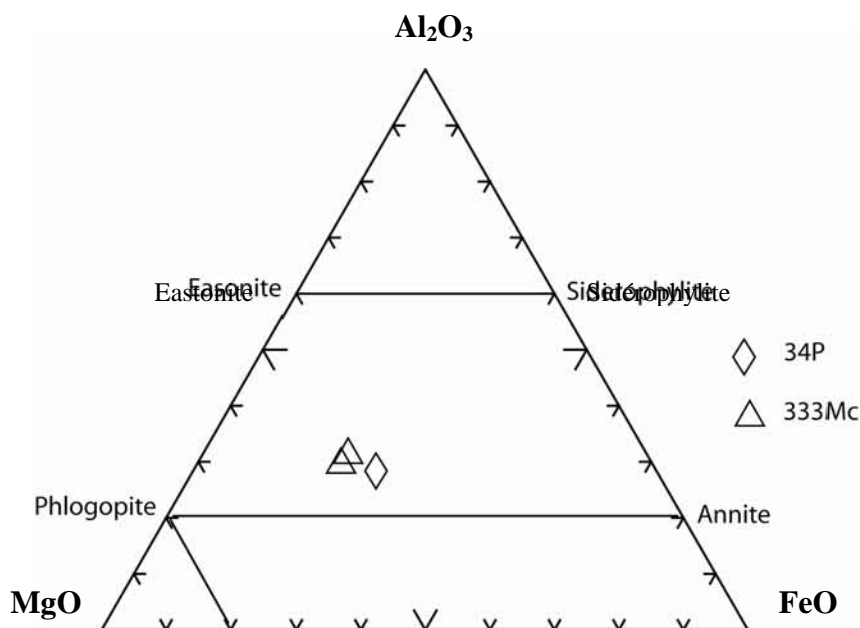


Figure V-23 : Diagramme de classification Mg-Al-Fe total des micas (Secher et Larsen, 1980).

Ils sont enrichie en fluor $0,7 < F < 0,8$ % poids) et en titane ($4,40 < TiO_2 < 4,45$) et ils sont magnésien avec un rapport $(Mg / (Mg + Fe)) : 0,82 - 0,84$. Echantillons 333MC = pyroxénite et 34P = péridotite.

VI-3-1-3 Les grenatites (Gr)

Les enclaves sont de forme globulaire de couleur rougeâtre et elles présentent une à structure équante et une texture grenue. La dimension de ces enclaves peut atteindre 4 centimètre de diamètre.

Elles sont composées essentiellement de grenat, de très peu de spinelle et d'orthopyroxène. (**Figure VI-24**).

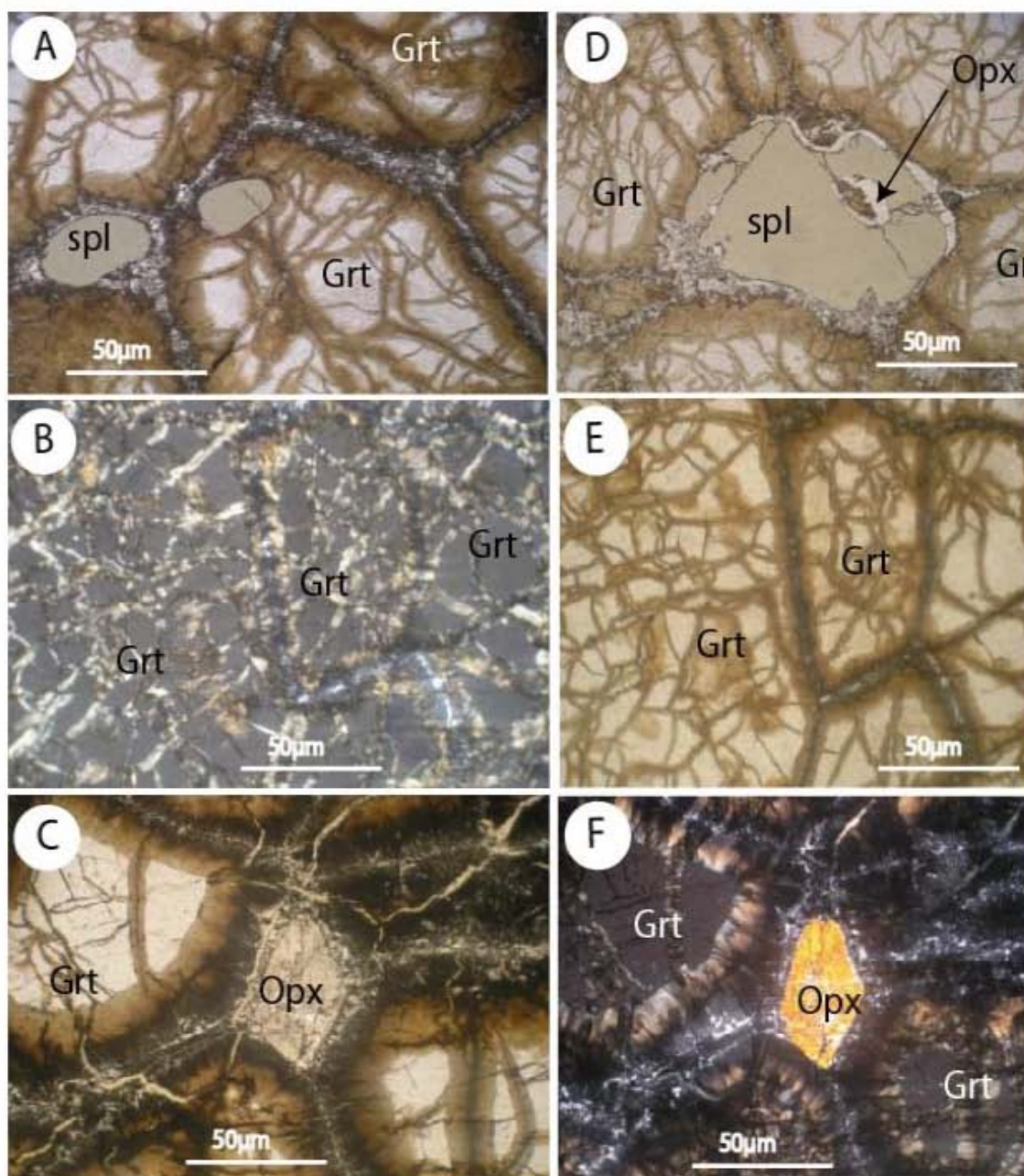


Figure VI-24: Microphotographies des enclaves de grenatites (échantillon: 333A) associées au basalte alcalin de Morarano dans la région de Soamiakatra. **A):** Grenats (Grt) associés au spinelle (Spl). Les cristaux se joignent entre eux par des points triples. Ils montrent des zones d'alévation. Les fractures sont remplies par des oxydes de fer. **B):** Cristaux de grenats possédant des fractures remplies par des oxydes de fer. **C):** Orthopyroxène (Opx) interstitiel entre les grenats (Grt). **D):** association orthopyroxène (Opx), spinelle (Spl) et grenat (Grt) dans le grenatite. **E):** Photo de la plage B prise en lumière naturelle. **F):** Photo de la plage C prise en lumière polarisée.

En lame mince, les grenatites présentent une structure granoblastique isogranulaire à hétérogranulaire et les grains sont de dimension millimétrique (autour de 1 à 3 mm). Les cristaux s'accollent les uns contre les autres par des points triples (**Figure VI-24**).

Les grenats (95 - 98% de la roche)

Ils sont de couleur rougeâtre à rosâtre. Leurs dimensions sont millimétriques (autour de 1 à 3 mm) et ils sont craquelés. Ils contiennent du spinelle vert présentant souvent une forme arrondie de l'ordre de 500 µm. Leur bordure kelyphitique est de couleur brunâtre et elle marque le début de la chloritisation. Les fractures sont toujours remplies d'oxydes de fer.

Du point de vue chimique, ce sont des grenats, de type pyrope dont la proportion en pyrope est très élevée (pyrope: 68, 59, - 73,08 %) par rapport aux grenats de toutes autres enclaves notamment celles à composition de métagabbros et de pyroxénites, et avec un petit enrichissement en almandin (13,94 - 17,14 %). La proportion molaire en spessartite, andradite et ouvarovite sont encore assez stables (**Tableau VI- 14**). Le rapport $Mg/(Fe+Mg)$ est voisin de 0,81 et 0,83%. Dans le diagramme FeO-MgO-CaO, la composition chimique du grenat évolue vers le pôle magnésien et elle se situe dans le domaine 3 défini par *Dawson et Stephens (1975)* pour le groupe des pyropes titanifères appartenant aux gisements de type kimberlites (K), lherzolite à grenat (GL), webstérite à olivine et à grenat (GOW), et grenat en inclusions dans les diamants (**Figures VI-14 et VI-15**).

L'orthopyroxène (1-2 %)

Les orthopyroxènes se présentent la taille variable entre 10 et 50 µm. Ils se situent soit au milieu des cristaux de grenat soit il se développe au contact du grenat et du spinelle (**Figure VI- 24**). Sa composition chimique en enstatite est comprise entre 81,39 et 83,61 % (**Figure VI- 22, Tableau VI-13**).

Le spinelle (1 -3 %)

Ils sont arrondis et de couleur verte. Ils se forment soit dans les grenats soit à leur proximité. L'orthopyroxène forme une oréole autour du spinelle. Il peut être inclus dans le grenat. Ce sont des spinelles appartenant à la solution solide spinelle-hercynite enrichis en chrome (Cr_2O_3 : 1,64 - 1,91 % poids) et en nickel (NiO: 1,69 - 1,92 % poids) par rapport aux spinelles analysés dans les métagabbros à rubis. Le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Ti)$ est compris entre 0,94 et 0,96. La composition chimique du spinelle est reportée dans le **Tableau VI-15** ci dessus.

Roches	Gr					
Echantillon	333A	333A	333A	333A	333A	333A
Point d'analyse	10	16	26	15	17	24
SiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,07	0,08	0,10	0,09	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	64,59	65,47	64,99	63,83	64,42	64,65
Cr ₂ O ₃	1,86	1,67	1,61	1,71	1,91	1,64
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
FeO	10,00	9,75	9,65	10,28	10,29	9,89
MnO	0,02	0,01	0,05	0,02	0,06	0,05
MgO	21,50	21,50	21,12	20,89	20,98	21,18
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	1,60	1,92	2,08	1,77	1,69	1,92
Total	99,71	100,42	99,65	98,63	99,48	99,44
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,912	1,923	1,926	1,914	1,916	1,920
Cr	0,037	0,033	0,032	0,034	0,038	0,032
Fe ³⁺	0,046	0,040	0,036	0,046	0,041	0,043
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,164	0,163	0,166	0,172	0,175	0,165
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Mg	0,805	0,799	0,792	0,792	0,789	0,796
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,032	0,038	0,042	0,036	0,034	0,039
XC _{Cr}	1,90	1,68	1,63	1,76	1,95	1,67
YFe ³⁺	2,30	2,00	1,83	2,34	2,07	2,16
XFe	16,93	16,96	17,36	17,83	18,21	17,20
Fe ³⁺	2,30	2,00	1,83	2,34	2,07	2,16
Cr	1,85	1,65	1,60	1,72	1,91	1,63
Al	95,83	96,34	96,55	95,92	96,00	96,19
2Ti	1,90	1,68	1,63	1,76	1,95	1,67
Cr	1,90	1,68	1,63	1,76	1,95	1,67
Al	97,95	98,16	98,17	98,05	97,88	98,17
Fe ³⁺ +Ti	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Ti)	0,97	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96

Tableau VI-15: Analyses représentatives des spinelles des enclaves de grenatites dans le basalte de Morarano (région de Soamiakatra). Gr: grenatite.

VI-3-1-4 Péridotites (II)

Ce sont des roches constituées essentiellement par l'olivine. Les enclaves sont soit globuleuses, soit anguleuses, de taille variable et comprise entre 2 et 3 centimètres de

diamètre atteignant parfois 7 centimètres. L'échantillon S34P est une enclave de péridotite constituée principalement d'olivine (95%) : il s'agit d'une dunite (*Le Maitre, 1989*).

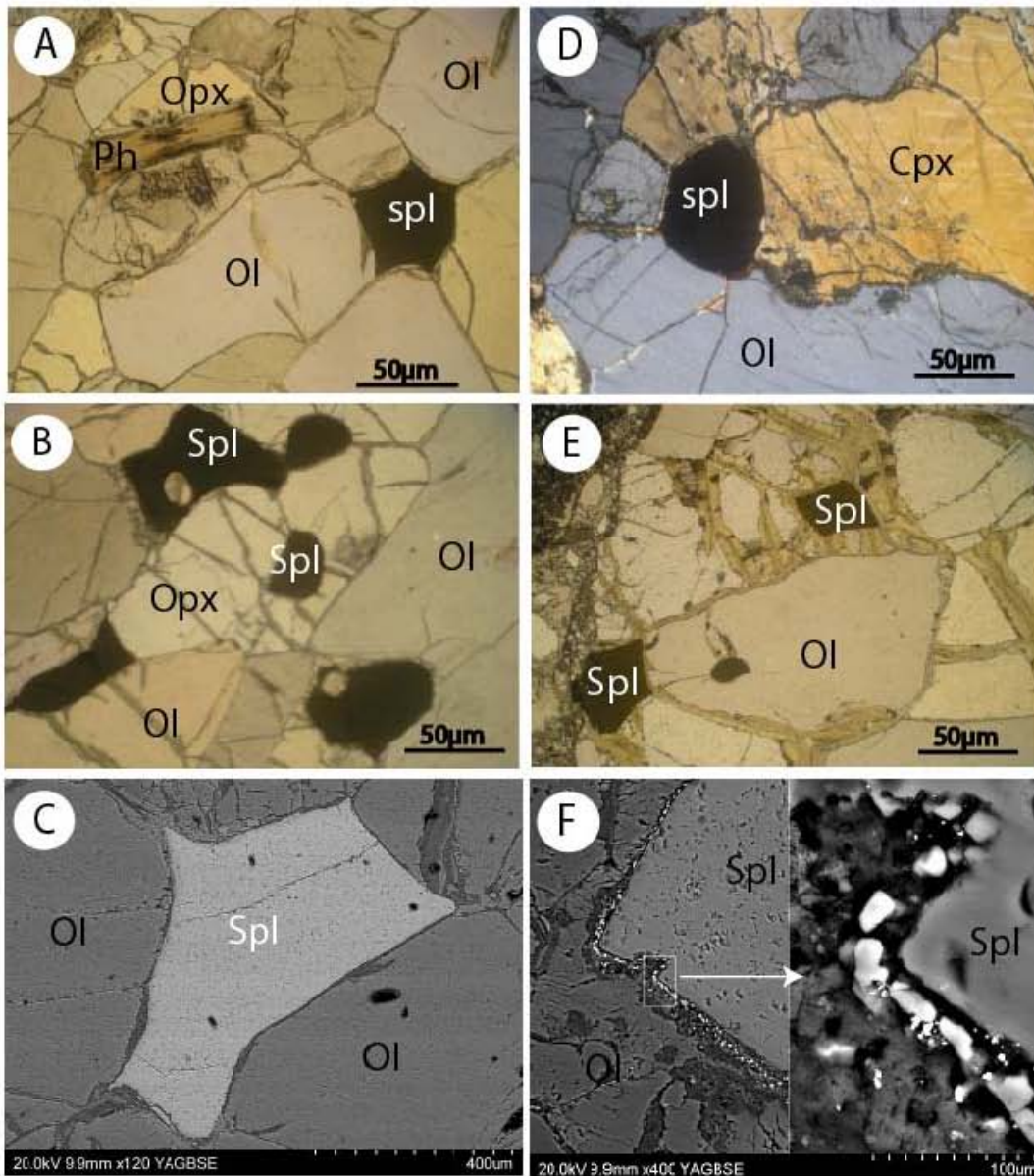


Figure VI-25: Microphotographies des enclaves de péridotites 34P (II) contenues dans les basaltes alcalins de Morarano (région de Soamiakatra). **A):** Phlogopite (Ph) allongé et fibreuse entre les orthopyroxènes (Opx). Spinelle (Spl) se développant entre les cristaux d'olivines. **B):** Des spinelles (Spl) amorphes se forment entre les olivines (Ol) soit ils sont inclus dans l'orthopyroxène (Opx). **C):** Spinelle (Spl) automorphe interstitiel entre les olivines (Ol). **D):** Spinelle (Spl) associé à des minéraux de clinopyroxène (Cpx) et d'olivines (Ol). **E):** Spinelles (Spl) losangiques qui se développent entre les olivines (Ol). Des oxydes de fer remplissent les fractures des olivines (Ol). **F):** Le spinelle (Spl) est entouré d'une couronne des petits cristaux non identifiés qui se développent au contact des olivines (Ol).

La roche contient de rares micas, amphiboles et pyroxènes. L'enclave présente une structure granoblastique et hétérogranulaire (**Figure VI-25**). On peut l'interpréter également comme un accumulat dunitique (*Wager et Brown, 1968; Wager et al., 1960*). L'observation microscopique de cette roche présente les caractéristiques pétrographiques suivantes :

L'olivine (93%) :

Elles sont subautomorphes à automorphes, et elles présentent des fréquentes craquelures. Ils sont des tailles comprises entre 200 μm et 2 millimètres de diamètre.

En lumière polarisée, l'olivine présente des teintes de polarisation jaune-orangé à violet. Les grains d'olivine montrent des figures de haute stabilité avec la présence de joints de grains à point triple. L'orientation des cristaux est faible. La bordure des cristaux est légèrement altérée en serpentine et ils peuvent renfermer des petites aiguilles des spinelles de taille micrométrique. Toutes les fractures sont remplies par des oxydes de fer. Les olivines sont magnésiennes avec un rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ compris entre 0,84 et 0,86 (**Tableau VI-15**). Ce sont des chrysolites (*Deer et al., 1962*) à Fo_{85-86} . Les teneurs en Fo attestent de leur appartenance à des cumulats dunitiques et non à des dunites mantélliques.

Le pyroxène (5 %) :

Il s'agit d'orthopyroxène, xénomorphe et souvent allongé qui se localise entre les cristaux d'olivine. Les clinopyroxènes sont plus rares.

La phlogopite (0- 1%) :

Elle est rare. Elle est subautomorphe et elle se trouve au voisinage des orthopyroxènes.

Le spinelle (1-2%) :

Les spinelles cristallisent soit associés aux orthopyroxènes précocement, soit ils sont en positions intersticielles entre les olivines. Ils sont verdâtres et ils montrent parfois des formes subautomorphes et arrondies, ils sont souvent xénomorphes (**Figure VI-25**). Ce sont des spinelles plus enrichis en fer par rapport à ceux contenus dans les enclaves de métagabbros à rubis.

La teneur moyenne en FeO est voisine de 20,5 % poids et la teneur en MgO est de l'ordre de 17,6 % poids. Ils sont enrichis également en chrome (Cr_2O_3 : 7,4 % poids) et le rapport $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})$ est de 0,99 (**Tableaux VI- 16**).

Roches	Π						
Echantillon Point d'analyse	34P	34P	34P	34P	34P	34P	34P
	11	15	16	23	24	63	56
SiO ₂	39,42	39,45	39,56	39,48	39,40	40,79	39,87
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,18	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03
FeO	13,91	12,98	13,52	13,66	13,44	13,27	13,23
MnO	0,21	0,11	0,07	0,26	0,13	0,16	0,17
MgO	46,74	46,54	46,66	46,67	46,54	45,82	46,17
CaO	0,08	0,03	0,09	0,01	0,04	0,06	0,09
NiO	0,28	0,28	0,30	0,27	0,29	0,33	0,26
Total	100,90	99,49	100,32	100,41	99,89	100,52	99,84
Si	0,979	0,989	0,986	0,984	0,986	1,010	0,996
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,289	0,272	0,282	0,285	0,281	0,275	0,276
Mn	0,005	0,002	0,002	0,006	0,003	0,003	0,004
Mg	1,731	1,739	1,733	1,734	1,736	1,691	1,719
Ca	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,002
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,005
XMg	0,85	0,86	0,86	0,85	0,86	0,86	0,86
Fa(Fe ²⁺)	14,30	13,53	13,98	14,10	13,94	13,97	13,85
Fo(Mg)	85,69	86,46	86,01	85,89	86,05	86,02	86,14

Tableau VI-16: Composition chimique et formule structurale des olivines représentatives des enclaves de péridotites associées aux basaltes de Morarano (région Soamiakatra).

VI-3-1-5 Les orthogneiss monzogranitiques.

Ce sont des roches leucocrates foliées. Les enclaves de ces roches sont arrondies ou angulaires et de taille proche de 5 à 7 centimètres de diamètre. Elles sont plutôt rares dans les basaltes. Elles sont marquées par l'alternance d'un niveau sombre riche en minéraux ferromagnésiens (biotite et rares amphiboles), et d'un niveau clair constitué surtout de feldspaths (orthose, microcline, plagioclase) et de quartz.

Roche		Π			
Echantillon	34P	34-P	34-P	34-P	
Point d'analyse	3	62	67	61	
SiO ₂	0,00	0,04	0,04	0,01	
TiO ₂	0,10	0,11	0,10	0,13	
Al ₂ O ₃	54,05	54,73	53,42	54,74	
Cr ₂ O ₃	6,79	6,44	7,29	6,73	
V ₂ O ₃	0,05	0,06	0,02	0,03	
FeO	20,28	20,47	20,66	20,72	
MnO	0,13	0,07	0,26	0,13	
MgO	17,78	18,06	17,6	17,56	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,16	
NiO	0,08	0,05	0,07	0	
Total	99,29	100,08	99,49	100,24	
Si	0,000	0,001	0,001	0,000	
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	
Al	1,694	1,698	1,676	1,702	
Cr	0,143	0,134	0,153	0,14	
Fe ³⁺	0,158	0,159	0,163	0,151	
V	0,001	0,001	0,000	0,001	
Fe ²⁺	0,292	0,291	0,297	0,306	
Mn	0,003	0,002	0,006	0,003	
Mg	0,705	0,709	0,699	0,691	
Zn	0	0,000	0,000	0,003	
Ni	0,002	0,001	0,002	0,000	
XCr	7,77	7,32	8,38	7,62	
YFe ³⁺	7,94	8,00	8,18	7,57	
XFe	29,32	29,11	29,83	30,7	
Fe ³⁺	7,94	8,00	8,18	7,57	
Cr	7,15	6,73	7,70	7,04	
Al	84,9	85,25	84,12	85,37	
2Ti	7,75	7,30	8,36	7,60	
Cr	7,754	7,30	8,36	7,60	
Al	92,02	92,45	91,4	92,11	
Fe ³⁺ +Ti	0,16	0,16	0,16	0,15	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Ti)	0,98	0,98	0,98	0,98	

Tableau VI-17: Analyses représentatives des spinelles associées aux basaltes de Morarano dans la région de Soamiakatra.

Sous le microscope, la roche type (S17A) possède une structure granoblastique et hétérogranulaire. Elle est constituée par l'association minérale suivante:

Les feldspaths potassiques (20 -25%):

Ce sont de l'orthose et de la microcline. Les orthoses sont soit maclés Carlsbad et soit en cristaux xénomorphes et allongés. Les microclines (peu abondants) présentent leur quadrillage caractéristique. Ils s'observent en gros cristaux subautomorphes à xénomorphes.

Le plagioclase (25 - 30%)

Les plagioclases sont de gros cristaux à macles Carlsbad ou polysynthétiques ont des compositions d'oligoclase à andésine. De petites paillettes de biotite sont souvent incluses dans les feldspaths .

Le quartz (15 -20 %):

La plupart des quartz sont à extinction onduleuse et xénomorphes. Ils s'agit de grains arrondis ou aplatis qui peuvent être inclus dans les biotites et les feldspaths.

La biotite (10 -20%):

Elles apparaissent en plages brunes pouvant contenir du quartz en inclusion ;

La muscovite (2 - 5 %):

Elles sont subautomorphes et elles contiennent des minéraux opaques en inclusions. Elles renferment aussi un grand nombre de petites enclaves anguleuses de basaltes de taille souvent comprise entre 3 et 7 millimètres de diamètre.

VI-4 GEOLOGIE DES DISTRICTS MINIERS DE MANDROSOHASINA

La région de Mandrosohasina se situe dans la partie orientale du massif de l'Ankaratra, qui avait été étudié par *Lacroix (1916)*. Le district à saphir est à plus d'une centaine de kilomètre au sud d'Antananarivo, dans la commune d'Antsirabe (**Figure IV-3**) et les coordonnées géographiques du gisement principal sont les suivantes : X: 480 375; Y: 729 721 (coordonné Laborde).

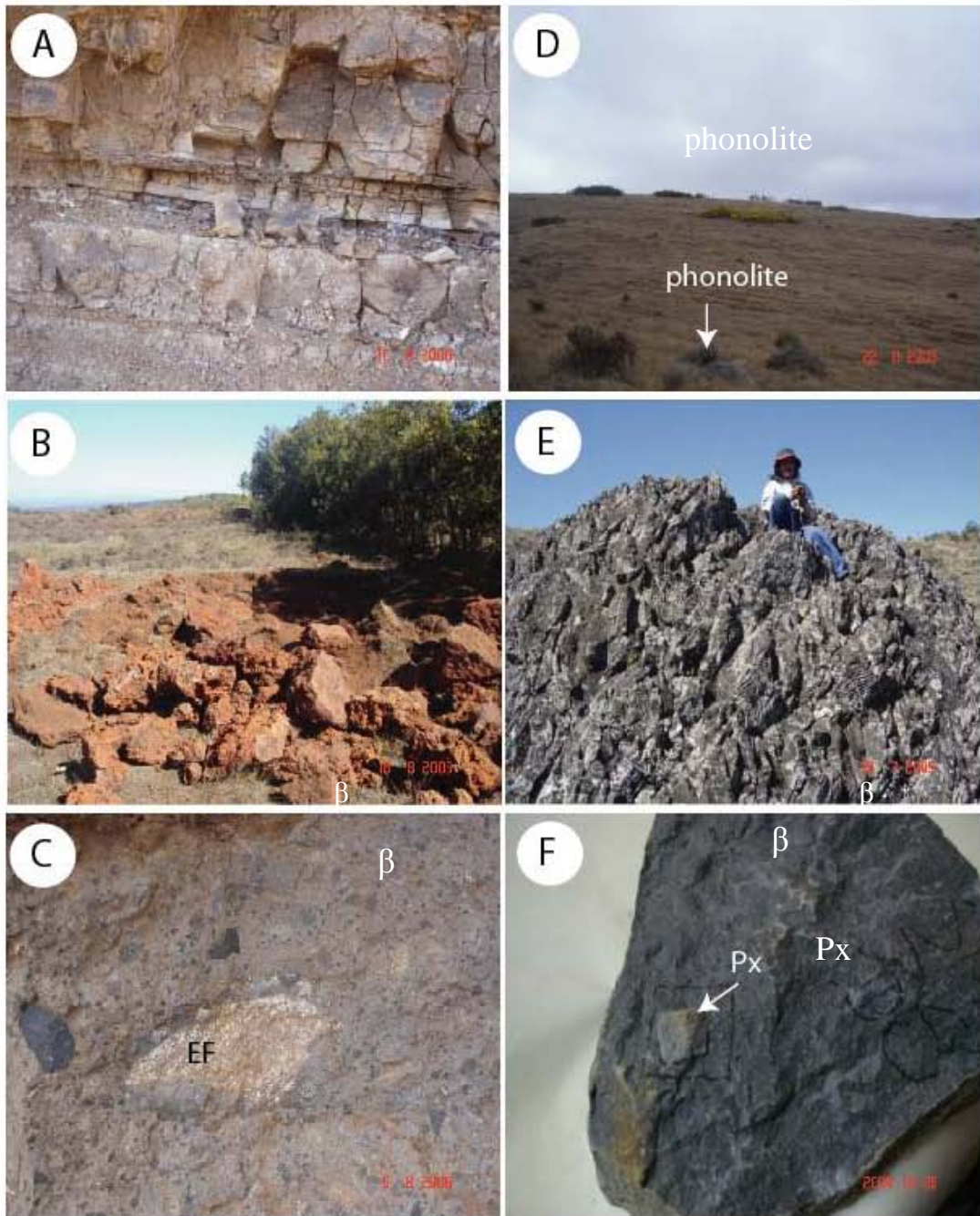


Figure VI-26: Les basaltes alcalins, les phonolites et leurs enclaves de la région de Mandrosohasina - Kianjanakanga. **A):** coulées basaltiques stratifiées formées par une superposition de nombreuses coulées volcaniques d'épaisseurs variables entre 5 à 50 centimètres. **B):** altération des coulées basaltiques en cuirasse latéritiques ferrugineuses sur le massif de Vohitromby. **C):** enclave felsique (EF) dans les basaltes bréchiques (β). **D):** Vue panoramique d'une colline à phonolite de Maroparasy. **E):** débit en prisme des basaltes de Kianjanakanga. **F):** enclaves de pyroxénites (Px) incluses dans les basaltes (β) du massif d'Ambolobe.

C'est une région totalement recouverte des coulées volcaniques d'âge Néogène-Quaternaire. Ce sont surtout des basaltes alcalins à olivine, des basaltes bréchiques et des phonolites.

Dans la région de Kianjanakanga (**Figure VI-26**) les coulées basaltiques se caractérisent par une succession de coulées pyroclastiques stratifiées en plusieurs niveaux.

VI-5 PETROGRAPHIE DES BASALTES ALCALINS ET PHONOLITES DE LA REGION DE MANDROSOHASINA

VI-5-1 - Les basaltes alcalins à olivine

Ils sont très fréquents dans cette région (Tsaratanana, Andranomadio, Ambolobe, Ambohitrombilahy). Ce sont des roches grises ou noires compactes et parfois bulleuses qui présentent un débit en orgue. Ils s'altèrent facilement en argiles rouges ou ils sont recouverts par une carapace latéritique (**Figure V-26B**). Leurs textures sont microlitiques et marquées par l'abondance de phénocristaux d'olivine.

L'étude microscopique des échantillons 165b et 36Z qui ont été récoltées sur les collines de Tsaratanana (19° 54' 909S ; 47° 20' 111E ; coordonnées UTM) et d'Ambolobe (19° 54'483S ; 47°19'694E coordonnées UTM) permettent de caractériser les paragenèses suivantes (**Figures VI-26A, VI-26B et VI-26C**) :

L'olivine (15- 25 %) :

La taille des grains d'olivines est comprise entre 50µm et 1mm. Les phénocristaux sont automorphes (section losangique et subhexagonale) à subautomorphes (arrondies) mais parfois elles sont corrodées et zonées avec une bordure d'iddingsite (**Figure VI-29 C**). L'olivine est présente également en microphénocristaux et microlites dans la mésostase.

Les phénocristaux d'olivine ont des teneurs en forstérite qui varient de Fo₇₁ et Fo₈₁ et elles sont voisines de celles analysés dans les basaltes de Soamiakatra (**Tableau VI-18**). Le rapport Mg/(Mg + Fe) varie entre 0,7 et 0,8. Les teneurs en CaO sont inférieures à 0,5 % poids et celles en MnO à 0,7% poids. Les diagrammes Fo en fonction de CaO et de MnO montrent l'existence d'une corrélation négative entre les deux éléments (**Figures VI- 27 et VI- 28**). La teneur en manganèse et calcium dans l'olivine dépend de la composition initiale du magma.

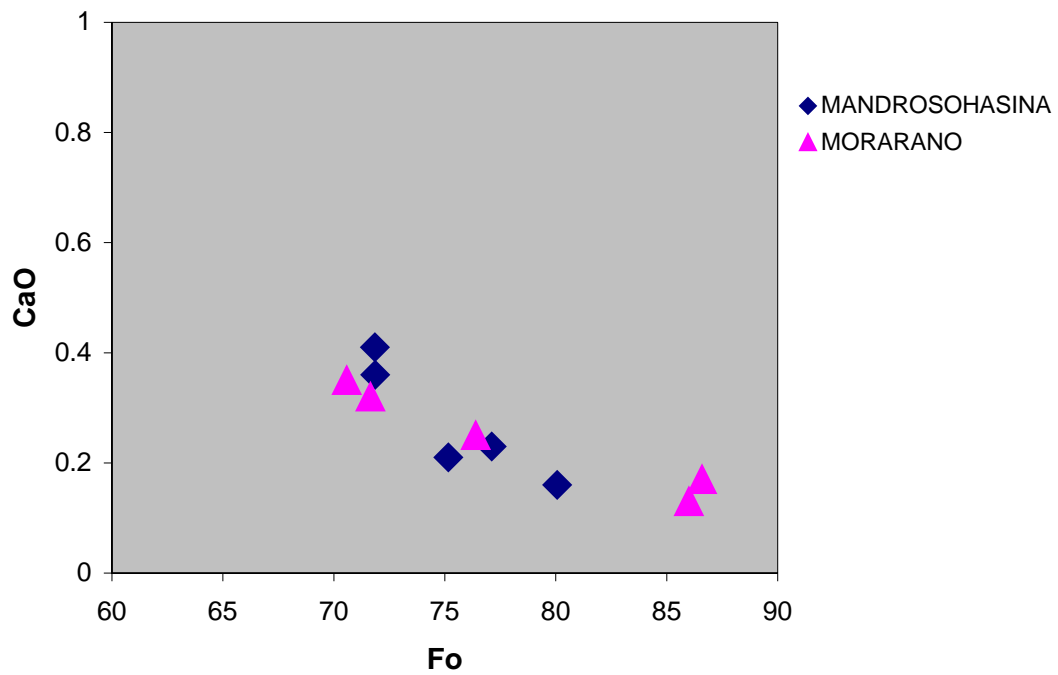


Figure VI-27: Diagramme de corrélation entre la teneur en calcium (CaO, en % poids) et la concentration en forstérite (Fo) des olivines des basaltes de Morarano (région de Soamiakatra) et de Mandrosohasina.

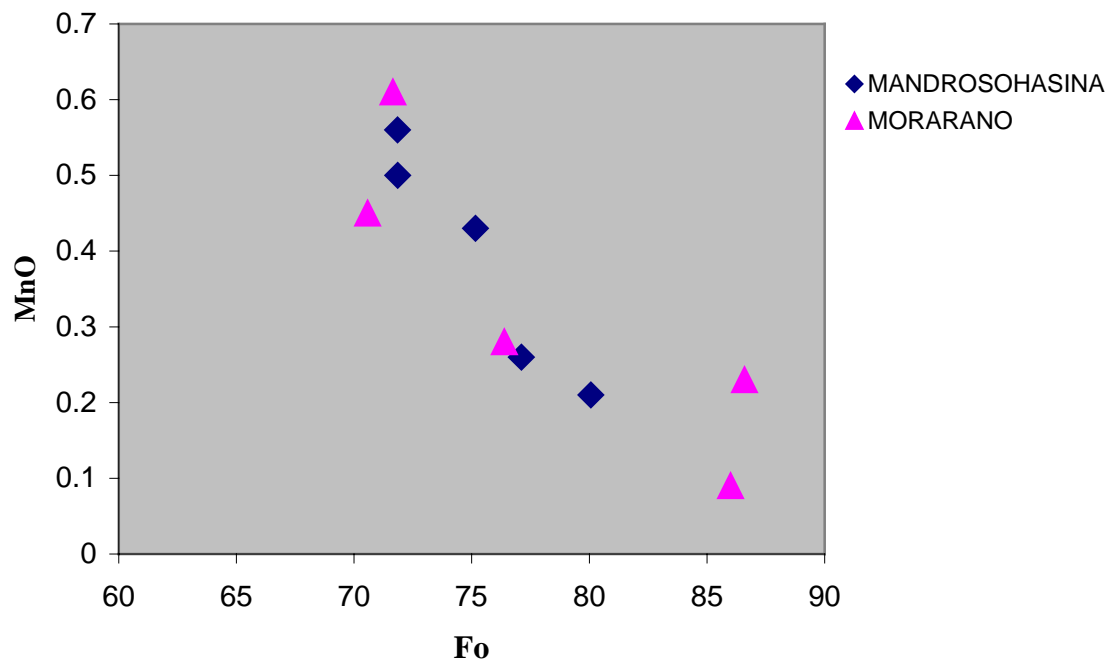


Figure VI-28: Diagramme de corrélation entre la composition en manganèse (MnO, en % poids) et la teneur en forstérite (Fo) des cristaux d'olivines des basaltes de Morarano (Région de Soamiakatra) et de Mandrosohasina.

Minéral	OI				
Echantillon	160	160	160	160	160
Point d'analyse	13A	20B	21B	22C	23C
SiO ₂	40,07	38,75	38,11	40,88	37,96
TiO ₂	0,04	0,054	0,08	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,061	0,03	0,054	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,37	21,45	25,83	12,62	25,05
MnO	0,09	0,28	0,45	0,23	0,61
MgO	46,1	38,94	34,77	45,72	35,52
CaO	0,13	0,25	0,35	0,17	0,32
NiO	0,30	0,12	0,08	0,24	0,11
Total	100,13	99,9	99,72	99,92	99,59
Si	0,998	1,005	1,012	1,015	1,007
Ti	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
Al	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,278	0,465	0,574	0,262	0,556
Mn	0,002	0,006	0,01	0,005	0,014
Mg	1,711	1,505	1,376	1,692	1,405
Ca	0,004	0,007	0,01	0,005	0,009
Ni	0,006	0,002	0,002	0,005	0,002
XMg	0,86	0,76	0,70	0,86	0,71
Fa(Fe ²⁺)	13,99	23,6	29,41	13,40	28,34
Fo(Mg)	86,00	76,39	70,58	86,59	71,65

Tableau VI-18: Analyses représentatives des phénocristaux d'olivine des basaltes de Mandrosohasina , région centrale de Madagascar.

- Les pyroxènes (15 -20 %)

Ce sont des clinopyroxènes et orthopyroxènes.

Les phénocristaux de clinopyroxènes (20 à 500 µm) à contour subautomorphes et automorphes (section hexagonale, habitus trapus) sont de couleur jaunâtre, zonés et très altérés. Ils montrent fréquemment des macles en forme de sablier et des macles polysynthétiques. Le plus souvent, ils constituent des agrégats (glomerophenocristaux) qui forment des croix ou des rosettes. On remarque sur la bordure externe des pyroxènes une aureole de couleur brun jaune (**Figure VI-29**). Les pyroxènes se rencontrent également dans la matrice microlitique sous la forme de microphénocristaux.

Les compositions chimiques représentatives sont reportées dans le **Tableau VI-19**.

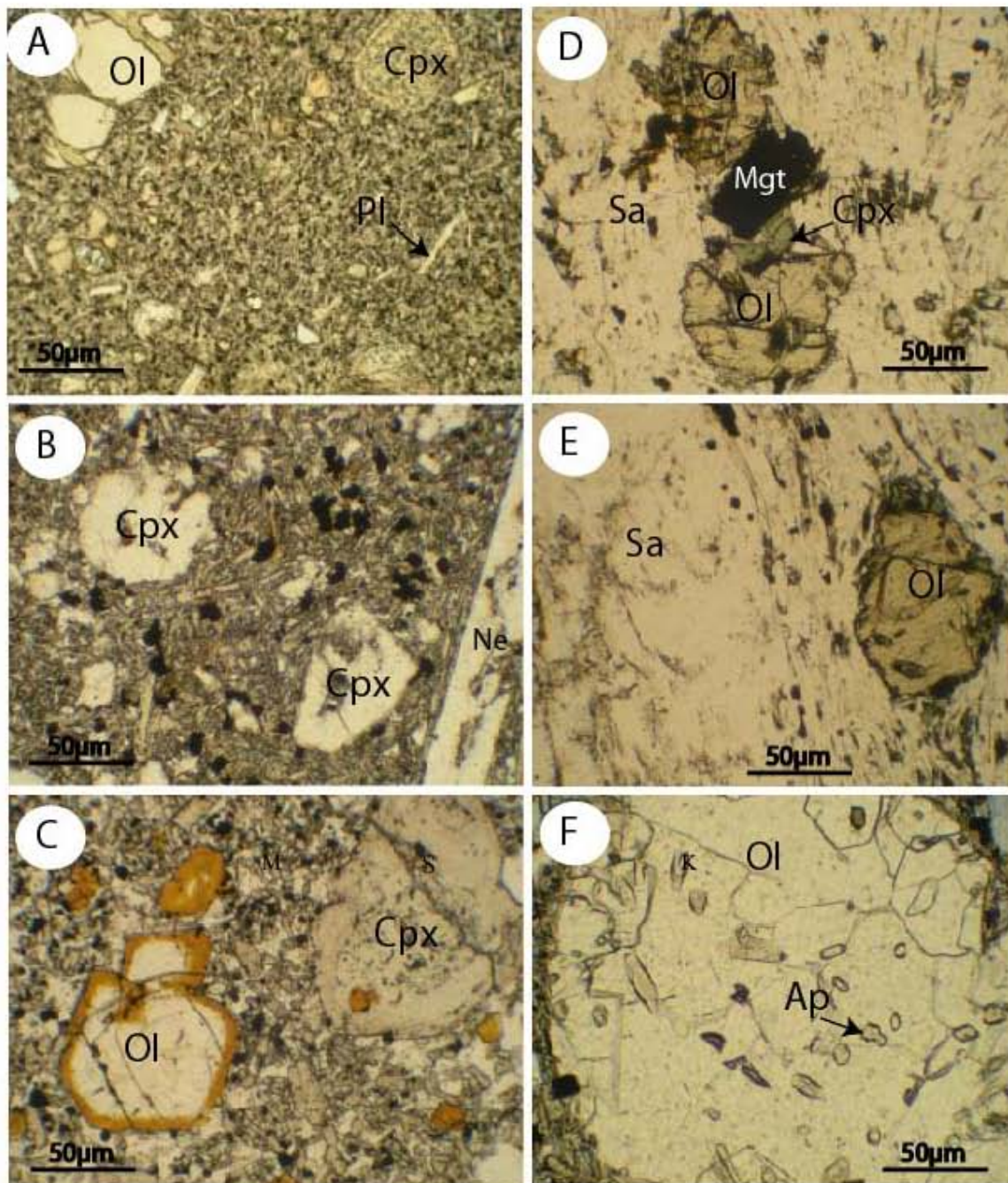


Figure VI-29 : Microphotographie des basaltes et des phonolites de la région de Mandrosohasina.

A): Cristal d'olivine (Ol) possédant des craquelures remplis par des oxydes de fer et un cristal de clinopyroxène (Cpx) arrondie dans la matrice microlitique du basalte. **B):** Phénocristaux de clinopyroxène (Cpx) altérés et de la néphéline (Ne) dans la matrice. **C):** Phénocristaux d'olivine (Ol) auréolée (un cœur sain et une bordure iddingsitisée) et un phénocristal de clinopyroxène zoné. **D):** Olivines (Ol) arrondies entourés de clinopyroxène (Cpx) associés à de la magnétite (Mgt) et de la sanidine (Sa) dans la mesostase de phonolite. **E):** Gros cristal d'olivine (Ol) moulé par des feldspaths alcalins (Sa) dans la matrice phonolitique. **F):** xénocristal d'olivine contenant des inclusions d'apatites dans les phonolites.

Le clinopyroxène est calcique ($\text{CaO} = 17 \text{ à } 22 \text{ \% poids}$) et riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,11 \text{ à } 6,43 \text{ \% poids}$). La teneur en titane est assez élevée avec une teneur en TiO_2 pouvant atteindre $2,64 \text{ \% poids}$. La composition en FeO varie entre $5,2 \text{ et } 10,1 \text{ \% poids}$. Il est assez

riche en magnésium avec une teneur en MgO comprise entre 12,62 et 16,85 % poids. Le rapport Mg [(Mg/(Mg+Fe))] est très élevé (0,83 à 0,90).

Minéral	Cpx					Opx
Echantillon	160	160	160	160	160	160
Position	bord	bord	cœur	cœur	cœur	cœur
SiO ₂	49,53	50,1	48,59	50,94	50,22	51,76
TiO ₂	1,56	1,06	1,22	0,85	1,28	0,17
Al ₂ O ₃	5,10	6,44	7,16	5,29	6,40	1,55
Cr ₂ O ₃	0,42	0,39	0,36	0,29	0,25	0,04
FeO	6,17	5,29	5,64	6,16	6,87	25,47
MnO	0,21	0,00	0,10	0,07	0,13	0,39
MgO	14,44	14,53	13,99	16,73	15,38	20,39
CaO	22,23	20,8	21,04	18,61	19,33	0,86
Na ₂ O	0,42	0,95	0,97	0,77	0,61	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00
Total	100,13	99,57	99,12	99,72	100,5	100,7
Si	1,824	1,838	1,794	1,858	1,832	1,938
Al iv	0,176	0,162	0,206	0,142	0,168	0,062
Al vi	0,046	0,117	0,105	0,086	0,107	0,007
Ti	0,043	0,029	0,034	0,023	0,035	0,005
Cr	0,012	0,012	0,011	0,008	0,007	0,001
Fe ³⁺	0,060	0,043	0,094	0,055	0,028	0,049
Fe ²⁺	0,130	0,120	0,080	0,133	0,182	0,748
Mn	0,007	0,000	0,003	0,002	0,004	0,012
Mg	0,793	0,795	0,770	0,910	0,837	1,138
Ca	0,877	0,818	0,832	0,727	0,756	0,034
Na	0,030	0,068	0,069	0,055	0,044	0,005
K	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
XMg	0,80	0,83	0,81	0,83	0,8	0,58
Wo(Ca)	48,71	47,2	49,45	41,1	42,57	1,80
En(Mg)	44,02	45,88	45,75	51,41	47,12	59,22
Fs(Fe2+)	7,27	6,92	4,80	7,48	10,31	38,98
Q	96,72	92,75	92,41	94,19	95,3	99,52
Jd	2,58	6,29	5,84	4,67	4,27	0,28
Ae	0,70	0,97	1,76	1,13	0,43	0,20

Tableau VI-19: Analyses représentatives des clinopyroxènes (Cpx) et des orthopyroxène (Opx) dans les basaltes de Mandrosohasina.

Le clinopyroxène est fréquemment zoné (**Figure VI-29**): du cœur à la bordure, on enregistre une diminution de la teneur en titane, en calcium et une légère augmentation de la teneur en SiO₂. Sa composition chimique est assez différente par rapport à celles des microcristaux qui ont des teneurs en TiO₂ et en Al₂O₃ assez basses.

Les pyroxènes se localisent dans le domaine « Quad » (**Figure VI-30**) dans le diagramme Q- Jd- Ae de *Morimoto (1988)*. Quelques clinopyroxènes tombent dans le champ des diopsides, d'autres se repartissent dans le domaine de l'augite dont la composition chimique varie de Wo (36 à 46,1 %), En (42 à 51,4 %) et Fs (9,1 à 11, 8 %) (**Figure VI-31**).

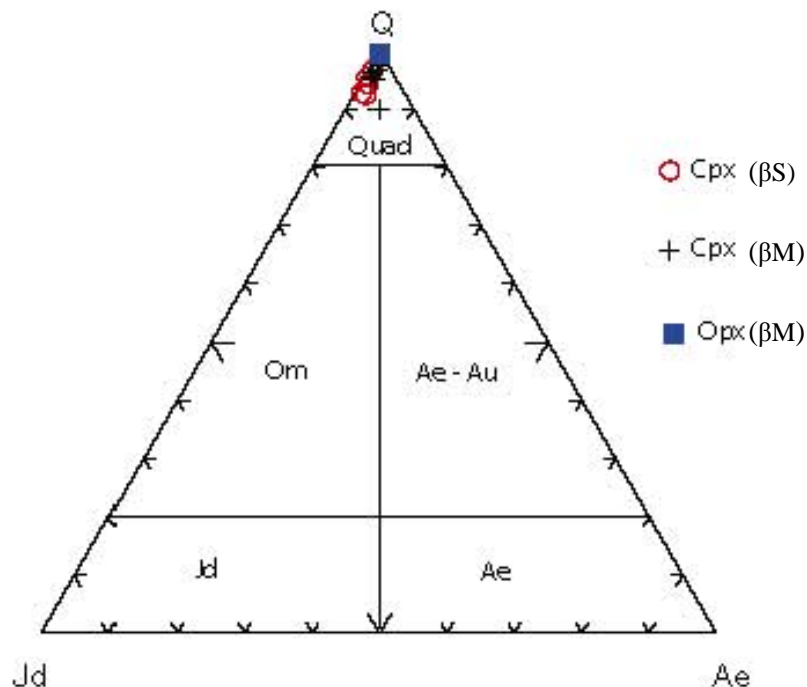


Figure VI-30: Composition chimique des pyroxènes des basaltes de Mandrosohasina (βM) reportés dans le diagramme Jd - Q- Ae de *Morimoto (1988)*. Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes sont de type Quad. Om = omphacite; Ae = aégyrine; Jd = jadéite; Au: Augite. Quad et Q = pyroxène quadrilatéral. βS: clinopyroxènes du basalte de Morarano dans la région de Soamiakatra.

L'orthopyroxène

Il s'observe rarement en inclusion dans le clinopyroxène. Il est magnésien ($\text{MgO} = 17$ à 20 % poids), alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.55$ à 3.9 % poids) et pauvres en titane ($\text{TiO}_2 = 0,17$ à 0,59 % poids). La teneur en fer est importante (FeO comprise entre 13 et 25, 47 % poids) et le rapport Mg $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$ est égal à 0,58 (**Tableau VI-18**).

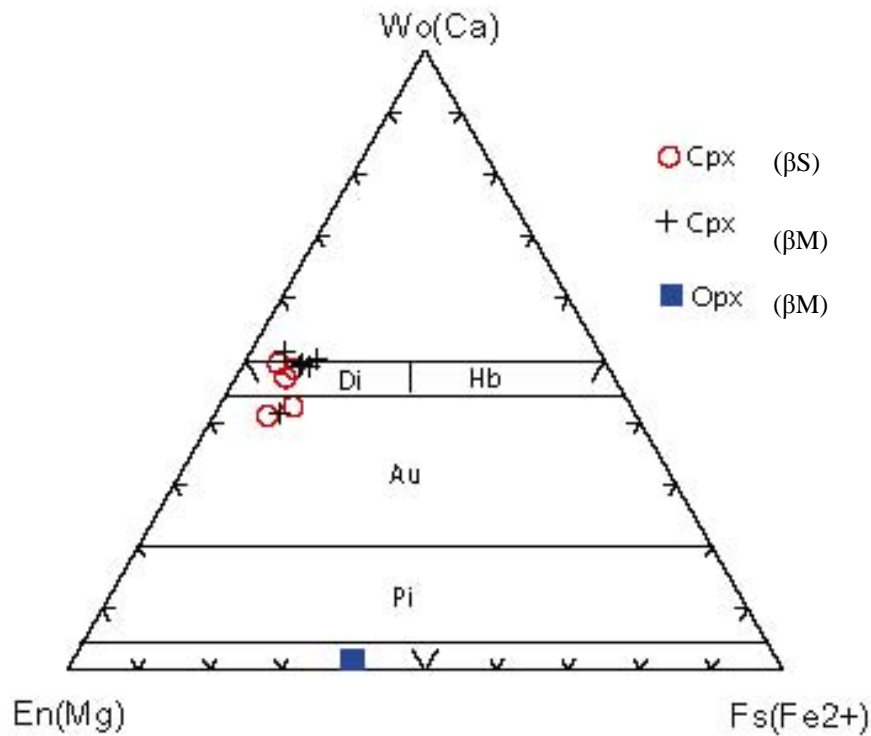


Figure VI-31: Diagramme de classification des pyroxènes proposé par *Morimoto (1988)* des basaltes de Mandrosohasina (βM). Les points représentatifs des clinopyroxènes se localisent dans les domaines augite et diopside. L'orthopyroxène est magnésien. Wo = Wollastonite; En = Enstatite; Fs = Forstérite; Au = Augite; Pi: Pigeonite.

Les autres phases minérales associés sont des minéraux accessoires:

- Le feldspathoïde (0-1 %): Il s'agit de la néphéline, limpide, et de forme allongée.

- la zéolite (rare)

Elle présente une extinction roulante. Elle forme des remplissages dans les fractures et les vacuoles.

- Le zircon (0-1 %)

Il est millimétrique et de couleur rouge brun. Sa taille varie de micrométrique à centimétrique. Les cristaux sont automorphes et parfois ils forment des amas.

- La magnétite (3- 10 %):

La magnétite est xénomorphe et elle présente une taille comprise entre 10 et 30 μm . Elle se rencontre soit sur la bordure des cristaux d'olivine, soit en inclusions soit disséminée dans la pâte microlitique des basaltes.

Il s'agit d'une titano-magnétite. La composition chimique est reportée dans le **Tableau VI-20**. La composition en FeO est comprise entre 65,24 et 68,1 % poids. La teneur en MgO varie de 1,06 à 4,82 % poids. La teneur en TiO₂ est comprise entre 20,3 et 22,6 % poids.

Echantillon	160	160	36Z	36Z
Point d'analyse	17A	31D	80B	75B
SiO ₂	0,10	0,40	0,30	0,10
TiO ₂	22,60	20,30	24,20	22,40
Al ₂ O ₃	2,10	1,10	1,90	2,70
Cr ₂ O ₃	1,80	0,00	0,20	1,00
V ₂ O ₃	0,50	0,60	0,50	0,40
FeO	65,20	68,10	66,10	66,60
MnO	0,90	0,80	0,60	0,40
MgO	2,70	1,10	3,30	4,80
ZnO	0,00	0,20	0,00	0,00
NiO	0,10	0,00	0,10	0,10
Total	95,90	92,60	97,10	98,40
Si	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,600	0,600	0,700	0,600
Al	0,100	0,100	0,100	0,100
Cr	0,100	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,600	0,700	0,600	0,700
V	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,500	1,500	1,500	1,300
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,200	0,100	0,200	0,300
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000

Tableau VI-20: Analyses représentatives des titano-magnétites dans les basaltes de Mandrosohasina. Echantillon 160: basalte de Mandrosohasina. Echantillon 36Z: basalte de Morarano dans la région de Soamiakatra.

-Le plagioclase(40 - 45 %)

Il a une taille comprise entre 5 et 10 µm. Il est subautomorphe (allongé), et parfois altéré. Il constitue essentiellement la matrice microlitique. Ce plagioclase est principalement de l'andésie et du du labrador (An_{46,83 - 69,08}; Ab_{29,00 - 49,16}; Or_{1,55 - 4,01}), (**Figure VI-32 et Tableau VI-21**).

- Le feldspath potassique (0-1%):

Il est de forme allongé et il est de petite taille (5 à 10µm). Il présente souvent une macule de type Carlsbad. C'est un feldspath sodi-potassique de type anorthoclase qui présente

une proportion molaire en albite égale à 62.32% (**Figure VI-32. Tableau VI-21**).

Echantillon	36Z	36Z
Point d'analyse	70A	79B
SiO ₂	51,14	53,87
TiO ₂	0,04	0,16
Al ₂ O ₃	30,17	28,71
FeO	0,68	0,82
MnO	0,03	0,00
MgO	0,04	0,05
CaO	13,51	11,71
SrO	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00
Na ₂ O	3,62	4,91
K ₂ O	0,32	0,27
Total	99,59	100,53
Si	2,340	2,430
Ti	0,002	0,005
Al	1,627	1,526
Fe ³⁺	0,026	0,031
Mn	0,001	0,000
Mg	0,003	0,004
Ca	0,662	0,566
Sr	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000
Na	0,322	0,430
K	0,019	0,016
Ab (%)	29,00	42,47
An (%)	69,08	55,98
Or (%)	1,92	1,55

Tableau VI-21: Compositions chimiques et formules structurales représentatives des phénocristaux de feldspaths rencontrés dans les basaltes alcalins de Mandrosohasina (échantillon : 36Z) dans la région d'Antsirabe.

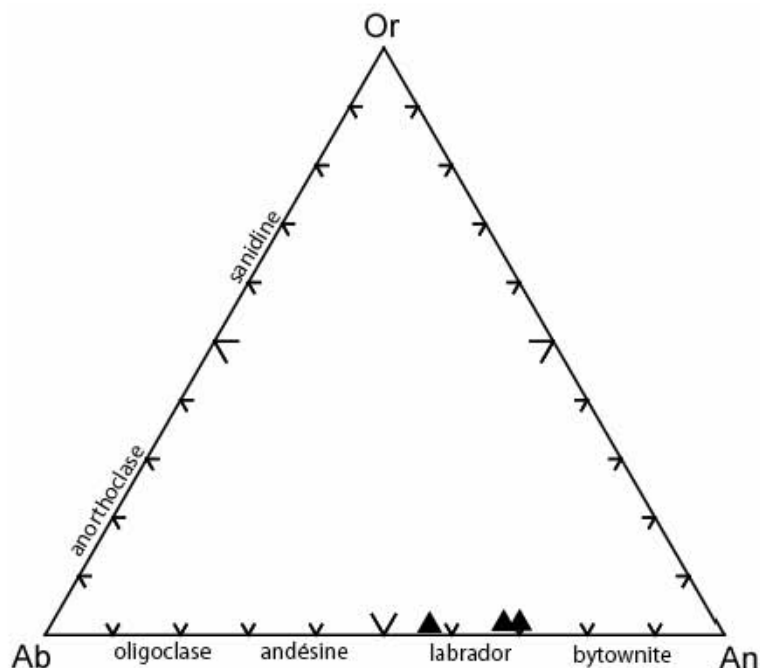


Figure VI-32: Diagramme triangulaire Albite (Ab) -anorthite (An) -orthose (Or) de la composition chimique des phénocristaux des feldspaths des basaltes de Mandrosohasina (région d'Antsirabe).

VI-5-2 - Les basaltes bréchiques

Ces basaltes sont peu fréquents sur le terrain. Ils affleurent à l'entrée du village de Mandrosohasina (coordonnées Labordes: X = 478 185 et Y = 725 287). Ils sont très altérés et présentent une texture vacuolaire et bréchique. Les enclaves possèdent des formes plus ou moins anguleuses et elles sont parfois arrondies. Leur taille varie entre 2 et 4 centimètres. Les basaltes alcalins enrichis en olivine.

VI-5-3 - Les phonolites

Les phonolites affleurent dans la partie Ouest du village de Mandrosohasina, plus particulièrement dans la colline de Maroparasy (coordonnées Laborde: X = 474 272 et Y : 730 087). Les échantillons de phonolite S374 et SE383 qui proviennent de la colline de Maroparasy (**Figure VI-26D**) montrent des textures microlitiques fluidales et porphyriques (**Figures VI-29D et E**). La roche est constituée par l'assemblage minéralogique suivant:

Le clinopyroxène (1 %):

Il est subautomorphe et de petite taille (10 à 25 μm). Il présente une teinte verte typique des augite aégyrinique et il forme soit en bordure des cristaux des olivines soit il se développe au contact des olivines et de magnétites (**Figures VI-29D et E**).

L'olivine (4- 8 %):

Elle est de petite taille, globuleuse et très craquelée. Elle polarise dans les bleu et violet du deuxième à troisième ordre. Elle est blindée par des clinopyroxènes lamellaires de couleur verte. Elle contient de l'apatite.

Le plagioclase (0-1 %):

Il est allongé et il présente un relief subautomorphe. Il est maclé albite- carlsbad.

Le feldspath alcalin (85-90 %):

Il est constitué généralement par de la sanidine et les cristaux sont coalescents.

Le quartz se trouve en inclusions dans la sanidine.

Les minéraux accessoires sont l'ilménite et la magnétite. Ils se trouvent en inclusions soit dans les phénocristaux d'olivine soit ils sont disséminés dans la matrice microlitique. La magnétite peut cristalliser entre les cristaux d'olivine.

VI-6 PETROLOGIE DES ENCLAVES ASSOCIEES AUX BASALTES ET PHONOLITES DE MANDROSOHASINA

Plusieurs types d'enclaves s'observent dans les massifs basaltiques et phonolitiques de la région de Mandrosohasina. Elles sont peu abondantes par rapport à celles qui ont été rencontrées dans les basaltes alcalins de la région de Soamiakatra. L'échantillonnage a été rendu difficile car les enclaves sont de petites tailles (environ 1 à 2 centimètres de diamètre).

De forme arrondie ou anguleuse, elles sont souvent altérées et elles se détachent facilement de leur gangue basaltique (**Figure VI-26C et F**).

V-6-1 Les enclaves dans les basaltes alcalins

Ce sont des enclaves de pyroxénites, de peridotites et de syénites associées aux basaltes alcalins des régions d'Ambolobe (coordonnée UTM = 19° 54' 483S; 47° 19' 694E) et de Tsaratanana (coordonnée UTM = 19° 54' 909S; 47° 20' 111E).

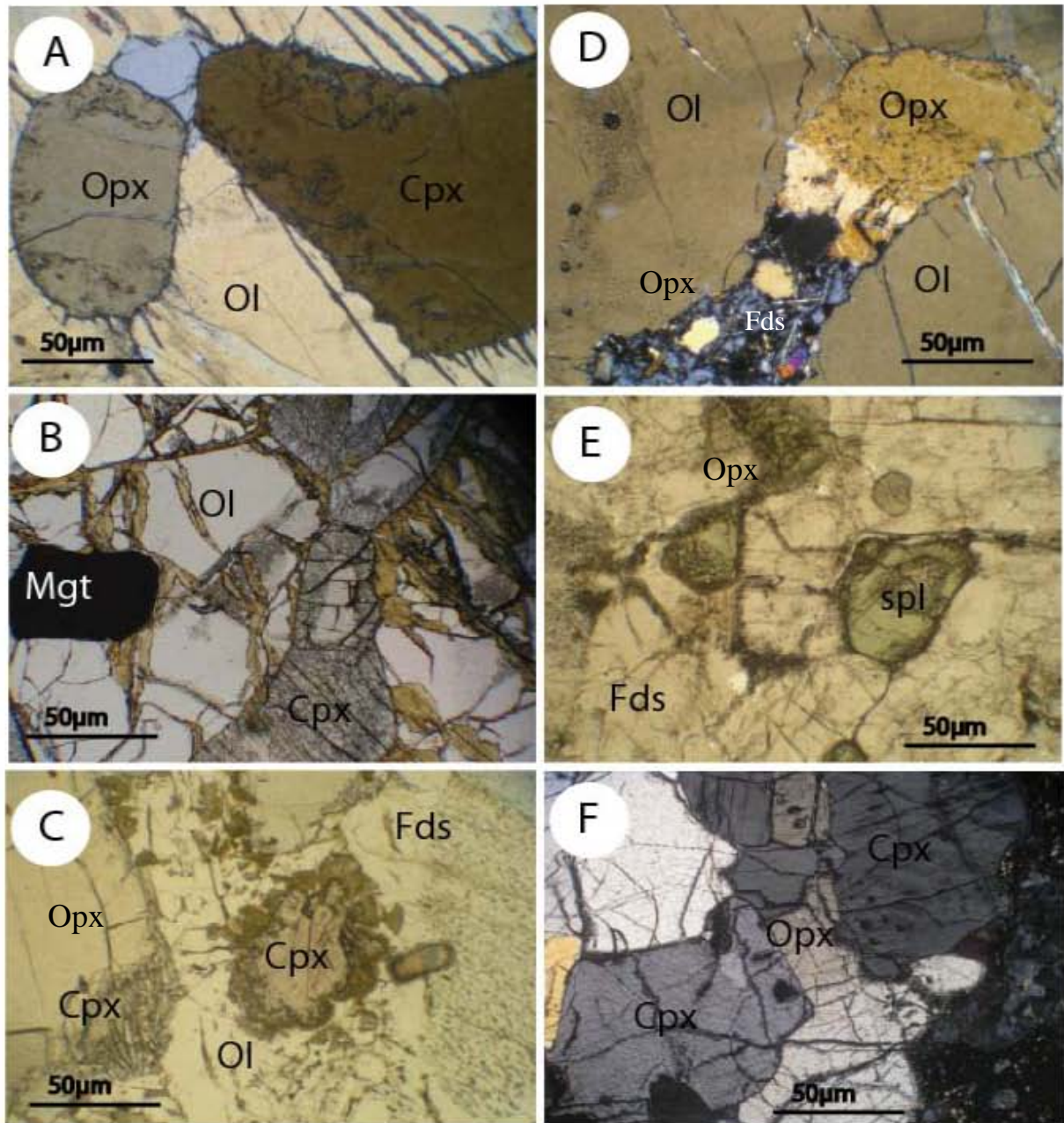


Figure VI- 33: Microphotographies prises en lumière naturelle et lumière polarisée des enclaves de syénite (Sy) et de pyroxénite. **A):** Orthopyroxène (Opx) et clinopyroxène (Cpx) xénomorphes inclus dans l'olivine (Ol) fortement craquelé. **B):** La magnétite (Mgt) incluse dans l'olivine. Un clinopyroxène (Cpx) trapus se localise en interstices entre les olivines (Ol) notamment au contact de leur bordure altérée en oxyde de fer. **C):** Les spinelles (Spl) verts forment une couronne autour de clinopyroxène (Cpx) et proche de l'olivine (Ol). Le clinopyroxène (Cpx) peut se présenter sous la forme des petites baguettes regroupées bindant l'orthopyroxène (Opx). **D):** Orthopyroxène (Opx) inclus dans l'olivine (Ol) et une matrice de la phonolite (Opx + Feldspath (Fds) peut pénétrer dans la zone de dissolution d'une enclave. **E):** Les cristaux de feldspaths (Fds) potassiques renferment des spinelles verts (Spl). **F):** Association du clinopyroxène (Cpx) et d' orthopyroxène (Opx) dans les pyroxénites incluses dans les basaltes.

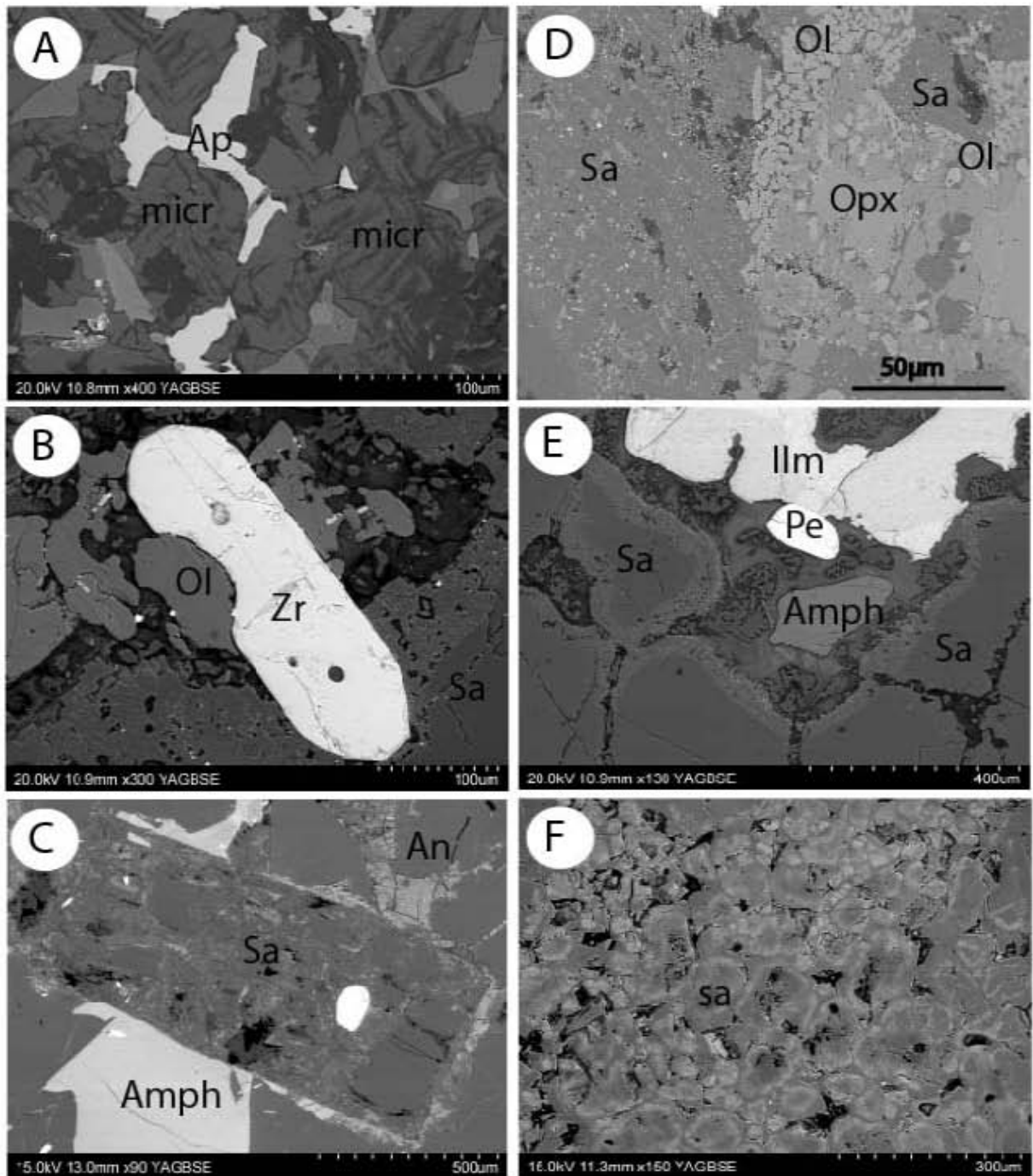


Figure VI-34: Microphotographies réalisées au Microscope Electronique à balayage en électrons retrodiffusés des enclaves de syénite dans les basaltes et les phonolites de la région de Mandrosohasina. **A):** Apatite (Ap) xénomorphe qui remplit les interstices de la matrice feldspathique constituée essentiellement de microcline (Micr). **B):** Zircon (Zr) automorphe associé à l'olivine (Ol) et aux clinopyroxènes (Cpx) présents dans la matrice formée de sanidine (Sa). La sanidine (Sa) est zonée. **C):** Phénocrystal de sanidine (Sa) et d' amphibole (Amph) présents dans l'anorthoclase (An). **D):** olivine (Ol) en couronne autour d'orthopyroxène (Opx) au contact des cristaux de sanidine (Sa). **E):** Association pentlandite-ilménite au voisinage des sanidines et l'amphibole. **F):** anorthoclasite constituée des cristaux zonés de sanidine (Sa).

V-6-1-a Enclaves de syénites (Sy):

Les échantillons étudiés sont ceux de Tsaratanana (169), Amoronkely (M160 et 160) et Malakialina (376 et 162). Ces roches sont leucocrate. Elles sont aguleuses et arrondies et elles ont la taille comprise entre 3 et 6 mm. Sous le microscope, elles présentent une texture grenue hétérogranulaire (**Figures VI- 33C et E**). Les minéraux suivants ont été reconnus dans toutes les enclaves: feldspath potassique, minéraux opaques, pyroxène, rare amphibole et zircon. La roche peut contenir parfois du quartz.

Le feldspath potassique (80 -93 %):

Il est le constituant cardinal de la roche. Le contour est souvent subautomorphe et corrodé. Il contient de nombreuses exsolutions lamellaires (perthites) qui sont développées à l'intérieur du cristal marquant un début de perthitisation. Ils possèdent très souvent deux macles obliques qui s'interpénètrent et dans certains échantillon, les feldspaths forment des amas où les cristaux présentent une zonation assez remarquable (**Figure VI-34E**).

La composition chimique des feldspaths de tous nos échantillons de syénite est reportée dans le diagramme triangulaire de la classification des feldspaths albite (Ab) - anorthite (An) – orthose (Or) se repartissent sur la droite albite (Ab) - orthose (Or) (**Figure VI-35**).

Par ailleurs, on distingue 3 groupes de feldspaths sodi- potassiques (**Tableau VI-22**).

(1) pour l'échantillon 169, le feldspath est plutôt potassique que sodique (Or = 87,51 – 97,41 ; Ab = 2 – 2,39% ; An = 0 - 0,23%). C'est de l'orthose proche du pôle pur orthose.

(2) l'échantillon 376 renferme des feldspaths de type sanidine. Il est zoné et la bordure est souvent ferrifère (FeO: 7,78 - 10,26 % poids) et moins alumineux (Al₂O₃ : 10,65 – 18,86% poids). Du cœur vers la bordure, on observe une diminution de la proportion molaire en albite et une augmentation de la proportion molaire en orthose. Le cœur de la sanidine à une composition Or_{62,50} - 64,80 et Ab_{35,6} -36,9. Le bord est enrichi en orthose (Or_{70,8}) (**Figure VI-35**).

(3) l'échantillon M160 a des feldspaths dont la composition chimique correspond à une sanidine -anorthoclase (Ab_{48,44} - 53,37).

Roche	Sy							An		Px	
Echantillon	M160	M160	169	169	376	376	376	385L		160	
Point d'analyse	1	2	13	23	96	98	92	26	88A	33D	142C
SiO ₂	67,47	65,05	54,37	56,94	64,73	64,74	65,69	65,23	66,79	61,75	61,59
TiO ₂	0,20	0,01	0,10	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	17,93	19,4	23,75	23,42	12,53	10,65	18,65	18,23	18,53	22,86	23
FeO	0,71	0,25	0,39	0,68	7,00	9,24	0,76	0,71	0,32	0,04	0,12
MnO	0,05	0,00	0,03	0,01	0,53	0,13	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	0,06	0,01	0,0à	0,12	0,08	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04
CaO	0,03	0,55	0,05	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,20	0,02	0,04
BaO	0,0à	0,34	0,61	0,02	0,05	0,09	0,03	0,04	0,00	4,91	4,97
Na ₂ O	5,75	5,57	0,33	2,90	3,16	3,15	3,99	6,54	7,98	7,19	7,06
K ₂ O	7,60	8,55	20,72	16,45	11,69	11,27	11,17	8,22	6,08	2,47	2,21
Total	99,84	99,79	100,4	100,7	99,8	99,44	100,33	99,06	99,93	99,27	99,6
Si	3,025	2,951	2,632	2,683	3,019	3,037	2,98	2,978	2,992	2,778	2,773
Ti	0,007	0,001	0,004	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,947	1,037	1,355	1,301	0,689	0,589	0,997	0,981	0,978	1,212	1,221
Fe ³⁺	0,027	0,010	0,016	0,027	0,273	0,363	0,029	0,027	0,012	0,001	0,004
Mn	0,002	0,000	0,001	0,001	0,021	0,006	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
Mg	0,004	0,001	0,000	0,008	0,006	0,006	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003
Ca	0,002	0,027	0,003	0,005	0,000	0,001	0,000	0,001	0,010	0,237	0,24
Ba	0,000	0,006	0,012	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,5	0,49	0,031	0,266	0,286	0,287	0,351	0,58	0,694	0,627	0,616
K	0,435	0,495	1,28	0,989	0,696	0,675	0,647	0,479	0,347	0,142	0,127
Ab	53,37	48,44	2,38	21,09	29,1	29,78	35,19	54,71	65,99	62,32	62,68
An	0,18	2,66	0,20	0,38	0,01	0,07	0,00	0,08	0,95	23,53	24,38
Or	46,44	48,9	97,4	78,51	70,87	70,14	64,8	45,19	33,05	14,13	12,93

Tableau VI-22: Composition chimique et formules structurales des feldspaths des enclaves de syénites d'anorthoclasites et de pyroxénites des basaltes et des phonolites de Mandrosohasina. Sy: syénite, An: anorthoclasite et Px: pyroxénite.

Les pyroxènes (2 -3 %):

Il s'agit de clinopyroxène et d'orthopyroxène.

a) Les clinopyroxènes a une taille variant de 10 à 250 µm. Ils sont de couleur jaunâtre et ils sont souvent fracturés. Il sont subautomorphes à automorphes (trapus, en losange ou en fines baguettes) et dans la matrice feldspathique ils sont arrondis. Les fractures sont remplies par de la calcite. La composition des clinopyroxènes varie depuis les pôles augite, diopside, et hédénbergite jusqu'à des domaines plus calciques (wollastonite) dans le diagramme de classification des pyroxènes de *Morimoto (1988)* (**Figure VI-36**).

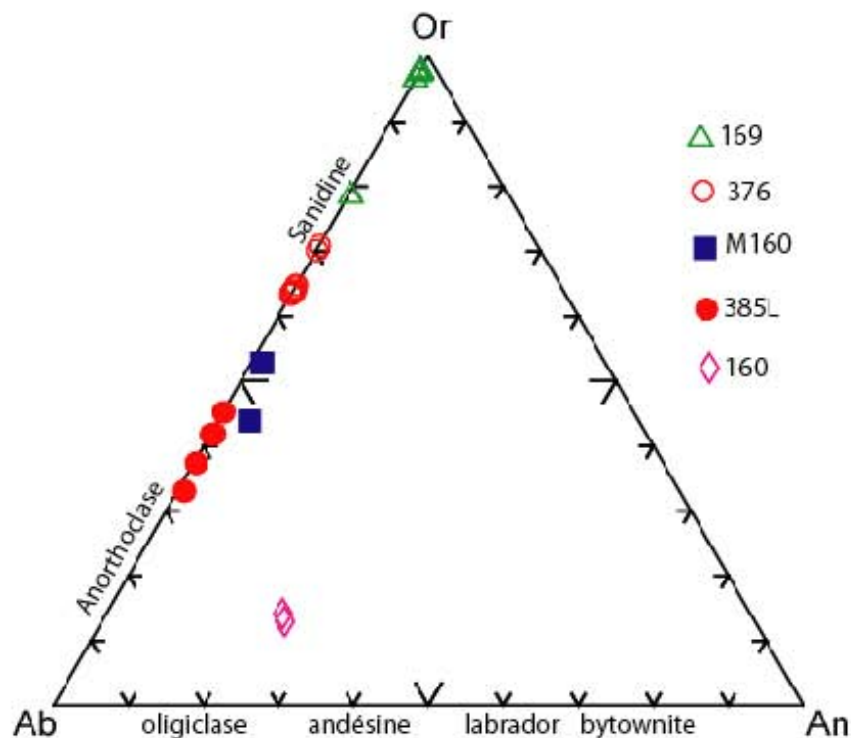


Figure VI-35: Diagramme triangulaire albite (Ab) – anorthite (An) – orthose (Or) des feldspaths des enclaves de syénite (Sy) et d’anorthoclase (An) des basaltes et phonolites de la région de Mandrosohasina. Tous les points représentatifs des feldspaths dans les enclaves de syénites se répartissent le long du joint albite (Ab) - orthose (Or). Il s’agit de sanidine et d’anorthoclase (feldspath sodi--potassique). Trois analyses de feldspaths de l’échantillon 160 adés pyroxénite se situent dans le domaine intermédiaire entre andésine - oligoclase-anorthoclase. Pour l’enclave d’anorthoclase (échantillon 169) le feldspath est plutôt potassique. **169:** Sy; **376:** Sy; **M160:** Sy; **385L:** An; **160:** Px

- (1) pour l’échantillon 169, le pyroxène correspond à une fassaite enrichie en Ca [Wollastonite ($Wo_{50,40 - 62,83}$), Enstatite ($En_{22,79 - 35,89}$), Ferossilite ($Fs_{1,26 - 13,65}$)]. Le rapport $Mg / (Mg+Fe)$ est compris entre 0,46 et 0,97 (**Tableau VI-23**).
- (2) L’échantillon 376 se situe dans les domaines des hédénbergites et des diopsides [Wollastonite ($Wo_{49,8 - 52}$), Enstatite (En_{32-42}), Ferossalite ($Fs_{5,7 - 17,33}$)]. Le rapport $Mg / (Mg+Fe)$ est compris entre 0,65 et 0,88 (**Tableau VI-23**).
- (3) l’échantillon 160 contient un clinopyroxène qui se situe près du domaine des diopside wollastonite [($Wo_{32-49,19}$), Enstatite ($En_{41,19 - 48,91}$), Ferossilite ($Fs_{9,61 - 17,63}$)].

Dans le diagramme Jadéite -Quad -Aégyrine de Morimoto (1988), les clinopyroxènes se situent dans le domaine Quad (Q) (**Figure VI-37**).

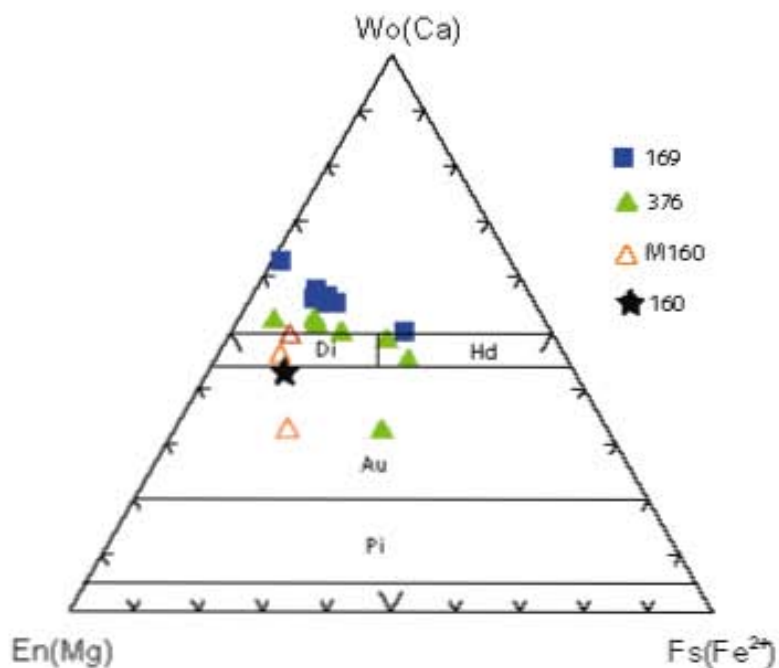


Figure VI-36: Diagramme triangulaire enstatite (En) – wollastonite (Wo) – ferrossalite (Fs) de la classification de Morimoto (1988) des pyroxènes des syénites associés aux basaltes de Mandrosohasina. Di: diopside. Hd: hedenbergite. Au: augite. Pi: pigeonite. La composition chimique des clinopyroxènes des syénites est de nature différente. Il s'agit d'augite, d'hedenbergite, de ferroaugite et de fassaite. 169: Sy ; 376: Sy; M160: Sy ; 160: Px

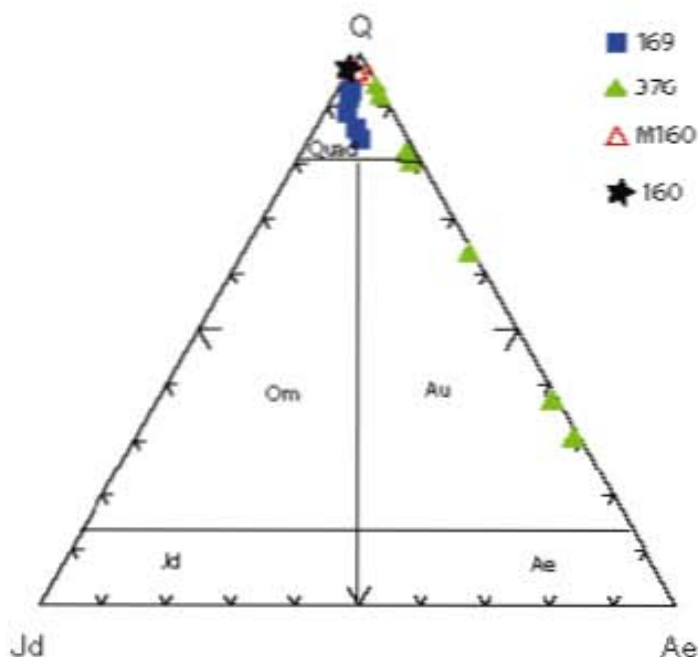


Figure VI-37: Diagramme triangulaire jadéite (Jd) – quad (Q) – aegyrine (Ae) dans la classification des pyroxènes de Morimoto (1988) des enclaves de syénites dans les basaltes de Mandrosohasina. Ce sont de clinopyroxènes de type quad sauf certains points appartenant à d'autre enclave de syénite se situent dans le domaine de l'augite aegerinique. Om: omphacite. Quad: domaine de pyroxène calco-magnésiens. 169: Sy ; 376: Sy; M160: Sy ; 160: Py

Roche		Sy					Px
Minéral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
Point d'analyse	376	376	169	169	M160	M160	160
SiO ₂	53,22	54,32	47,06	44,76	52,62	53,35	53,51
TiO ₂	0,51	0,14	5,01	4,11	0,15	0,11	0,69
Al ₂ O ₃	0,3	0,29	2,03	8,65	0,14	0,36	0,94
Cr ₂ O ₃	0,04	0,20	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00
FeO	13,33	4,91	16,59	10,99	8,75	13,41	8,17
MnO	0,35	0,06	0,56	0,14	0,24	0,3	0,14
MgO	9,36	14,84	6,47	7,86	15,21	16,95	15,88
CaO	19,75	25,37	19,91	19,14	21,74	15,34	20,55
Na ₂ O	2,78	0,51	2,07	1,36	0,39	0,6	0,42
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	3,83	0,00	0,07	0,00
Total	99,69	100,69	99,78	100,89	99,28	100,61	100,33
Si	2,009	1,986	1,835	1,671	1,964	1,969	1,971
Al iv	0,000	0,013	0,093	0,329	0,007	0,016	0,029
Al vi	0,014	0,000	0,000	0,052	0,000	0,000	0,012
Ti	0,015	0,004	0,147	0,116	0,004	0,003	0,019
Cr	0,001	0,006	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe ³⁺	0,143	0,039	0,099	0,328	0,086	0,085	0,01
Fe ²⁺	0,278	0,111	0,442	0,015	0,188	0,33	0,242
Mn	0,011	0,002	0,019	0,005	0,008	0,01	0,004
Mg	0,527	0,809	0,376	0,437	0,846	0,933	0,872
Ca	0,799	0,994	0,831	0,766	0,869	0,607	0,811
Na	0,204	0,037	0,157	0,099	0,028	0,044	0,03
K	0,001	0,001	0,000	0,183	0,000	0,003	0,000
XMg	0,65	0,88	0,46	0,97	0,82	0,74	0,77
Wo(Ca)	49,8	51,93	50,4	62,83	45,67	32,45	41,82
En(Mg)	32,85	42,26	22,79	35,89	44,46	49,91	44,96
Fs(Fe ²⁺)	17,33	5,79	26,8	1,26	9,86	17,63	13,21
Q	79,73	96,31	84,03	86,01	97,12	95,55	96,94
Jd	1,75	0,9	7,75	7,51	0,2	0,69	2,46
Ae	18,5	2,77	8,21	6,47	2,67	3,75	0,59

Tableau VI-23: Composition chimique et formules structurale des clinopyroxènes (Cpx) des syénites et des pyroxénites en enclaves dans les basaltes de Mandrosohasina. Sy: Syénite, Px: Pyroxénite.

b) Les orthopyroxènes ne sont pas fréquents dans nos échantillons (363L et 160). Ils sont fracturés et les cristaux ont une taille comprise entre 10 et 50 μm . Ils s'observent également dans la matrice feldspathique.

Les orthopyroxènes sont des pyroxènes plutôt magnésiens [Enstatite($\text{En}_{57,46} - 58,51$), Ferrossalite ($\text{Fs}_{39,88} - 40,94$), Wollastonite ($\text{Wo}_{1,49} - 1,53$)]. Ce sont des hypersthènes dans le diagramme enstatite (En) – wollastonite (Wo) – Ferrosillite (Fs) de la classification de *Morimoto (1988)* et *Deer et al. (1962)* (**Figure VI-38**). Le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ est compris entre 0,5 - ,2 (**Tableau VI-24**).

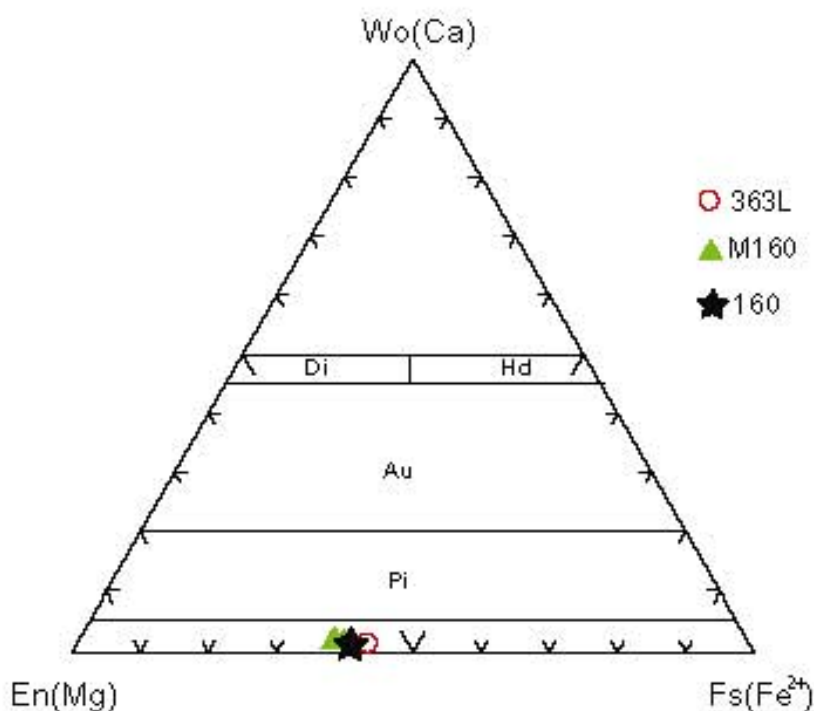


Figure VI-38: Diagramme enstatite (En) – wollastonite (Wo) – ferrosillite (Fs) de la classification des pyroxènes suivant *Morimoto (1988)*. Ce sont des orthopyroxènes légèrement plus magnésiens que ferrifères. Dans l'ancienne classification de (*Deer et al. 1962*). Ce sont des hypersthènes. Echantillons de syénite: **363L**, **M160**, **160**.

Les autres minéraux associés aux pyroxènes et plagioclase sont les suivants:

Le quartz (rare)

Ils se trouvent en inclusions dans les feldspaths. Leur dimension est autour de 10 μm . Le quartz se développe sous forme des cristaux xénomorphes situés sur la bordure des clinopyroxènes notamment sur leur bord.

Les minéraux opaques (1- 2 %)

Ils ont une dimension comprise entre 5 et 50 µm. Ce sont des magnétites et des ilménites. Elles sont rarement automorphes et elles sont souvent corrodées. Des inclusions de pentlandite, de forme arrondie s'observent dans la magnétite et l'ilménite (**Figure VI-34E**).

Roche					Px	
Sy						
Minéral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
Echantillon	M160	M160	M160	M160	160	160
SiO ₂	50,57	50,68	51,36	51,07	52,02	52,11
TiO ₂	0,13	0,1	0,09	0,14	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	1,59	1,52	1,63	1,61	1,56	1,74
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02
FeO	25,11	25,65	24,88	25,08	25,51	25,22
MnO	0,27	0,35	0,23	0,44	0,24	0,31
MgO	20,31	20,63	20,67	20,12	20,53	20,28
CaO	0,86	0,74	0,78	0,74	0,8	0,84
Na ₂ O	0,09	0,00	0,07	0,03	0,09	0,11
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	98,97	99,71	99,8	99,28	100,93	100,83
XMg	0,62	0,62	0,62	0,6	0,58	0,58
Si	1,923	1,915	1,934	1,94	1,941	1,947
Al iv	0,071	0,068	0,066	0,06	0,059	0,053
Al vi	0,000	0,000	0,007	0,012	0,010	0,024
Ti	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Fe3+	0,081	0,096	0,06	0,042	0,046	0,029
Fe2+	0,718	0,714	0,724	0,755	0,75	0,759
Mn	0,009	0,011	0,008	0,014	0,008	0,010
Mg	1,152	1,162	1,160	1,140	1,142	1,130
Ca	0,035	0,030	0,032	0,030	0,032	0,034
Na	0,007	0,000	0,006	0,002	0,007	0,009
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Wo(Ca)	1,85	1,57	1,65	1,58	0,58	1,72
En(Mg)	60,46	60,95	60,56	59,2	1,63	57,58
Fs(Fe2+)	37,67	37,47	37,77	39,21	57,74	40,68
Q	99,27	100	99,4	99,76	99,33	99,12
Jd	0,33	0,00	0,32	0,15	0,4	0,63
Ae	0,38	0,00	0,26	0,08	0,27	0,24

Tableau VI-24: Composition chimique et formule structurale des orthopyroxènes rencontrés dans des enclaves de syénites (Sy) et de pyroxénites (Px) dans les basaltes de Mandrosohasina.

L'apatite (rare)

L'apatite est aussi présente. Elle s'observe sous forme d'aiguilles de taille comprise entre 10 à 100µm dans la matrice feldspathique.

L'olivine (0-1 %)

L'olivine est présent dans l'échantillon (363L). Les cristaux sont de forme arrondie et de 5 à 50 µm de diamètre. L'olivine s'observe au contact des orthopyroxènes (**Figure VI-34D**).

Roche		Sy		An	
Minéral	OI	OI	OI	OI	OI
Echant	363L	363L	363L	SE385	385L
Point d'analyse	136	139	150	85A	87A
SiO ₂	35,78	35,51	35,24	29,96	29,95
TiO ₂	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
FeO	27,56	27,56	31,81	60,99	60
MnO	0,5	0,48	0,64	6,01	5,94
MgO	35,68	35,18	30,79	1,80	2,42
CaO	0,29	0,3	0,43	1,31	1,43
NiO	0,03	0,07	0,03	0,00	0,00
Total	99,90	99,18	99,01	100,10	99,74
Si	0,963	0,964	0,978	0,997	0,996
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,62	0,626	0,739	1,698	1,669
Mn	0,011	0,011	0,015	0,169	0,167
Mg	1,431	1,423	1,274	0,09	0,12
Ca	0,009	0,009	0,013	0,047	0,051
Ni	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000
XMg	0,70	0,69	0,63	0,05	0,06
Fa(Fe ²⁺)	30,23	30,53	36,7	94,94	93,29
Fo(Mg)	69,77	69,47	63,3	5,05	6,7

Tableau VI-25: Analyses représentatives des olivines présentes dans les enclaves de syénite (échantillon 363L) des basaltes alcalins de Mandrosohasina et des enclaves de syénite (échantillon 385L) associés aux phonolites de Maroparasy.

Ce sont des olivines dont la proportion molaire en forstérite varie (Fo: 63,30 à Fo: 69,77). Le rapport Mg/(Mg+Fe) est compris entre 0,63 et 0,70 (**Tableau VI-25**).

L'amphibole (rare)

Les amphiboles ont une dimension variant de 5 et 200µm. Elles sont de forme arrondies et parfois elles sont fibreuses.

Le zircon (0-1%)

Il est rare.

V-6-1-b Enclaves de pyroxénite (Px)

L'échantillon 160 représente une petite enclave (environ 1 à 2 centimètres de diamètre) de pyroxénite dans les basaltes de Mandrosohasina. L'observation au microscope nous a permis d'identifier les minéraux suivants: pyroxène, olivine et plagioclase (**Figure VI-39E**).

Le clinopyroxène

Le clinopyroxène (45 %) est plus fréquent que l'orthopyroxène (40 %). Ils ont une taille comprise entre 10 et 500 µm. Ils sont recoupés par des fracturés (**Figure VI-23 F**). Ces derniers contiennent toujours de la calcite.

Les clinopyroxènes de type " Quad " sont des pyroxènes calco- ferromagnésiens de type augite [Wollastonite (Wo: 41,82), Enstatite (En: 44,96), Ferrosalite (Fs:13,21)] dans le diagramme En- Wo -Fs proposé par Morimoto (1988), (**Figures VI-39 et VI-40**). Le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ est voisin de 0,77.

Les orthopyroxènes ont des proportions molaires en enstatite qui varient entre 57,58 et 59,13%; la ferrosilite entre 39,47 et 40,68 % et celle en wollastonite entre 1,3 et 1,7%. Ils s'agit de l'enstatite (**Figure VI-38, Tableau VI-23**) et c'est un hyperstène dans l'ancienne classification (*Poldernaart et Hess, 1951*).

Le feldspath (5%)

Les feldspaths sont peu nombreux et de dimension comprise entre 10 et 500 µm. Ils sont sodi-calciques et contiennent un peu de potassium. Ce sont des plagioclases de type oligoclase (An_{21-24} ; Ab_{61-62} ; Or_{12-16}) (**Figure VI-35, Figure VI-21**).

V-6-2 Les enclaves dans les phonolites

L'échantillon 385L est représenté une petite enclave d'anorthoclase (syénite peralcaline) qui a été prélevée dans la partie centrale du massif phonolitique de Maroparasy (coordonnées UTM: X = 474 272 ; Y = 730 087).

C'est une enclave leucocrate dont la taille est voisine de 2 mm de diamètre. La roche est composée essentiellement de feldspaths potassiques associés aux minéraux accessoires comme le pyroxène, le quartz, l'olivine, l'apatite et quelques amphiboles.

Le feldspath potassique (90 %)

Les cristaux sont limpides mais tachetés en noir et ils sont très altérés et fracturés. Les feldspaths possèdent une taille qui varie entre 10 et 100 µm. Il constitue la totalité de la roche mais il s'observe également sur la bordure des amphiboles. Ce sont des feldspaths sodi-potassique. appartenant au domaine de l'anorthoclase ($Ab_{54,7-65,9}$; $Or_{33,0-45,1}$; $An_{0-0,5}$) dans le diagramme albite (Ab) – anorthite (An) – orthose (Or) (**Figure VI-34C** et **Tableau VI-21**).

L'olivine (1 - 3%)

Les cristaux sont de taille comprise entre 5 et 20 µm et ils sont xénomorphe et fortement craquelés. L'olivine s'altère en serpentine est accompagnée par la formation d'une petite quantité de micas associés aux oxydes de fer.

La teneur en fer est comprise entre 60 et 61 % poids en FeO et celle en MgO entre 1,8 et 2,4 % poids (**Tableau VI-24**). Il s'agit de fayalites presque pures

L'amphibole (1 - 2 %):

Les cristaux présentent une taille comprise entre 50 et 100 µm. De couleur verte, l'amphibole est parcourue par des fractures.

Le quartz (0- 1 %) sobserve sous la forme de grains arrondie

L'apatite (1- 2 %):

Les cristaux sont de dimensions petites taille comprise entre 5 et 100 µm. L'apatite est souvent allongée et transparente. Elle se trouve fréquemment en inclusions dans les feldspaths et aussi dans les olivines.

Les minéraux opaques (1- 2 %)

Ils sont arrondie et ils s'observent dans les cristaux d'olivine. Il s'agit de la magnétite, de l'ilménite et de la titanomagnétite.

VI-7 GEOCHIMIE DES LAVES BASALTIQUES, TRACHYTIQUES ET RHYOLITIQUES DU CENTRE DE MADAGASCAR

VI-7 -1 Les éléments majeurs

Les analyses géochimiques en éléments majeurs et trace des basaltes, trachytes et rhyolites de la région centrale de Madagascar sont reportées dans les **Tableaux VI-26 et VI-27**.

Les teneurs en SiO_2 varient entre 40,5 et 47,6 % poids pour les basaltes. Le trachyte TrS a une teneur en SiO_2 60% poids alors que la rhyolite a une teneur de 71% poids. La teneur en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ est comprise entre 4 et 5,2% poids pour les basaltes et atteint 11,4 % poids dans les trachyte et de 7,8% dans la rhyolite. La teneur en TiO_2 de ces basaltes est élevée et comprise entre 2,18 à 3,13 % poids. Ceci confirme que ces basaltes renferment plus d'ilménite et de clinopyroxènes titanifères que ceux de la région d'Antsiranana dans le Nord. Le diagramme de classification des roches volcaniques SiO_2 en fonction $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (*Le Maitre.,1989*), montre l'évolution géochimique des basaltes allant des basaltes néphéliniques (foidites), des basanites et jusqu'aux trachytes et rhyolites (**Figure VI-39**).

Les basaltes du centre sont moins férifères (la teneur en FeO est voisine de 10,9 % poids) alors que ceux du Nord ont une teneur en FeO toujours supérieure à 11,9 % poids. Le trachyte montre une composition chimique fortement alcaline ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 11,42 % poids) de une teneur en SiO_2 autour de 60,2 % poids pour une teneur en fer voisine de 7,4 % poids.

Roche Echantillon	β S SM17	β S SM27	β S BM2	TrS S19A	RyS ESM7
SiO ₂	45,60	45,92	46,60	60,23	71,22
Al ₂ O ₃	12,90	13,31	13,50	16,66	13,45
TiO ₂	2,22	2,34	2,30	0,23	0,10
FeO	8,40	8,30	8,40	5,11	1,11
Fe ₂ O ₃	4,20	4,10	4,20	2,55	0,55
MnO	0,18	0,18	0,20	0,20	0,04
MgO	8,35	9,48	8,40	0,32	0,84
CaO	10,97	9,71	10,10	2,26	1,59
Na ₂ O	2,32	3,00	2,60	5,90	3,64
K ₂ O	1,41	1,40	1,80	5,52	4,23
P ₂ O ₅	0,54	0,51	0,50	0,09	0,04
PF	3,48	2,02	1,80	1,12	2,63
Total	100,57	100,27	100,40	100,19	99,44
CIPW					
Q	0,000	0,000	0,000	0,000	29,570
or	8,510	8,400	10,700	32,920	25,830
ab	17,830	20,600	20,500	48,550	31,810
an	18,510	19,100	20,400	2,690	7,870
lc	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ne	3,910	2,800	0,900	1,020	0,000
ac	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ms	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090
di (wo)	14,040	11,100	11,300	3,350	0,000
di (en)	9,220	7,600	7,400	0,360	0,000
di (fs)	3,820	2,600	3,100	3,330	0,000
wo	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
hy (en)	0,000	0,000	0,000	0,000	2,170
hy (fs)	0,000	0,000	0,000	0,000	1,550
ol (fo)	8,460	11,500	9,600	0,310	0,000
ol (fa)	3,870	4,400	4,400	3,100	0,000
mt	6,240	6,100	6,200	3,730	0,830
hm	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
il	4,310	4,500	4,400	0,440	0,190
ap	1,270	1,200	1,200	0,210	0,090
cc	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO/MgO	0,81	0,91	1,06	16,83	1,38
#mg tot	0,71	0,68	0,65	0,11	0,59
#mg	0,82	0,80	0,78	0,18	0,73

Tableau VI-26: Analyses chimiques en éléments majeurs des basaltes, trachytes et rhyolites de la région de Soamiakatra. La norme CIPW est reportée. Q= Quartz, or : Orthose, ab : albite, an : anorthite, ne : nephéline, ms : muscovite, di : diopside, wo : wollastonite, en : enstatite, fs:ferrosalite, ol: olivine, fa: fayalite; fo: forstérite, mt:magnétite, hm: hématite, il: ilménite, ap: apatite,cc: calcite, lc: leucite, ac: acmite. β S : basaltes de Soamiakatra, TrS: trachytes de Soamiakatra, RyS : rhyolite de Soamiakatra.

Roche Echantillon	βM 175T	βM 175NZ	βM 171H	βM 175O	βM 171G	βM 169B	βM 160B	βM 166AZ	βM SM36a
SiO ₂	44,61	45,17	40,47	44,85	47,64	40,11	60,48	41,24	45,96
Al ₂ O ₃	14,01	13,41	9,95	13,89	14,40	9,90	15,02	11,70	13,24
TiO ₂	2,38	2,27	3,13	2,37	2,30	3,13	0,63	2,59	2,31
FeO	7,78	7,66	9,08	7,69	7,83	9,12	2,48	8,24	8,21
Fe ₂ O ₃	3,89	3,83	4,54	3,84	3,91	4,56	1,24	4,12	4,10
MnO	0,23	0,20	0,19	0,20	0,18	0,19	0,06	0,19	0,18
MgO	9,52	9,94	14,40	9,55	8,68	14,42	4,62	11,47	9,58
CaO	10,37	10,44	12,90	10,46	9,72	12,94	4,53	13,29	9,85
Na ₂ O	2,95	2,97	2,73	2,99	3,47	2,53	3,70	2,89	3,01
K ₂ O	1,16	1,17	1,80	1,18	1,75	1,77	3,47	0,62	1,39
P ₂ O ₅	0,64	0,61	0,83	0,64	0,58	0,76	0,15	1,23	0,51
PF	3,29	3,10	0,74	3,29	0,43	0,94	3,52	3,11	2,13
Total	100,83	100,77	100,76	100,95	100,89	100,37	99,89	100,69	100,47
Q	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	10,290	0,000	0,000
or	7,030	7,090	0,000	7,150	10,280	0,000	21,280	3,780	8,330
ab	17,880	18,250	0,000	17,920	20,860	0,000	32,500	5,170	20,100
an	22,110	20,270	9,580	21,490	18,480	10,520	14,640	17,540	18,830
lc	0,000	0,000	8,340	0,000	0,000	8,250	0,000	0,000	0,000
ne	4,150	4,050	12,520	4,320	4,510	11,640	0,000	10,770	3,140
ac	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ms	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
di (wo)	10,990	11,990	20,460	11,410	10,760	20,510	3,190	17,450	11,480
di (en)	7,640	8,410	15,080	7,980	7,320	15,110	2,350	12,480	7,860
di (fs)	2,440	2,550	3,410	2,480	2,600	3,430	0,530	3,410	2,700
wo	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
hy (en)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	9,580	0,000	0,000
hy (fs)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,170	0,000	0,000
ol (fo)	11,690	11,870	14,570	11,480	9,960	14,720	0,000	11,760	11,490
ol (fa)	4,120	3,970	3,630	3,930	3,900	3,680	0,000	3,550	4,360
mt	5,790	5,680	6,580	5,700	5,640	6,650	1,860	6,120	6,050
hm	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
il	4,630	4,410	5,940	4,610	4,350	5,980	1,240	5,030	4,460
ap	1,520	1,430	1,910	1,520	1,340	1,750	0,370	2,900	1,200
cc	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO/MgO	0,86	0,81	0,67	0,85	0,95	0,67	0,57	0,76	0,90
#mg tot	0,70	0,71	0,75	0,70	0,68	0,75	0,78	0,72	0,69
#mg	0,81	0,82	0,85	0,82	0,80	0,85	0,87	0,83	0,81

Tableau VI-27: Analyses chimiques des éléments majeurs des basaltes de la région de Mandrosohasina. La norme CIPW est reportée. Q= Quartz, or : Orthose, ab : albite, an : anorthite, ne : néphéline, ms : muscovite, di : diopside, wo : wollastonite, en : enstatite, fs:ferrosalite, ol: olivine, fa: fayalite; fo: forstérite, mt:magnétite, hm: hématite, il: ilménite, ap: apatite,cc: calcite, lc: leucite, ac : . βM : basaltes Mandrosohasina.

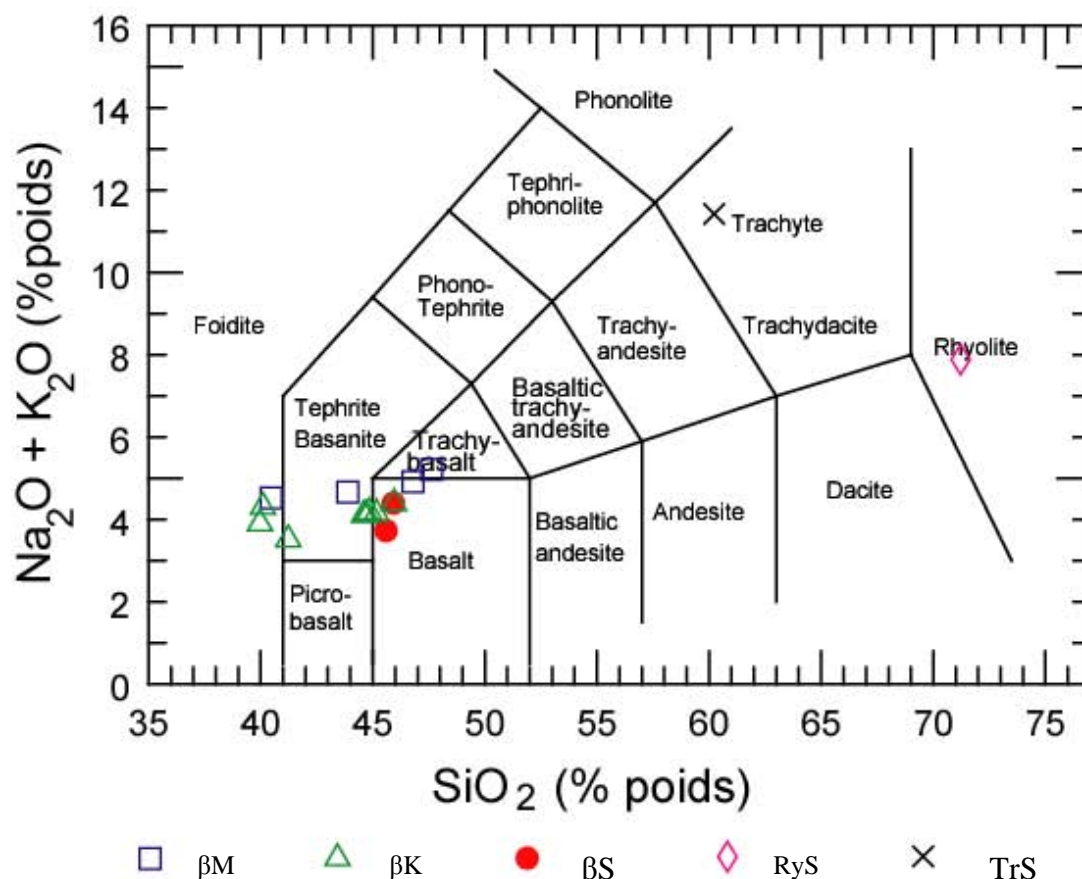


Figure VI-39 : La composition chimique des basaltes, des trachytes et rhyolites du centre de Madagascar (région de Soamiakatra et de Mandrosohasina) reportée dans le diagramme SiO_2 (%poids) en fonction de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (%poids), suivant la nomenclature des roches volcaniques (Le Maitre, 1989). βM : basalte de Mandrosohasina. βS : basalte de Soamiakatra. TrS: trachyte de Soamiakatra. RyS: rhyolite de Soamiakatra. βK : galets de basalte dans le gisement de saphir du Kiankanakanga (région Mandrosohasina).

VI-3-2 Les terres rares

Les spectres de terres rares des basaltes (**Figure VI-40**) sont tous identiques et par ailleurs similaires aux spectres de terres rares des basaltes du nord. Les spectres se caractérisent par un net enrichissement en terres rares légères (du La au Sm) et un fractionnement plus marqué pour les terres rares lourdes (de Gd à Lu). Les spectres ne présentent pas d'anomalie en europium. Ce type correspond à un trait géochimique particulier associés aux basaltes océaniques intraplaques de nature alcaline (Gast, 1968).

Les spectres de terres rares des trachytes et des rhyolites de la région centrale de Madagascar ont un aspect identique. Le spectre du trachyte présente un enrichissement en

Localisation	SOAMIAKATRA				
Echantillon	SM17	SM27	BM2	S19A	ESM7
La	42,96	43,42	47,60	53,94	19,41
Ce	87,69	83,64	98,30	97,58	32,39
Pr	10,39	9,55	11,40	10,90	3,20
Nd	40,80	37,26	44,20	41,94	10,71
Sm	7,97	7,29	8,55	8,03	2,30
Eu	2,52	2,34	2,89	2,56	0,45
Gd	6,71	6,38	7,35	6,65	2,35
Tb	0,99	0,93	1,07	0,91	0,40
Dy	5,35	5,00	5,79	4,70	2,49
Ho	0,95	0,89	1,13	0,83	0,48
Er	2,50	2,32	2,61	2,04	1,41
Tm	0,34	0,32	0,38	0,28	0,21
Yb	2,16	2,05	2,16	1,66	1,52
Lu	0,32	0,30	0,34	0,24	0,22
Total	211,64	201,68	233,77	232,25	77,54
La/Yb	19,85	21,16	22,04	32,59	12,77

Localisation	MANDROSOHASINA								
Echantillon	175T	175NZ	171H	175O	171G	169B	160B	166AZ	SM36a
La	55,95	52,96	74,09	53,94	50,00	74,30	33,80	85,20	43,41
Ce	100,90	97,09	142,60	97,58	90,80	141,00	60,50	157,00	83,51
Pr	11,35	10,68	15,72	10,90	9,91	15,50	5,96	17,00	9,56
Nd	42,64	40,98	59,66	41,94	37,80	58,50	19,70	64,40	36,74
Sm	8,22	7,78	10,41	8,03	7,37	10,50	2,58	11,20	7,25
Eu	2,64	2,56	3,22	2,56	2,46	3,09	1,40	3,47	2,38
Gd	6,81	6,49	8,19	6,65	6,29	8,05	1,70	8,94	6,33
Tb	0,93	0,89	1,07	0,91	0,88	1,07	0,24	1,19	0,92
Dy	4,89	4,70	5,47	4,70	4,81	5,33	1,22	5,97	4,93
Ho	0,83	0,81	0,89	0,83	0,84	0,88	0,20	0,97	0,88
Er	2,10	1,99	2,10	2,04	2,09	2,07	0,51	2,38	2,30
Tm	0,28	0,26	0,26	0,28	0,28	0,26	0,07	0,31	0,32
Yb	1,74	1,69	1,60	1,66	1,78	1,59	0,41	1,87	2,02
Lu	0,24	0,24	0,23	0,24	0,26	0,22	0,07	0,26	0,30
Total	239,50	229,12	325,50	232,26	215,57	322,36	128,36	360,17	200,85
La/Yb	32,23	31,28	46,31	32,59	28,08	46,72	82,43	45,56	21,51

Tableau VI-28: Analyses chimiques des éléments en traces des basaltes, trachytes (S19) et rhyolites (ESM7) de la région centrale de Madagascar (Mandrosohasina et Soamiakatra).

terres rares légères (La: 539 ppm, Nd: 419 ppm) et en terres rares lourdes (Ce 975 ppm) par rapport aux rhyolites (**Tableau VI-28**). Par ailleurs, l'anomalie négative en europium et plus forte pour les trachytes que pour les rhyolites, implique un fractionnement des feldspaths.

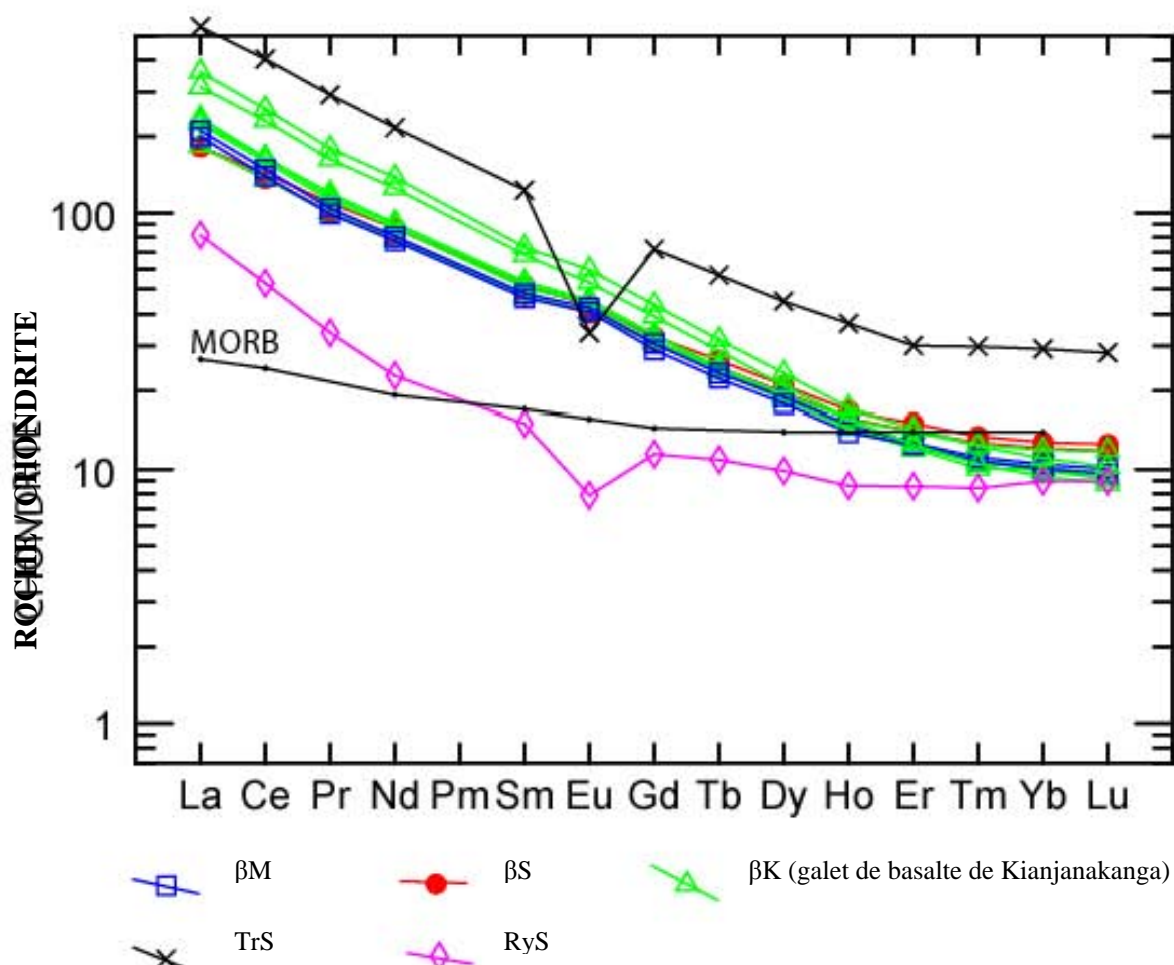


Figure VI-40: Profil de distribution de la composition des terres rares des basaltes de Mandrosahasina (βM), Kianjanakanga (βK) et de Soamiakatra (βS) ainsi que des rhyolites et trachytes du centre de Madagascar normalisé par rapport aux chondrites suivant *Evensen et al. (1978)*.

VI-8 GEOCHIMIE DES ENCLAVES ASSOCIEES AUX BASALTES ALCALINS DE LA REGION DE SOAMIAKATRA.

VI-8-1. Les éléments majeurs

La géochimie des enclaves mafiques (métagabbros à corindon, métagabbros sans corindon, grenatite et pyroxénite) rencontrées dans les basaltes de du Soamaikatra est présentée dans le **Tableau VI-29**.

Les différentes analyses de ces roches sont reportée dans le diagramme R1-R2 de *de La Roche et al. (1980)* où $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ et $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Les points représentatifs des xénolithes se divisent en deux groupes (**Figure VI-41**):

- le groupe 1 correspond à des gabbro-norites et qui représente les métagabbros à rubis et à scapolite ($\Theta 1scpR$).
- le groupe 2 correspond à des gabbros à olivine et qui représente les métagabbros sans rubis (Θ) et la pyroxénite (Px).

Le groupe 1 est plus alumineux et moins férifère (Al_2O_3 peut atteindre jusqu'à 25,8 % poids; FeO: 4,8 % poids) que le groupe 2 (Al_2O_3 variant de 13,5 à 17,8 % poids; FeO compris entre 7 et 13,9 % poids). La teneur en MgO est de l'ordre de 5,6 % poids et la teneur en Na_2O est de l'ordre de 2,4 % poids. La teneur en TiO_2 est voisine de 0,2 % poids.

Le groupe 2 est magnésien (**Tableau VI-29**) et moins sodique (MgO varie de 7,9 à 20,5 % poids; Na_2O est compris entre 0,4 et 1,8 % poids) que le groupe 1.

Les variations de compositions modales des minéraux peuvent expliquer la variation chimique des métagabbros.

Le groupe 1 contient du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, un peu de grenat, mais beaucoup de plagioclase et du rubis. Le groupe 2 contient plus de grenat, un peu de clinopyroxène et d'orthopyroxène, de l'olivine et moins de plagioclase. Le groupe 2 constitue les pyroxénites et les métagabbros sans rubis. Nous avons reporté aussi les compositions des roches totales de nos échantillons des enclaves mafiques des basaltes de Soamiakatra dans le diagramme triangulaire FeO - Al_2O_3 - CaO + Na_2O (**Figure VI-42**).

Dans ce diagramme, on voit une petite différence entre la composition de deux roches à corindon: le métagabbros à rubis et à scapolite ($\Theta 1ScpR$) et le métagabbros à rubis et à sapphirine ($\Theta 2SprR$). Ceux qui renferment de la sapphirine sont beaucoup plus alumineux et enrichis en calcium et sodium que ceux qui n'en contiennent pas.

Dans la **Figure VI-42**, on remarque que l'ensemble des enclaves mafiques constitue une série pétrologique complète évoluant depuis les pyroxénites (Px), roches riche en fer et moins riche en calcium et sodium vers des roches à composition plus calcique, sodique et alumineuse qui correspondent aux grenatites (Gr), et enfin aux métagabbros qui sont plus alumineux et magnésiens notamment les métagabbros à rubis.

Roche Echantion	Θ1ScpR 334D	Gr 335	Θ2SprR		Θ		Px	
			334D2	336B	336C	334A	337	333
SiO ₂	44,84	45,95	45,39	44,27	46,68	45,75	48,09	44,11
Al ₂ O ₃	25,4	17,82	25,82	27,02	13,51	14,65	17,54	23,39
TiO ₂	0,22	0,41	0,23	0,1	0,3	0,53	0,69	0,09
Fe ₂ O ₃	1,66	2,58	1,66	1,09	4,32	3,86	2,42	2,15
FeO	3,31	5,17	3,32	2,18	8,64	7,72	4,84	4,3
MnO	0,04	0,1	0,04	0,04	0,17	0,14	0,07	0,08
MgO	5,62	8,5	5,64	6,24	17,34	14,93	7,92	10,39
CaO	10,94	13,01	11,02	12,99	7,87	9,55	11,36	12,04
Na ₂ O	2,39	1,82	2,43	1,5	0,97	1,31	2,53	1,55
K ₂ O	0,31	0,24	0,3	0,27	0	0,06	0,46	0,3
P ₂ O ₅	0,04	0,23	0,04	0,02	0,06	0,05	0,08	0,05
PF	4,29	3,49	4,16	4,08	0,85	1,69	4,15	2,09
Total	98,93	99,09	99,92	99,69	100,3	99,89	99,92	100,32
FeO/MgO	0,62	0,64	0,63	0,37	0,53	0,55	0,64	0,44
#mg tot	0,76	0,76	0,76	0,84	0,79	0,78	0,76	0,82
#mg	0,86	0,85	0,86	0,91	0,88	0,87	0,85	0,90
CIPW								
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
or	2,00	1,50	1,80	1,70	0,00	0,40	2,80	1,80
ab	21,30	16,10	21,40	13,30	8,20	11,30	22,30	12,30
an	57,00	41,50	56,70	67,20	32,60	34,40	36,60	56,90
lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ms	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	1,40	0,00	1,60	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00
di (wo)	0,00	10,20	0,00	0,00	2,60	5,60	9,00	1,40
di (en)	0,00	7,00	0,00	0,00	1,80	4,00	6,40	1,10
di (fs)	0,00	2,30	0,00	0,00	0,50	1,10	1,90	0,30
wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
hy (en)	3,50	5,10	4,00	4,20	25,70	15,40	7,00	0,00
hy (fs)	1,10	1,70	1,30	0,80	7,20	4,30	2,10	0,00
ol (fo)	7,90	7,00	7,40	8,40	11,00	12,90	5,10	17,70
ol (fa)	2,80	2,50	2,60	1,80	3,40	4,00	1,70	4,60
mt	2,50	3,90	2,50	1,70	6,30	5,70	3,70	3,20
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
il	0,40	0,80	0,50	0,20	0,60	1,00	1,40	0,20
ap	0,10	0,60	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10
cc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau VI-29: Composition chimique des xénolithes associés aux basaltes de Soamiakatra. Gr :grenatite, Px: pyroxénite, : Θ métagabbros, Θ1ScpR: métagabbros à rubis et à scapolite, Θ2SprR: métagabbros à rubis et à scapolite. Gr :grenatite, Px: pyroxénite.

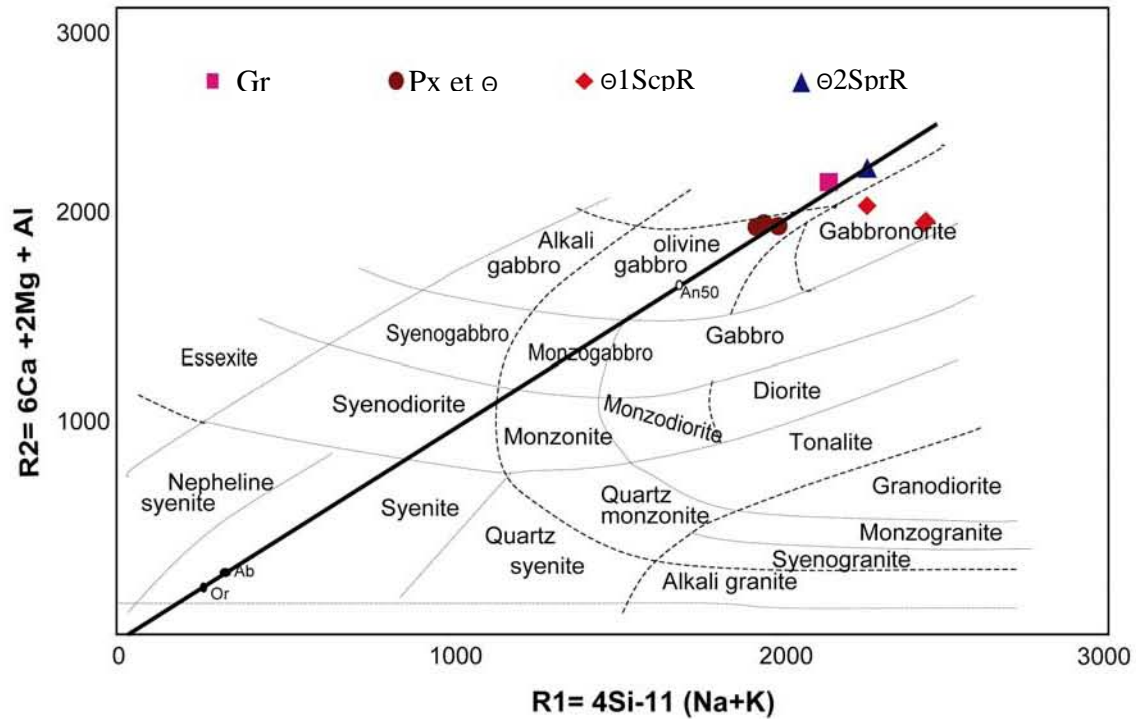


Figure VI-41 : Composition chimique des enclaves mafiques des basaltes de la région de Soamiakatra dans le diagramme R1 -R2 de classification des roches plutoniques (*de la Roche et al; 1980*). $R1=4Si-11 (Na+K)$; $R2=6Ca + 2Mg+Al$. Gr :grenatite, Px: pyroxénite, Ø: métagabbros sans rubis, Ø1ScpR: métagabbros à rubis et à scapolite, Ø2SprR: métagabbros à rubis et à saphirine.

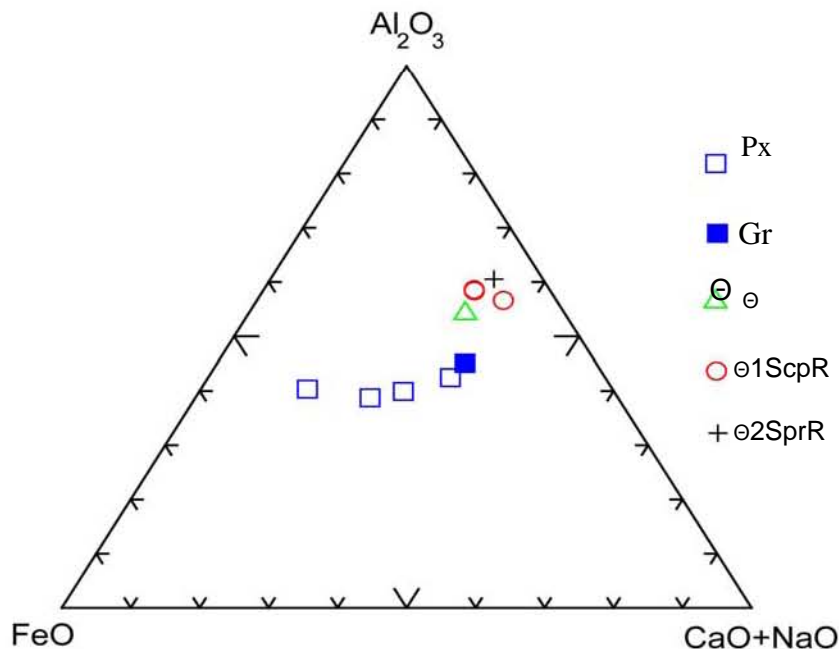


Figure VI-42: Composition chimique des xénolithes des basaltes de Soamiakatra reportée dans le diagramme $FeO- CaO+Na_2O -Al_2O_3$. Gr :grenatite, Px: pyroxénite, Ø: métagabbros sans rubis, Ø1ScpR: métagabbros à rubis et à scapolite, Ø2SprR: métagabbros à rubis et à saphirine

VI-8-2 Les terres rares

La composition en terres rares des xénolithes inclus dans les basaltes de Soamiakatra est reportée dans le **Tableau VI-30**.

Les spectres de terres rares des métagabbros à corindon sont présentés dans la **Figure VI-43**. Les spectres des métagabbros à rubis sont différents de ceux des métagabbros sans rubis, ceux des pyroxénites ainsi que celui de la grenatite. Les spectres présentent un fractionnement marqué des terres rares légères et moins de celle des terres lourdes.

Roche Echantillon	Θ1ScpR 334D	Θ2SprR 334D2	Gr 335	Θ2SprR 336B	Θ 336C	Θ 334A	Px 337	Px 333
Terre rare								
La	4,740	4,670	25,710	7,150	4,100	5,300	6,380	7,770
Ce	9,180	9,060	53,970	6,440	16,700	16,900	14,620	10,600
Pr	1,100	1,090	6,610	1,070	2,540	2,800	2,070	0,908
Nd	4,350	4,200	24,670	4,290	10,700	13,100	9,550	2,820
Sm	0,780	0,740	3,870	0,710	2,500	2,710	2,390	0,392
Eu	0,450	0,430	1,130	0,370	0,944	0,883	0,930	0,304
Gd	0,610	0,590	2,600	0,810	2,840	1,970	2,240	0,368
Tb	0,090	0,090	0,340	0,110	0,446	0,282	0,330	0,051
Dy	0,490	0,480	1,770	0,600	2,460	1,510	1,870	0,293
Ho	0,090	0,090	0,310	0,130	0,421	0,277	0,340	0,056
Er	0,260	0,260	0,870	0,350	1,040	0,742	0,880	0,146
Tm	0,040	0,040	0,120	0,040	0,134	0,109	0,130	0,022
Yb	0,250	0,240	0,840	0,260	0,786	0,707	0,810	0,137
Lu	0,040	0,040	0,130	0,040	0,115	0,110	0,120	0,022
Total	22,470	22,020	122,940	22,370	45,726	47,400	42,670	23,889
La/Yb	19,170	19,540	30,680	28,040	5,216	7,496	7,850	56,715

Tableau VI-30: Analyses géochimiques en éléments en traces des des enclaves mafiques associées aux basaltes de Soamaikatra. Θ métagabbros sans rubis, Θ 1ScpR: métagabbros à rubis et à scapolite, Θ2SprR: métagabbros à rubis et à saphirine, Gr :grenatite, Px: pyroxénite.

Les spectres des métagabbros (Θ) et les pyroxénites (Px) sont assez similaires, très fractionnés et ils présentent tous une anomalie positive en europium.

Cette anomalie en europium est liée à la cristallisation importante des plagioclases qui stockent l'euporium. Cet enrichissement en europium permet donc de caractériser des métagabbros très riches en plagioclase. Ces faciès ne sont pas minéralisés. Les faciès à rubis (Θ1SprR, Θ1ScpR) présentent des spectres de terres rares fractionnés.

L'allure du spectre est quasiment identique aux pyroxénites et métagabbros sans rubis (Θ), c'est-à-dire sans un fractionnement important des terres rares légères. Le spectre de la grenatite (Gr) présente un fort fractionnement des terres rares légères et ce spectre est identique à ceux des basaltes alcalins qui les contiennent.

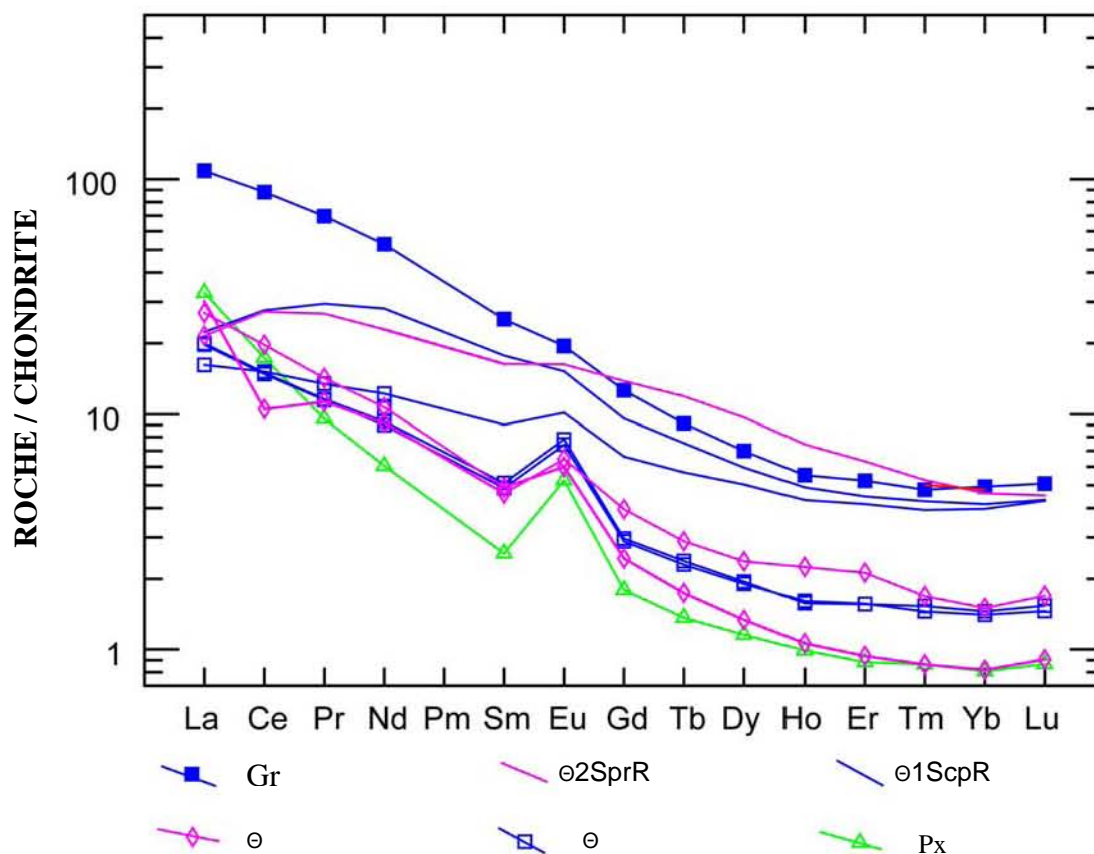


Figure VI-43: Profil de distribution des terres rares des enclaves mafiques des basaltes de Soamiakatra. Gr: grenatite. Θ : métagabbros sans rubis; Θ 1ScpR: métagabbros à rubis; Θ 2SprR: métagabbros à rubis et à saphirine et Px: pyroxénite.

CHAPITRE VII

BASALTES ET ENCLAVES DE LA REGION DE VATOMANDRY (Région Est de Madagascar)

VII-1 GEOLOGIE DE LA REGION DE VATOMANDRY

La zone orientale de Madagascar, est reconnue pour ses épanchements volcaniques datés au Crétacé et Néogène (*Lenoble, 1949*). Ces coulées sont caractérisées par des basaltes riches en phénocristaux d'olivine qui affleurent dans un ensemble constitué de plusieurs massifs basaltiques. On peut citer en particulier le mont de Takarindiona (à l'Ouest de la région de Vatomandry) qui s'étend sur 25 kilomètres de long, et avec une orientation à 22°NE (**Figure IV-13**, cf. Chapitre IV).

Les épanchements volcaniques (**Figure VII-1**) reposent sur le socle cristallin formé de migmatites et de gneiss à gros cristaux de grenats (5 mm à 1cm de diamètre) datés à 560 Ma (*Guigue, 1954*). Ces coulées basaltiques présentent parfois un débit en orgues comme par exemple dans le massif basaltique de Vohibalaina.

Le massif de Vohibalaina, qui se situe sur la commune d'Amboditavolo, à environ une trentaine de kilomètres au Nord-est de Vatomandry a été étudié en détail. Il est constitué par des basaltes alcalins à olivine, qui se décomposent en latérites rouges. Les basaltes à olivine renferment de petites enclaves arrondies dont la dimension est comprise entre 1 mm et 2 cm de diamètre, identiques à celles que l'on observe par exemple à Mandrosohasina, dans la région centrale de Madagascar (cf. Chapitre VI).

Les enclaves sont assez rares et elles correspondent essentiellement à des péridotites et des pyroxénites.

Les phonolites sont très rares dans cette région et quelques rares enclaves de syénites ont été rencontrées dans la région d'Ankazombanga (**Figure VII-1**) où se situe le massif basaltique de Takarindiona (*Notari, communication personnelle*).

VII 2 - PETROGRAPHIE DU BASALTE DU MASSIF DE VOHIBALAINA

Les basaltes à olivine

L'échantillon 388 est un basalte alcalin, représentatif de la zone étudiée et qui a été échantillonné sur le massif de Vohibalaina. C'est une roche grise, à texture microlitique et riche en phénocristaux d'olivine (**Figure VII-2**).

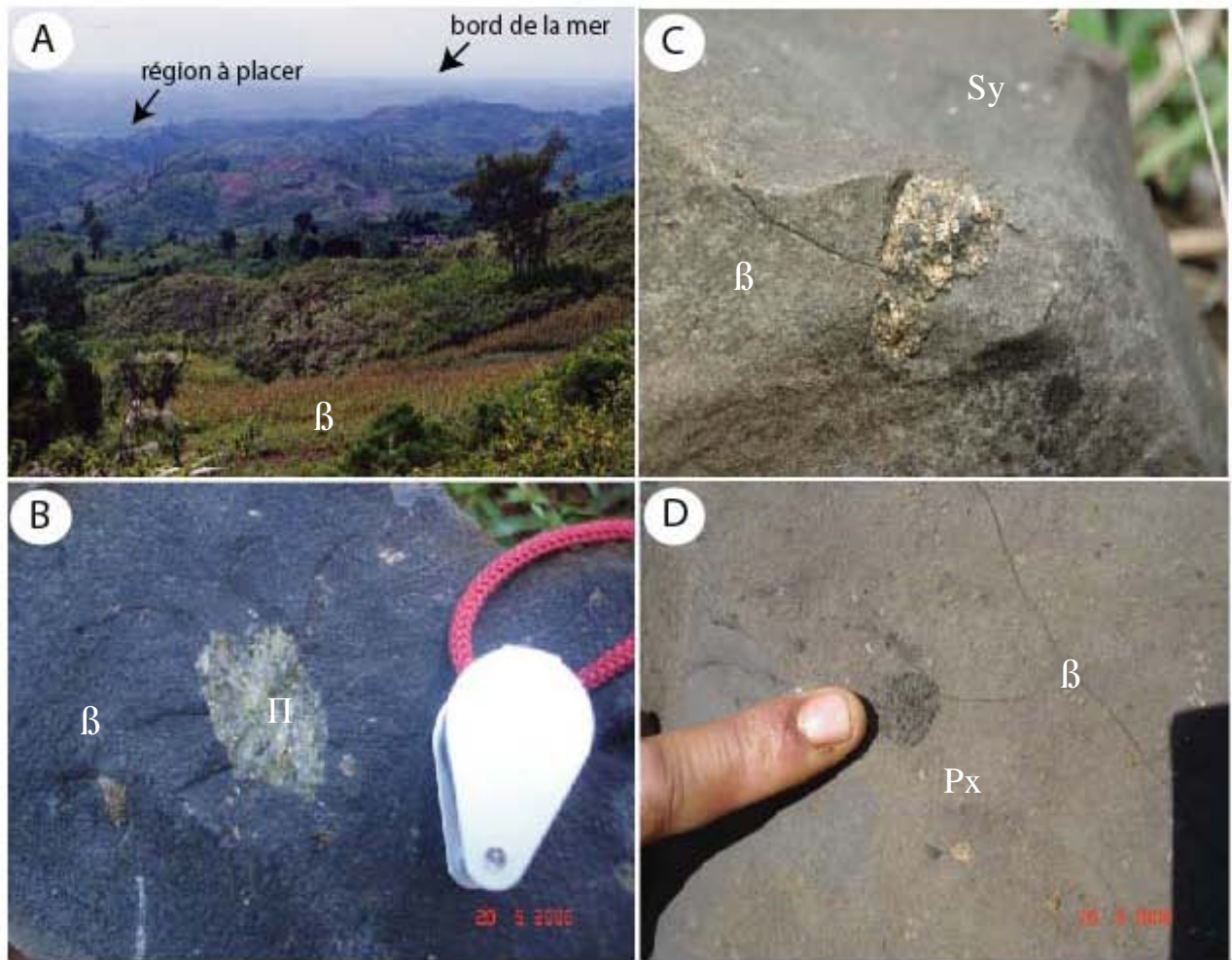


Figure VII-1: Les basaltes et leurs enclaves dans le massif basaltique de Takarindiona (commune d'Amboditavolo) situé au nord-est de Vatomandry. **A):** Vue panoramique du massif basaltique de Vohibalaina (β) qui recoupe les migmatites et les gneiss métamorphiques. Les placers actuels se situent dans les points bas des vallées et les paléoplacers se situent dans le haut des vallées fluviales à proximité des basaltes qui forment les sommets. **B):** Enclave de dunite (τ) dans la basalte de Takarindiona (β). **C):** Enclave syénitique de couleur rose, formée de cristaux de feldspaths cimentés par une matrice feldspathique. L'enclave est fracturée et injectée par du basalte de couleur noire. La taille de l'enclave est de 2cm. Basalte d'Ankazombanga (Photo F. Notari). **D):** Enclave de pyroxénite (Px) incluse dans le basalte de Vohibalaina (β).

L'étude microscopique a permis de déterminer la paragenèse minérale suivante:

Olivine (10 -25%):

Les cristaux se présentent sous la forme de prismes allongés et automorphes, d'une taille comprise entre 10 et 20 μm . Ils sont parfois arrondis et ils présentent de fréquentes craquelures qui peuvent être remplies par des oxydes de fer de couleur brun rouge.

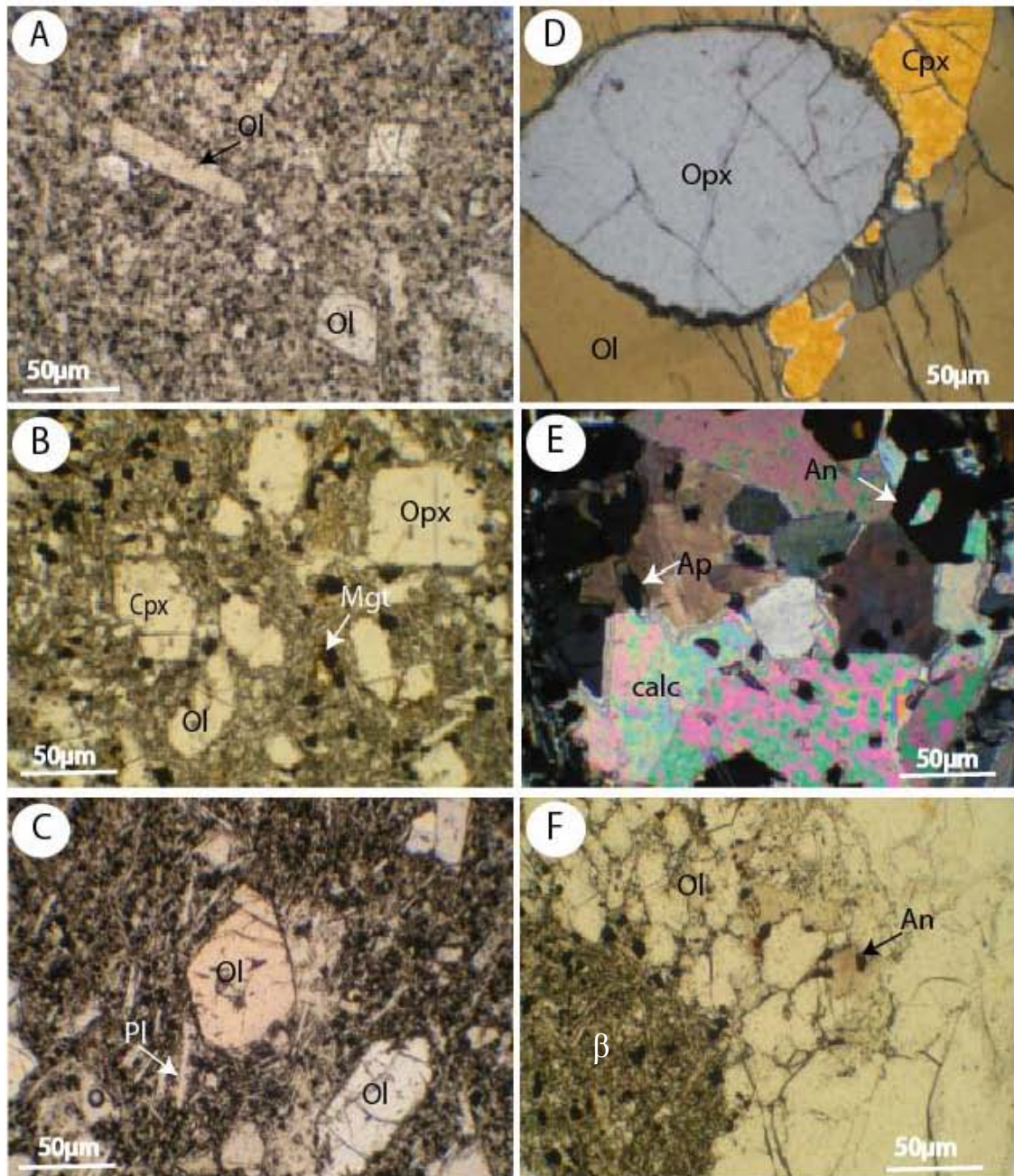


Figure VII-2: Microphotographies des basaltes prises en lumière polarisée et en lumière naturelle, et des enclaves de péridotites du massif de Vohibalaina dans la région de Vatomandry. **A):** Phénocristaux d'olivine (Ol) en baguettes et à section losangique dispersés dans la matrice microlitique du basalte. **B):** Cristaux d'olivine (Ol), pyroxènes (Opx et Cpx) et de magnétite (Mgt) dans le basalte de Vohibalaina. **C):** Phénocristaux d'olivine (Ol), allongés et à section losangique; et micro-cristaux de plagioclases (Pl) en baguettes fines associés à de la magnétite noire qui sont dispersés dans la mésostase basaltique. **D):** Association dans une enclave de péridotite du clinopyroxène (Cpx), de l'orthopyroxène (Opx) et de l'olivine (Ol) dont les contacts présentent des points triples. **E):** Inclusions de calcite (Calc), d'apatite (Ap) et d'anorthoclase (An) dans l'olivine d'une enclave de péridotite. **F):** Enclave de dunite formée essentiellement d'olivine (Ol) et de quelques anorthoclases (An) incluse dans un basalte (β) dont on peut observer la matrice microlitique à proximité du contact avec l'enclave.

De nombreux cristaux de très petites tailles s'observent en inclusions dans l'olivine comme l'apatite, l'anorthoclase et la calcite (**Figure VII-2E**).

Pyroxène (5 -27%)

Il s'agit d'un clinopyroxène, de taille variable (5 -100 µm), à fort relief. Il est automorphe à subautomorphe et présente des sections trapues. La macle en sablier s'observe fréquemment. Les bordures externes des cristaux présentent un début de chloritisation de couleur brun jaune en lumière naturelle.

Les orthopyroxènes sont fréquents; ils sont xénomorphes et ils possèdent une extinction droite. La taille des cristaux est variable entre 10 et 50µm. Ils s'observent soit en phénocristaux, soit ils constituent la masse de microlithes dispersés dans la matrice des basaltes.

Plagioclase (40 -45%)

Il forme de petites baguettes (10- 50µm) allongées qui constituent en très grande partie les microlithes de la mésostase.

Mica noir (rare)

Il s'agit de cristaux subautomorphes de 20 à 25µm de long.

Néphéline (1-2%)

En gros cristaux allongés (10 à 50 µm) et transparents.

Magnétite (3-5%):

Elle est automorphe et elle s'observe très souvent au sein des clinopyroxènes et des olivines qui sont dispersées dans la matrice microlitique du basalte.

VII-3 PETROGRAPHIE DES ENCLAVES INCLUSES DANS LE BASALTE DE VOHIBALAINA

L'échantillon 388 de basalte alcalin contient de petites enclaves très riche en olivine, de couleur verte, dans laquelle prédomine l'olivine. Il s'agit de dunites. La roche présente une structure hétérogranulaire.

Sous le microscope, **la dunite** est constituée par des cristaux d'olivine et de pyroxènes.

Les minéraux accessoires sont représentés essentiellement par l'apatite, la magnétite et la calcite (**Figures V1I-2E**).

- Les pyroxènes (3 -5%):

Il s'agit de l'orthopyroxène et du clinopyroxène.

Le clinopyroxène de couleur teinté jaune à orangé, est formé de cristaux de dimension comprise entre 10 et 50 μm . Les cristaux sont automorphes à subautomorphes parfois arrondis et ils ont un fort relief. Le pyroxène est faiblement pléochroïque. Il se localise soit en cristaux associés à l'olivine soit sous la forme d'exsolutions à l'intérieur des orthopyroxènes. La composition chimique et leur formule chimique sont reportées dans le **Tableau VII-1**.

Ce sont des clinopyroxènes calco- magnésiens de type diopside (Wo: 43,44 - 53,78; En: 37,84 -52,37; Fs: 3,35 - 4,08) avec un rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ compris entre 0,81 et 0,94 ; la teneur en CaO est comprise entre 19,96 et 23,78 % poids et la teneur en aluminium entre 4,5 et 7,4 % poids. Ils sont parfois enrichis en titane avec des teneurs qui peuvent atteindre 4,20 % poids.

Ce sont des pyroxènes de type "Quad" (**Figures VII-3 et VII-4**) mais on peut remarquer que quelques points de composition se localisent dans le domaine intermédiaire entre le diopside et l'augite dans le diagramme triangulaire enstatite (En) - wollastonite (Wo) - ferrosilite (Fs) de *Morimoto (1988)*.

L'orthopyroxène est très rare et il est subautomorphe. Il se développe au contact du clinopyroxène.

Il s'agit d'orthopyroxène, magnésien et ferrique, qui se situe près du pôle de l'enstatite (En: 90,34, Wo: 1,64, Fs: 8,0). Le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ est de 0,91 (**Tableau VII-4**).

roche	π	π	π	π	π
minéral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx
point	72E	74E	63C	65C	67C
Echantillon	388	388	388	388	388
SiO ₂	53,48	45,82	52,87	53,31	56,22
TiO ₂	0,27	4,20	0,30	0,30	0,10
Al ₂ O ₃	4,47	7,44	4,65	4,43	3,90
Cr ₂ O ₃	1,08	0,01	1,14	1,10	0,61
FeO	2,77	5,89	2,88	2,87	5,28
MnO	0,01	0,03	0,15	0,10	0,14
MgO	17,12	12,03	17,15	17,10	33,40
CaO	19,96	23,79	20,17	20,19	0,84
Na ₂ O	0,98	0,40	1,07	0,97	0,12
K ₂ O	0,00	0	0	0	0,04
Total	100,19	99,64	100,42	100,43	100,71
Si	1,924	1,714	1,900	1,918	1,921
Al iv	0,076	0,286	0,100	0,082	0,079
Al vi	0,114	0,042	0,097	0,106	0,078
Ti	0,007	0,118	0,008	0,008	0,003
Cr	0,031	0,000	0,033	0,031	0,017
Fe ³⁺	0,000	0,036	0,028	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,083	0,148	0,059	0,086	0,151
Mn	0,001	0,001	0,005	0,003	0,004
Mg	0,918	0,671	0,919	0,917	1,701
Ca	0,769	0,954	0,777	0,778	0,031
Na	0,069	0,029	0,075	0,068	0,008
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
XMg	0,917	0,819	0,940	0,914	0,919
Wo(Ca)	43,44	53,78	44,27	43,67	1,64
En(Mg)	51,85	37,84	52,37	51,47	90,34
Fs(Fe ²⁺)	4,70	8,36	3,35	4,84	8,01
Q	92,77	96,82	92,16	92,89	99,16
Jd	7,22	2,86	6,86	7,11	0,83
Ae	0,00	0,31	0,97	0,00	0,00

Tableau VII-1: Compositions chimiques et formules structurales des pyroxènes associés aux enclaves de péridotites du basalte de Vohibalaina, dans la région de Vatondry. Opx: orthopyroxène, Cpx: clinopyroxène, π: dunite.

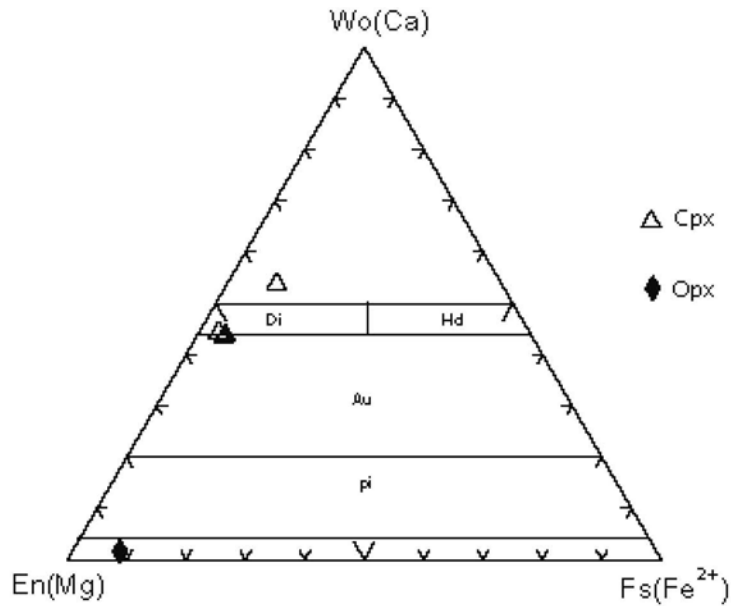


Figure VII-3 : Diagramme triangulaire enstatite (En) - wollastonite (Wo) - féroslite (Fs) de classification des pyroxènes pour les dunites associées aux basaltes alcalins de Vohibalaina, région de Vatomandry, suivant (Morimoto, 1988). Les clinopyroxènes (Cpx) présentent deux compositions chimiques différentes: un clinopyroxène appartenant au groupe intermédiaire diopside (Di) - augite (Au), et un autre plus riche en calcium. Les orthopyroxènes (Opx) sont enrichis en magnésium et ils sont très proches du pôle enstatite (En).

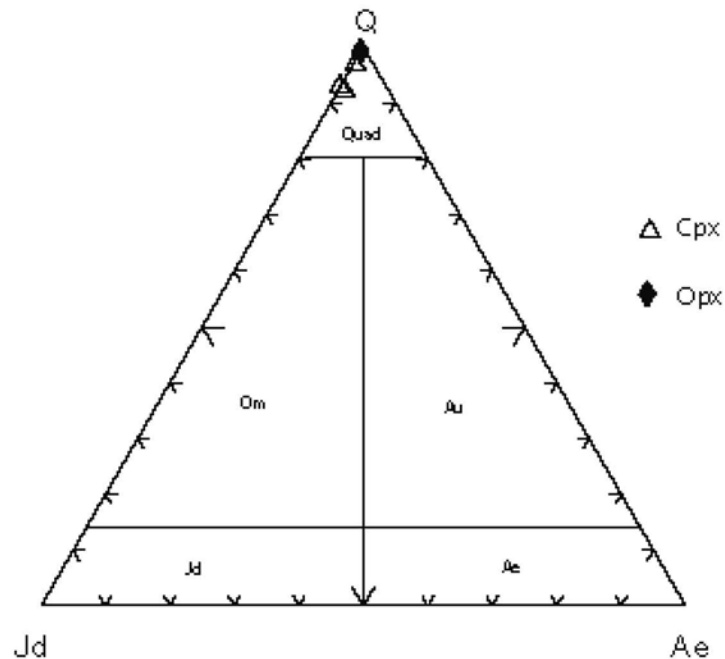


Figure VII-4: Diagramme triangulaire jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine (Ae) suivant la classification des pyroxènes de Morimoto (1988). Tous les clinopyroxènes et les orthopyroxènes des enclaves de dunite appartiennent au domaine Quad.

Le report de leur composition dans le diagramme de Morimoto (1988) montre que les pyroxènes sont de type Quad. Dans la **Figure VII-3**, la composition en moles des orthopyroxènes est très proche du pôle de l'enstatite. Ce type de composition des

orthopyroxènes n'a jamais été observé pour les métagabbros et les pyroxénites incluses dans les basaltes de la région centrale et Nord de Madagascar.

- L'olivine (90 %):

Elle est très abondante, de dimension comprise entre 10 μ m et 1mm, et craquelée. Parfois, dans certains échantillons, elle constitue la totalité de la roche. La proportion molaire en forstérite (Fo) est comprise entre Fo80,4 et Fo91,1 (**Tableau VII-2**).

roche minéral échantillon point	π Ol 388 66C	π Ol 388 68D	π Ol 388 73E	π Ol 388 77E	π Ol 388 57B	π Ol 388 71D	π Ol 388 59B	π Ol 388 73E
SiO ₂	41,67	41,55	41,68	41,67	40,99	41,95	41,48	41,68
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,06	0,03	0,09	0,00	0,00	0,07
FeO	8,44	8,78	8,62	8,01	11,61	8,40	8,72	8,63
MnO	0,09	0,00	0,23	0,12	0,19	0,11	0,26	0,23
MgO	50,09	49,99	49,66	49,92	47,60	49,90	49,93	49,66
CaO	0,10	0,08	0,11	0,04	0,12	0,07	0,09	0,12
NiO	0,32	0,35	0,37	0,28	0,27	0,38	0,41	0,38
Total	100,75	100,90	100,79	100,16	100,91	100,87	100,95	100,79
Si	1,007	1,004	1,008	1,010	1,004	1,012	1,003	1,008
Al	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,171	0,177	0,175	0,163	0,238	0,169	0,176	0,175
Mn	0,002	0,000	0,005	0,003	0,004	0,002	0,005	0,005
Mg	1,804	1,801	1,791	1,804	1,738	1,794	1,800	1,791
Ca	0,003	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003
Ni	0,006	0,007	0,007	0,005	0,005	0,007	0,008	0,007
XMg	0,85	0,85	0,852	0,86	0,80	0,91	0,85	0,91
Fa(Fe ²⁺)	14,43	14,93	14,80	13,83	19,61	8,63	14,86	8,88
Fo(Mg)	85,56	85,06	85,19	86,16	80,38	91,36	85,13	91,11

Tableau VII-2: Compositions chimiques et formules structurales des olivines analysées dans les enclaves de dunite associée aux basaltes alcalins de Vohibalaina, région de Vatomandry.

La composition molaire en forstérite (Fo) des olivines est assez similaire à celle calculée pour les olivines associées aux enclaves de dunite incluses dans les basaltes alcalins de la région de Soamiakatra (région centrale de Madagascar). Le rapport Mg/(Mg+Fe) est comprise entre 0,8 et 0,91 (**Tableau VII-2**).

-La calcite (0-1 %) :

Elle est xénomorphe, elle envahit les cristaux d'olivines. Sa composition chimique est donnée dans le **Tableau VII- 3**.

roche minéral échant point	π calc 388 80F	π calc 388 82F	π calc 388 88F	π Ap 388 83F	π Ap 388 84F	π Ap 388 86F
SiO ₂	0,000	0,000	0,000	1,888	2,044	1,623
TiO ₂	0,000	0,000	0,002	0,066	0,000	0,026
Al ₂ O ₃	0,000	0,009	0,019	0,000	0,015	0,031
Cr ₂ O ₃	0,091	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,000	0,000	0,000	0,27	0,373	0,019
MnO	0,097	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,1	0,103	0,081
CaO	55,86	49,69	59,85	53,582	52,264	51,82
Na ₂ O	0,000	0,041	0,000	0,162	0,250	0,076
K ₂ O	0,000	0,000	0,009	0,059	0,103	0,112
V ₂ O ₅	0,000	0,086	0,015	0,006	0,040	0,034
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	5,297	5,081	4,845
Cl	0,000	0,004	0,000	0,204	0,152	0,068
Total	56,04	49,83	59,89	61,62	60,42	58,73

Tableau VII-3 : Composition chimique des calcites et des apatites trouvées en inclusions dans les cristaux d'olivines des basaltes alcalins du massif de Vohibalaina, dans la région de Vatomandry. Calc: calcite, ap: apatite. Le phosphore n'a pas été dosé dans ces analyses des fluor-apatite, il le sera par la suite.

-L'apatite (0-1 %) :

Elle présente des cristaux prismatiques de forme hexagonale inclus soit dans le feldspath, soit dans la calcite, et également dans l'olivine. La composition est reportée dans le Tableau VI-4. La teneur en CaO varie entre 49,7 et 56,5 % poids, la teneur en fer peut atteindre une valeur voisine de 0,37 % poids. La teneur en fluor est élevée et peut atteindre jusqu'à 5,3 % poids. Elle contient un peu de chlore ($0,06 < Cl < 0,20$ % poids) (**Tableau VII-3**). Il s'agit de fluoro-apatite.

-Le feldspath (0 -1%) :

Il est subautomorphe, est de composition sodi-potassique ($An_{0,52} - Ab_{65,83} - Or_{31,18}$). Le diagramme triangulaire anorthite (An) - albite (Ab) - orthose (Or) de la

classification des feldspaths, montre qu'il s'agit d'une anorthoclase (**Figure VII-7**). Ces anorthoclases peuvent contenir des inclusions de calcite.

local minéral echant point	OI Felds 388 78F	OI Felds 388 79F	OI Felds 388 85F	OI Felds 388 87F	π Felds 388 62B
SiO ₂	41,869	42,355	42,656	42,366	42,294
TiO ₂	0,116	0,032	0,094	0,091	0,115
Al ₂ O ₃	33,068	33,218	33,415	33,375	33,397
FeO	0,598	0,684	0,650	0,719	0,657
MnO	0,033	0,000	0,000	0,010	0,058
MgO	0,138	0,177	0,162	0,153	0,158
CaO	0,203	0,216	0,225	0,195	0,025
Na ₂ O	13,632	13,833	13,490	13,430	14,390
K ₂ O	9,915	9,922	9,685	10,430	8,980
Total	89,66	90,52	90,69	90,34	91,090
Si	2,053	2,059	2,067	2,055	2,055
Ti	0,004	0,001	0,003	0,003	0,004
Al	1,911	1,903	1,909	1,908	1,913
Fe ³⁺	0,025	0,028	0,026	0,029	0,027
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,010	0,013	0,012	0,011	0,011
Ca	0,011	0,011	0,012	0,010	0,001
Na	1,296	1,304	1,268	1,263	1,356
K	0,620	0,615	0,599	0,646	0,557
Ab	67,25	67,54	67,49	65,83	70,84
An	0,55	0,58	0,62	0,52	0,06
Or	32,18	31,87	31,88	33,64	29,08

Tableau VII-3: Composition chimique et formule structurale des feldspaths observés en inclusion dans les olivines des enclaves de dunite associées aux basaltes alcalins de la colline de Vohibalaina, région de Vatomandry.

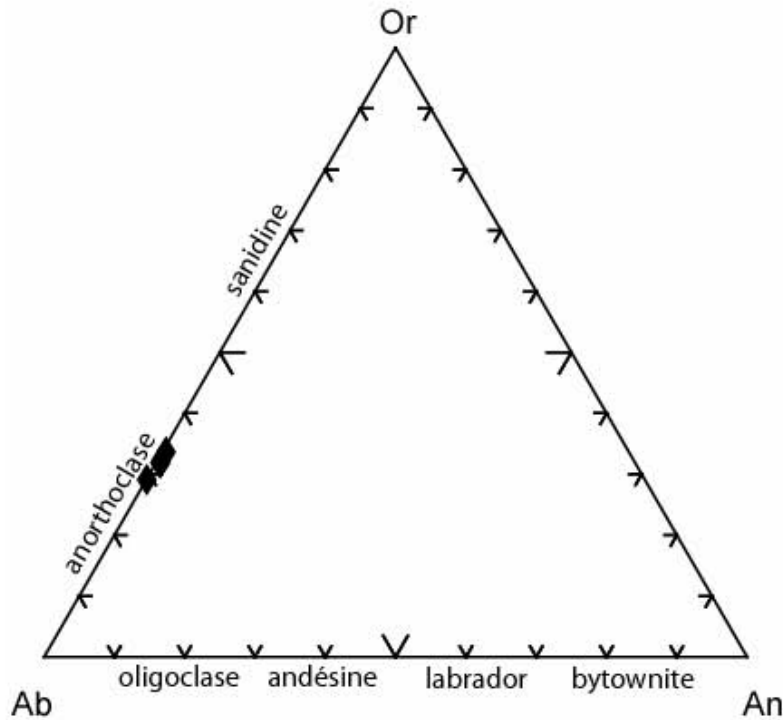


Figure VII-7: Diagramme albite (Ab) - anorthite (An) - orthose (Or) de classification des feldspaths des enclaves de dunités associées aux basaltes alcalins de la colline de Vohibalaina. Ces feldspaths sont des anorthoclases.

- Minéraux opaques (1-2 %) :

Il s'agit de la magnétite et de l'ilménite qui sont concentrées dans les joints au contact des cristaux d'olivine.

VII- 4 GEOCHIMIE DES BASALTES DE SAHANONOKA

VII-4 -1 Les éléments majeurs

Les basaltes de Vatomandry (échantillon 386) sont ferrifères, moins calciques et moins magnésien que les basaltes des autres régions notamment ceux du Centre et du Nord de Madagascar. Les rapport XMg est voisin de 0,90 (**Tableau VII-4**). La composition en silice est voisine de 48,1% poids et la teneur en titane est élevée ($\text{TiO}_2 = 3,4\%$ poids). La somme de la composition en Na_2O et K_2O est voisine de 2,79% poids. Il s'agit bien d'un basalte alcalin dans le diagramme de classification des roches volcaniques SiO_2 en fonction $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (*Le Maitre, 1989*; **Figure VII-8**).

Echantillon	386
SiO ₂	48,10
Al ₂ O ₃	12,77
TiO ₂	3,40
FeO	11,17
Fe ₂ O ₃	5,58
MnO	0,22
MgO	5,73
CaO	9,67
Na ₂ O	2,35
K ₂ O	0,49
P ₂ O ₅	0,37
PF	1,11
Total	100,96
CIPW	
Q	4,390
or	2,890
ab	19,890
an	22,900
lc	0,000
ne	0,000
ac	0,000
ms	0,000
C	0,000
di (wo)	9,480
di (en)	5,220
di (fs)	3,910
wo	0,000
hy (en)	9,080
hy (fs)	6,800
ol (fo)	0,000
ol (fa)	0,000
mt	8,110
hm	0,000
il	6,480
ap	0,850
cc	0,000
FeO/MgO	0,40
MgO _{total}	0,83
#mg	0,90

Tableau VII-4: Analyses géochimiques en éléments majeurs des basaltes de Vatomandry. La norme CIPW est reportée. Q= Quartz, or : Orthose, ab : albite, an : anorthite, ne : néphéline, ms : muscovite, di : diopside, wo : wollastonite, en : enstatite, fs:ferrosalite, ol: olivine, fa: fayalite; fo: forstérite, mt:magnétite, hm: hématite, il: ilménite, ap: apatite,cc: calcite, lc: leucite, ac : acmite.

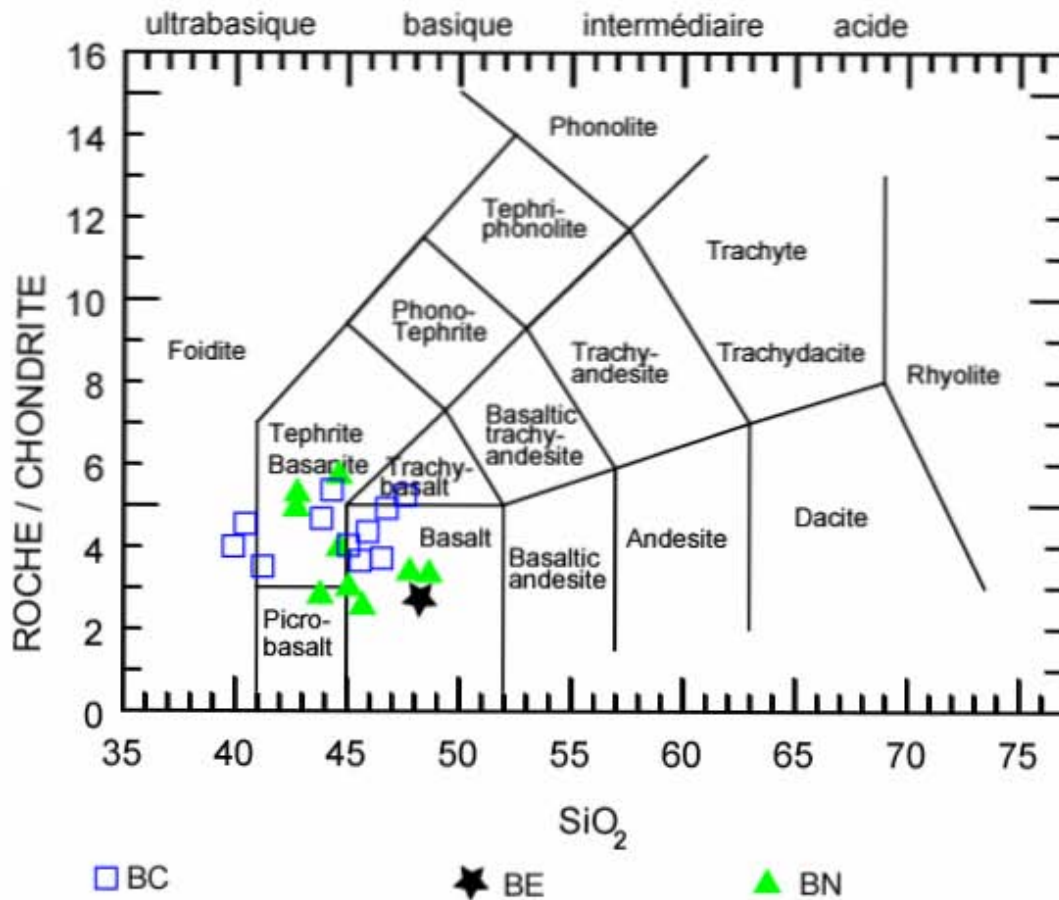


Figure VII- 8 : La composition chimique des basaltes du massif de Vohibalaina, dans la commune d'Amboditavolo (district de Vatomandry), est reportée dans le diagramme SiO_2 (% poids) en fonction de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (% poids), de *Le Maître (1989)*. La composition des basaltes de Vatomandry (BE) se localisent dans le domaine des basaltes tout comme certains basaltes provenant des régions d'Antsirabe (BC) et d'Antsiranana (BN).

VII-4 -2 Les terres rares

Le spectre de terres rares du basalte de Vohibalaina (**Figure VII-9**) présente une allure assez comparable à celui obtenu pour les basaltes du centre et du Nord de Madagascar. Le spectre est caractérisé par un fractionnement régulier depuis les terres rares légères jusqu'au terres rares lourdes. Il présente une très faible anomalie négative en europium. Le spectre de terres rares du basalte de Vohibalaina est très différent de celui représentatif des basaltes de type MORB.

Echantillon	386
Terres rares	
La	15,80
Ce	40,80
Pr	5,98
Nd	28,90
Sm	7,85
Eu	2,53
Gd	8,65
Tb	1,34
Dy	7,99
Ho	1,48
Er	4,04
Tm	0,55
Yb	3,45
Lu	0,52
Total	129,88
La/Yb	4,58

Tableau VII- 5: Contenu en terres rares (en ppm) du basalte de Vohibalaina (Vatondry, Région est de Madagascar).

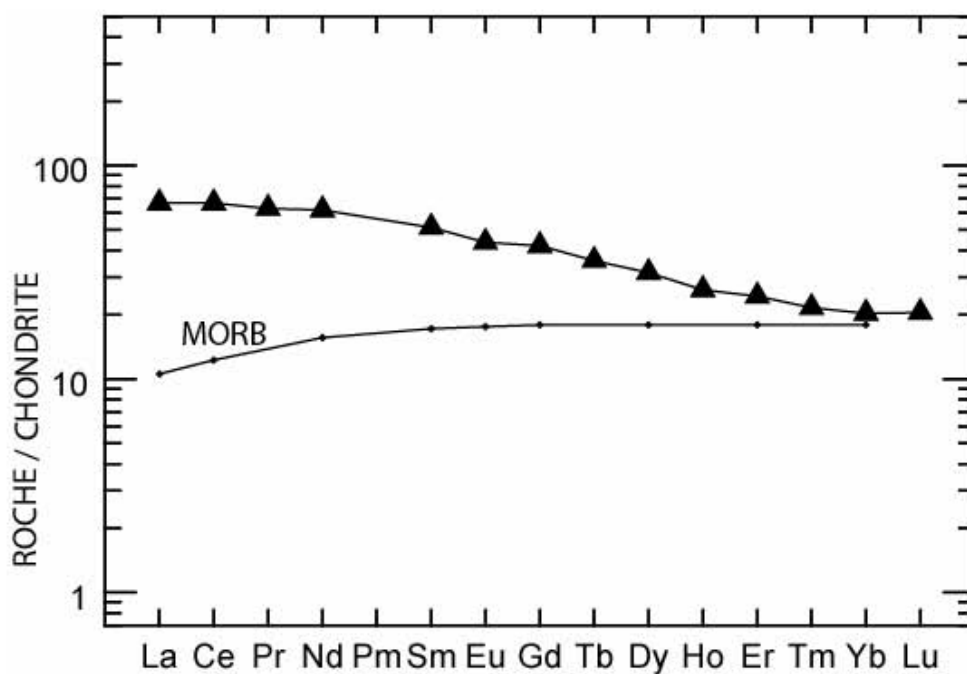


Figure VII-8 Profil de distribution en terres rares du basalte de Vohibalaina. Le spectre a été normalisé par rapport aux chondrites suivant *Evensen et al. (1978)* et le spectre typique d'un basalte de type MORB a été reporté suivant *Winter (2001)*.

CHAPITRE VIII
BASALTES ET ENCLAVES DE LA REGION
D'ANTSIRANANA (Région Nord de Madagascar)

VIII-1 INTRODUCTION

Les manifestations intrusives et volcaniques post-Cénomaniennes qui ont affecté le bassin sédimentaire de Diego Suarez, correspondent à des épisodes d'émissions volcaniques au Turonien inférieur, au Paléocène, au Miocène supérieur et au Pléistocène (*Besairie, 1972*). Les formations volcaniques occupent une surface d'environ 3500 kilomètres carrés. Elles sont composées de laves qui évoluent depuis des séries acides jusqu'aux séries basiques formant parfois des stratovolcans qui recoupent les terrains sédimentaires encaissants. Les épanchements volcaniques sont caractérisés essentiellement par des basaltes, basaltes basanitoïdes, trachytes et phonolites. Les activités volcaniques ont ainsi débuté à la fin du Turonien et se sont poursuivies jusqu'au Quaternaire.

Le paroxysme du volcanisme de la Montagne d'Ambre (**Figure IV-8, Chapitre IV**) s'est déroulé entre 8 et 7 Ma, entre le Miocène et le Pliocène (*Karche 1973*). La Montagne d'Ambre constitue un énorme stratovolcan qui recoupe les formations karstiques et gréseuses du Jurassique (*J. Saint Ours, 1958*). Ce sont des juxtapositions de cônes volcaniques plus ou moins irréguliers dont l'altitude peut atteindre 1750 mètres. Ces cônes se caractérisent par de nombreux cratères égueulés de type strombolien. Des cônes pyroclastiques s'édifient dans le centre et dans la partie est de la Montagne d'Ambre selon des alignements N-S et NNE-SSW. Quelques édifices pyroclastiques affleurent à Maniereja et à Ambatobe; ils se dressent au dessus des planèzes qui sont datés du Pliocène notamment entre 2,3 et 0,7 Ma (*Karche, 1973*). Actuellement, certains cratères sont occupés par des lacs, en particulier les lacs d'Anivorano, le Lac Mahery, le Grand lac et le Lac Antagnavo appelé également le «Lac sacré».

Les coulées volcaniques sont formées par une succession soit de coulées pyroclastiques (cas de la cascade d'Ambotaka, du Lac Mahery à côté de Joffreville), soit par des écoulements formant des "orgues volcaniques" identiques à celles que l'on peut observer pour les basaltes du centre et de l'est de Madagascar, et notamment visibles sur la route qui mène d'Antsiranana à Anivorano (**Figure VIII-1**).

Certaines de ces coulées basaltiques renferment des enclaves (3 à 4 cm de diamètre) de pyroxénite (comme sur la bordure du Lac Mahery, ou sur la route qui mène à Anivorano), de péridotite (Lac Mahasarika, Lac Maudit, sur la route qui mène à Anivorano), de dunite (sur la bordure du Lac Mahery), de basalte et des cavités de dissolution remplies d'argile (au Lac Mahasarika, sur la route qui mène vers Namakia). Elles peuvent être accompagnées de brèches doléritiques à texture intersertale et des basaltes (Lac Mahasarika).

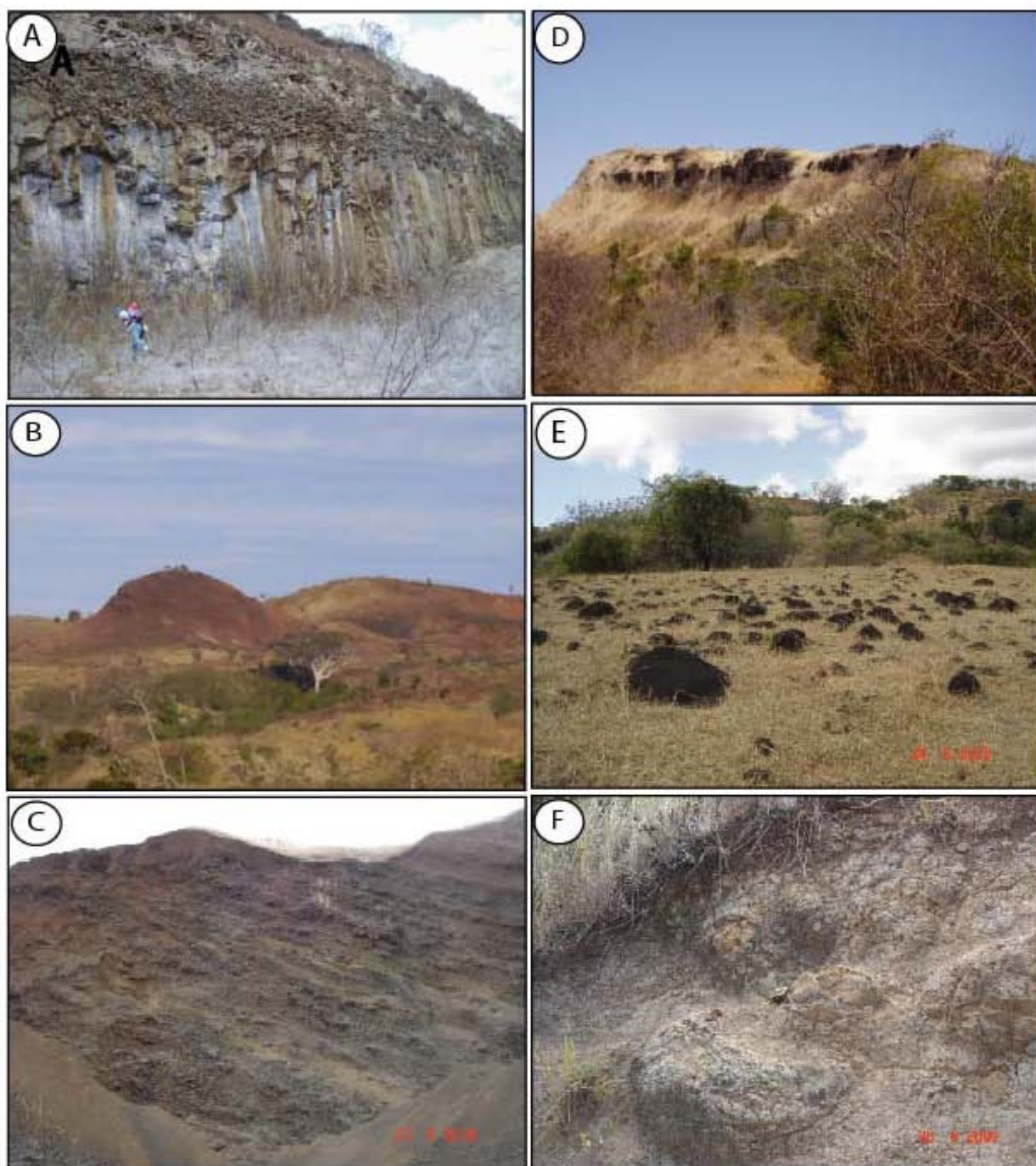


Figure VIII-1: Aspects des coulées volcaniques de la région d'Antsiranana. **A)**: Basaltes à olivine qui présentent un débit en prismes près du village d'Anivorano. **B)**: Edifice volcanique en forme de dôme d'une coulée d'ignimbrite du Joffre -ville. **C)**: Carrière d'exploitation de granulats ouverte dans une coulée volcanique riche en éléments de pierres ponce à Anivorano. **D)**: Coulée pyroclastique, du Lac Mahery qui renferme de nombreuses enclaves de péridotites. **E)**: Basaltes s'altérant en boules à Andranomavo. **F)**: Altération en boules des basaltes alcalins du Lac Mahery.

Par ailleurs, dans les coulées pyroclastiques du maar du Lac Mahery (**Figure VIII-1**), on trouve des fragments de lherzolite, périclote, spinelle et zircon. *Lacroix (1922a)* a signalé la présence de corindon bleu dans ces coulées pyroclastiques.

Les enclaves de périclote présentent parfois des auréoles de réaction à pyroxène au contact avec la basalte. A Ampombiatambo, les enclaves de périclote qui atteignent jusqu'à 6 cm de diamètre, sont abondantes dans le massif basaltique.

Des coulées anciennes s'observent à l'Est de la Montagne d'Ambre, le long de la Saharenana et de l'Andranotsisiamalona. Elles sont très altérées et séparées des coulées Plio-Quaternaires par des conglomérats à galets de trachyphonolites et des sables (*Karche, 1973*).

Les phonolites et trachytes ne sont pas fréquents dans la Montagne d'Ambre et ils s'observent au Sud-ouest de celle-ci. Les phonolites forment les collines d'Analafina et d'Antsanavo, et des projections de coulées trachytiques affleurent dans les dômes d'Ambatomitatao et d'Ambibaka (*Karche, 1973*). Sur la route qui mène à l'aéroport d'Antsiranana, au bord de la mer, les phonolites affleurent sur plusieurs mètres de longueur. Elles peuvent contenir de petites enclaves d'argillites blanchâtres qui sont le résultat de l'altération des feldspaths contenus antérieurement dans l'enclave.

Les enclaves de périclotes et de pyroxénites sont très rares dans les phonolites. Dans la région située à l'Est de la ville d'Antsiranana, des dykes de basaltes bulleux à phénocristaux de pyroxène et d'olivine intrudent des schistes noirs. La zone de contact dyke basaltiques-schistes noirs est matérialisée par le développement d'un métamorphisme de contact et l'apparition de cordiérite. Enfin, une microsyénite bostonitique forme le Marovato d'Ambavalabe au Nord-Est de l'Ankazomalemy (*Karche, 1973*).

Le volcanisme ignimbritique datée à 14,05 Ma, au Miocène supérieur (*Karche, 1973*) qui est généralement caractéristique des régions orogéniques, fait suite généralement à un rehaussement rapide de l'ensemble géologique avec une amplitude qui n'excède pas 200 m. On peut concevoir que ce soulèvement et l'émission volcanique qui lui fait suite ont pour origine un phénomène profond, tel une intumescence de la lithosphère qui provoque un réchauffement de la base de la croûte sialique vraisemblablement peu épaisse sur la bordure du microcraton malgache. Ces émissions constituent dans l'Ouest de la Montagne d'Ambre un vaste bouclier-nappe formé de perlites, d'ignimbrites-laves (**Figure VIII-1**), de tufs soudés et non soudés, de brèches ponceuses, de composition homogène, rhyolitique (*Karche, 1973*).

Les ignimbrites sont reliés à des cônes volcaniques récents qui sont visibles dans le paysage notamment près de Joffreville et à quelques kilomètres du village d'Anivorano

(Figure VIII-1). Les laves présentent des fragments de pierres ponce (3 à 8 cm de diamètre) et des basaltes poreux qui contiennent de petites enclaves de péridotites.

Les manifestations volcaniques qui affectent la région d'Antsiranana sont résumées comme ceci:

1) La mise en place de multiples dykes, des brèches et des coulées basanitiques (à 7,9 Ma) et quelquefois basaltiques dans le Nord de la Montagne d'Ambre. Certains dykes basanitiques, sont éloignés des grands centres volcaniques, et ils recoupent la série sédimentaire du Crétacé-Eocène; par ailleurs, de petits volcans pyroclastiques s'édifient sur les flancs des plateaux érodés et ils recouvrent des éboulis de calcaires lutétiens.

2) L'épanchement des coulées volcaniques à l'Ouest du faite actuel de la Montagne d'Ambre, des volcans de laves et des strato-volcans s'édifient. Ils comportent des basanites et basaltes alcalins à enclaves basaltiques du manteau supérieur, des quantités restreintes d'hawaïtes et de mugéarites, et quelques niveaux discontinus de tufs trachytiques. Des dômes, aiguilles et parfois coulées de trachytes néphélinifères et quartzifères (à 7,4 Ma), et des phonolites subalcalines sont liées à cette série. C'est la phase occidentale du volcanisme de la Montagne d'Ambre.

L'étude de l'association différenciée Mio-Pliocène met en évidence l'existence de deux lignées alcalines (*Karche, 1973*) :

- l'une, modérément potassique, avec basanites et ankaramites, tinguaites et analcimites;
- l'autre sodique, avec basaltes alcalins, hawaïtes, mugéarites, trachytes et phonolites.

Les terrains sédimentaires sont caractérisés par des couches de direction différentes: les roches sédimentaires datées du Crétacé supérieur avec une direction E-W et ceux du Jurassique supérieur s'étalent sur une 25 km de longueur au Nord de l'Ankarana avec une épaisseur comprise entre 800 et 900m et une pendage de 10°. Il s'agit d'un plateau calcaire qui est recoupé par de nombreuses failles obliques, de direction N35 qui est au contact des coulées du SW de la Montagne d'ambre (*Karche, 1973*).

VIII-2 DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES ROCHES BASALTiques ET DE LEURS ENCLAVES

VIII-2.1 *Les basaltes*

Trois échantillons représentatifs des basaltes de la région ont été étudiés, à savoir un basalte compact aux environs d'Anivorano (échantillons 312), un basalte vacuolaire de la Montagne d'Ambre, au Lac Maudit (échantillon 302) et un basalte vacuolaire près de la Joffreville (échantillon 308). Ce sont des basaltes alcalins, de couleur grisâtre à noirâtre, à structure compacte ou vacuolaire. La texture de la roche est microlitique et porphyrique. Elle se caractérise par une variation de l'abondance des phénocristaux d'olivine, de pyroxène, de feldspath potassique (sanidine, orthoclase) et de plagioclase (labrador) qui sont dispersés dans une pâte microlitique formée de microcristaux et de verre. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la néphéline, la magnétite et la zéolite.

Les basaltes vacuolaires contiennent très peu des phénocristaux comparés aux basaltes à structure compacte.

L'étude microscopique de ces échantillons de basalte nous a permis d'établir la paragenèse suivante:

Les olivines (5-15%):

Ce minéral se présente sous la forme de phénocristaux et de microphénocristaux dispersés dans la matrice microlitique.

Les phénocristaux d'olivine présentent soit des formes allongées, soit des habitus subhexagonaux, parfois pyramidaux. Certaines olivines sont arrondies et parfois corrodées. La dimension des cristaux est comprise entre 50 µm et 2 mm (**Figure VIII-2**). Elle présente un relief fort, des clivages imparfaits et de nombreuses craquelures. Elle est légèrement teintée en jaune. L'olivine contient des inclusions minérales, en particulier la calcite et l'apatite. Certains cristaux sont légèrement altérés sur leur bord et dans les fractures en iddingsite, de couleur brun rouge.

La composition en forstérite (Fo) des phénocristaux d'olivines varie entre Fo_{79,3} et Fo_{85,5}. Le rapport Mg/(Mg+Fe) est compris entre 0,79 et 0,85. Les compositions chimiques et les formules structurales des phénocristaux d'olivine sont reportées le **Tableau VIII-1**.

Certaines olivines présentent un léger zonage avec un cœur magnésien à forstérite Fo_{83-85} , et une périphérie plus ferrifère à forstérite Fo_{74-79} .

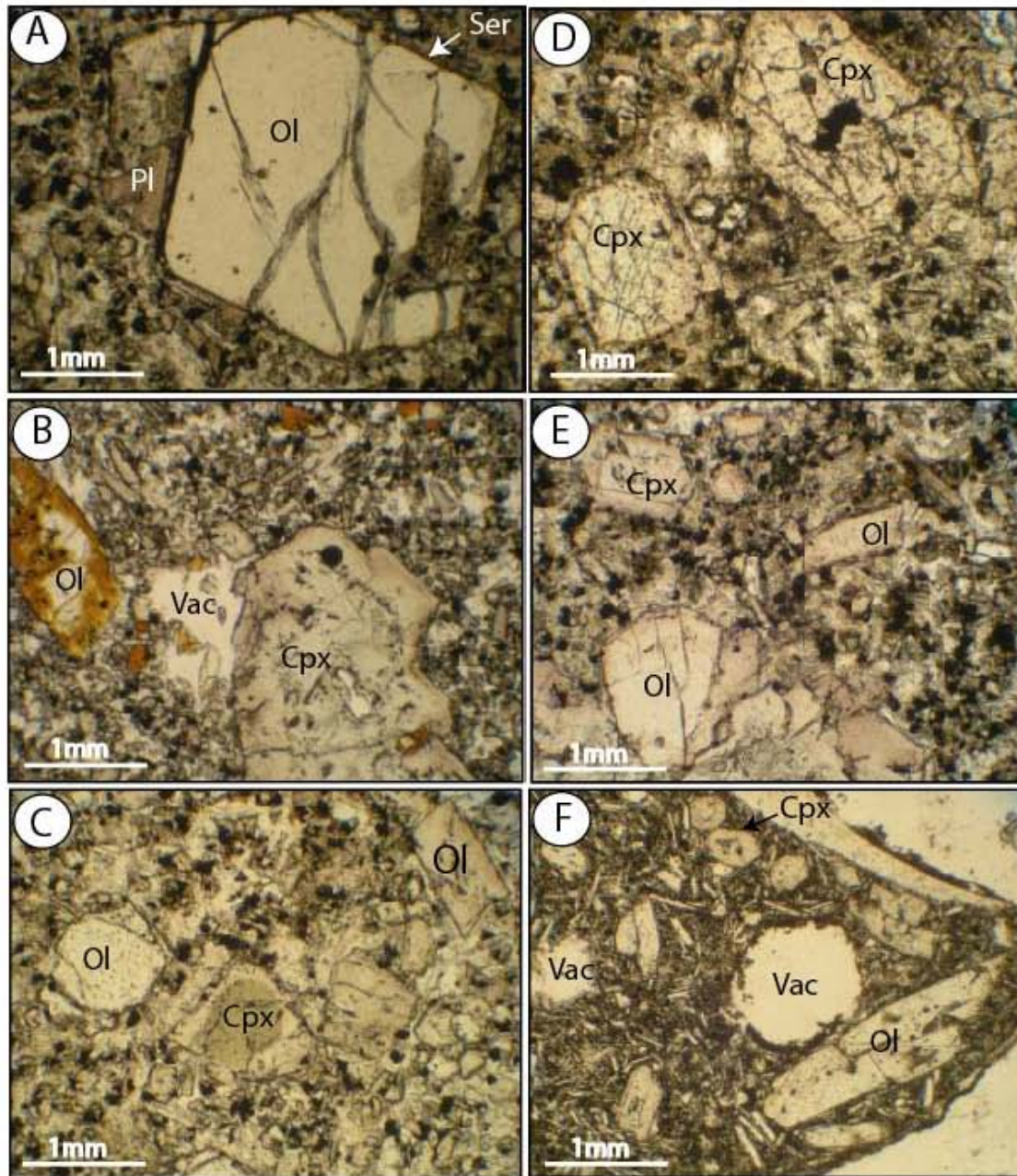


Figure VIII-2: Microphotographies en lame mince des basaltes de la région d'Antsiranana. **A):** Phénocristaux d'olivine (Ol) à section pseudo-hexagonale et de plagioclase (labrador, Pl) dispersés dans la matrice microlitique du basalte. L'olivine est altérée en serpentine (Ser) sur sa bordure, échantillon 312. **B):** Phénocristal de clinopyroxène (Cpx) zoné, échantillon 308. **C):** Association de phénocristaux d'olivines (Ol) souvent arrondis et de clinopyroxènes (Cpx) losangiques ou allongés (augite) dans la matrice basaltique enrichie en magnétite. Certains clinopyroxènes (Cpx) montrent une zonation avec une bordure transparente et un cœur plus gris, échantillon 312. **D):** Phénocristaux de clinopyroxènes (Cpx) corrodés et à section orthogonale dispersés dans la matrice basaltique, échantillon 312. **E):** Phénocristaux d'olivine (Ol) et de clinopyroxène (Cpx) dispersés dans la matrice microlitique du basalte. **F):** Phénocristaux d'olivine (Ol) présentant une section allongée et d'augite (Cpx) à section orthogonale contenus dans la matrice microlitique riche en plagioclase, échantillon 302. vac : vacuole.

La composition chimique des phénocristaux d'olivine des basaltes vacuolaires diffère au point de vue de la teneur en CaO et Fo par rapport aux olivines des basaltes compacts. La composition en CaO ou MnO par rapport au pourcentage en forstérite de l'olivine montre une corrélation négative (**Figure VIII-3**). Ceci indique que la teneur en CaO dans l'olivine est reliée à la variation de la composition en CaO et FeO du liquide magmatique (*Jurewicz et al., 1988*).

Minéral	OI	OI	OI	OI	OI	OI
Echantillon	312	312	312	308	308	308
Point	80B	97C	94C	40A	45C	47D
SiO ₂	38,95	39,09	39,58	40,24	38,77	39,88
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,02	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
FeO	19,23	14,73	13,82	15,22	22,99	19,24
MnO	0,21	0,08	0,23	0,21	0,48	0,32
MgO	41,29	45,14	45,81	44,11	37,41	40,92
CaO	0,19	0,04	0,26	0,32	0,17	0,32
NiO	0,07	0,31	0,26	0,08	0,10	0,07
Total	100,02	99,39	100,00	100,24	100,03	100,79
Si	0,998	0,989	0,991	1,008	1,011	1,012
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,412	0,312	0,289	0,319	0,501	0,408
Mn	0,005	0,002	0,005	0,004	0,011	0,007
Mg	1,577	1,702	1,710	1,648	1,455	1,548
Ca	0,005	0,001	0,007	0,008	0,005	0,009
Ni	0,001	0,006	0,005	0,002	0,002	0,001
XMg	0,79	0,85	0,86	0,84	0,74	0,79
Fa(Fe ²⁺)	20,71	15,47	14,47	16,21	25,63	20,86
Fo(Mg)	79,28	84,52	85,53	83,78	74,36	79,13

Tableau VIII-1 Composition chimique (en % poids d'oxydes) et formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes des olivines associées aux basaltes alcalins d'Antsiranana. Basaltes compacts (échantillon 308), basaltes vacuolaires (échantillon 312).

Feldspaths (20- 50 %):

Deux types de feldspaths ont été identifiés :

Les plagioclases qui se présente sous la forme de phénocristaux dispersés dans la matrice microlitique (**Figure VIII-2**). Les cristaux sont limpides avec un habitus en baguettes subautomorphes à automorphes. Certains plagioclases possèdent un zonage peu développé et

d'autres sont altérés. Ces plagioclases sont plus abondants dans les basaltes vacuolaires. Il s'agit du plagioclase, type labrador ($\text{Or}_{1,92} \text{Ab}_{32,58} \text{An}_{65,49}$).

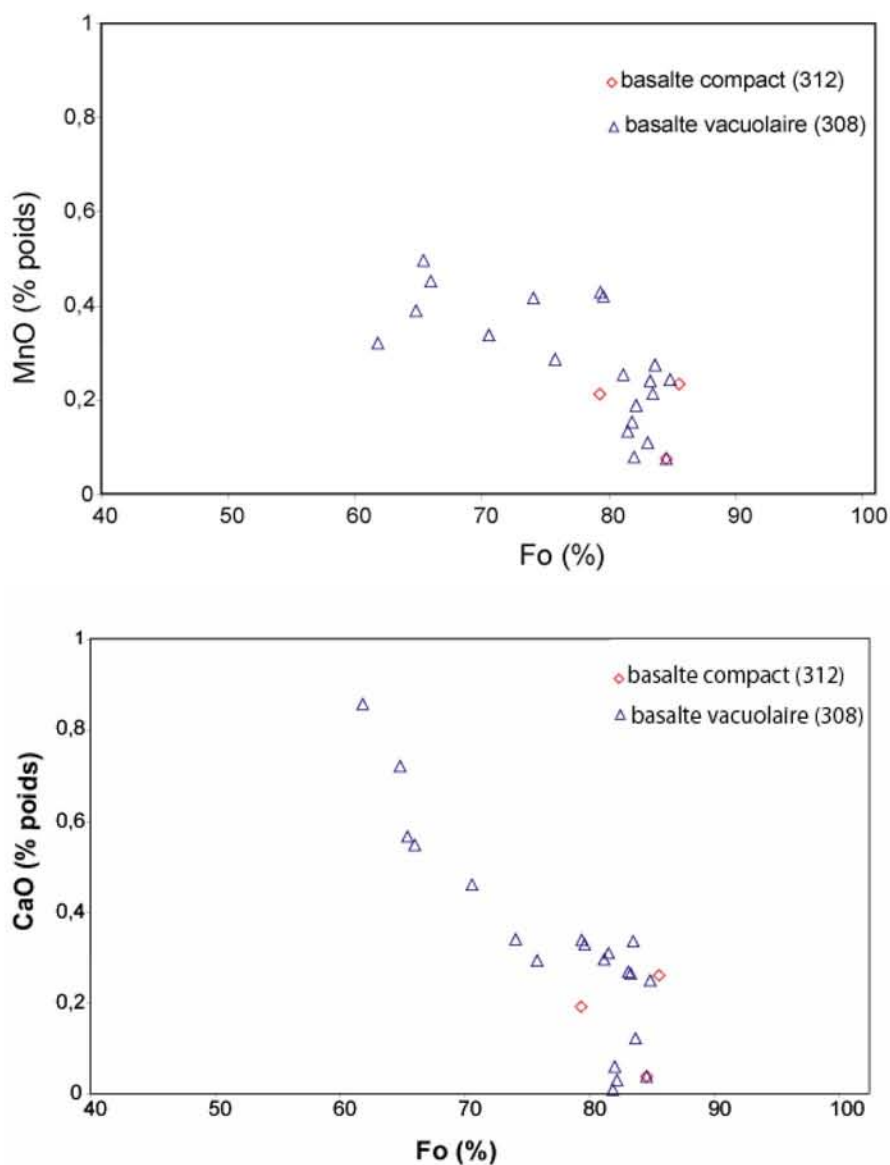


Figure VIII-3: Diagrammes de corrélation Fo (en %) de l'olivine en fonction représentative du MnO (% poids) et du CaO (% poids) les basaltes vacuolaires (échantillon 308) et basaltes compacts (échantillon 312) de la région d'Antsiranana.

Le feldspath potassique est de l'anorthoclase ($\text{Or}_{57,43} \text{Ab}_{41,89} \text{An}_{0,68}$). La composition chimique et la formule structurale de ces deux types de feldspaths sont reportés dans le **Tableau VIII-2**.

Echantillon	302	312
minéral	Pl	Fk
Poiint	90B	79A
SiO ₂	51,82	65,53
TiO ₂	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	30,56	23,23
Fe ₂ O ₃	0,98	0,87
FeO	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00
MgO	0,11	0,20
CaO	13,55	0,13
Na ₂ O	3,72	6,50
K ₂ O	0,33	7,21
Total	101,17	103,73
Si	2,336	2,841
Ti	0,002	0,000
Al	1,624	1,187
Fe ³⁺	0,033	0,028
Mn	0,000	0,000
Mg	0,007	0,013
Ca	0,654	0,006
Sr	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000
Na	0,325	0,546
K	0,019	0,398
Ab	32,58	57,43
An	65,49	0,67
Or	1,92	41,89

Tableau VIII-2: Compositions chimiques (% poids) et formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes des phénocristaux de feldspaths plagioclase (Pl) et potassique (Fk) (région d'Antsiranana).

Pyroxènes (10- 25 %)

Ce sont essentiellement des clinopyroxènes qui se rencontrent fréquemment dans tous les basaltes de la région d'Antsiranana. Ils se présentent soit sous la forme de phénocristaux, soit en microphénocristaux dans la matrice microlitique des basaltes. Les cristaux sont prismatiques, et parfois subhexagonaux, arrondis et corrodés. La dimension des cristaux est comprise entre 20 µm et 2 mm. Les cristaux de pyroxènes peuvent être soit isolés soit se regrouper en rosettes ou en agrégats radiés. Ils sont parfois très altérés en serpentine (**Figure VIII-2**). Parfois, les deux clivages orthogonaux sont visibles faisant un angle de 85° ainsi que des macles à extinction oblique.

Ils présentent fréquemment un zonage marqué par une bordure limpide et un cœur grisâtre (**Figure VIII-2**).

Position	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	bord
Minéral	Cpx	Cpx	μCpx	Cpx	Cpx	μCpx	Cpx	Cpx
Echantillon	308	308	308	308	308	308	312	312
Point	30A	31A	33A	39A	43C	48D	91C	96C
SiO ₂	43,22	44,61	49,74	45,17	47,24	41,89	50,85	41,24
TiO ₂	3,92	2,29	1,10	3,15	1,61	4,48	0,36	4,63
Al ₂ O ₃	10,30	9,28	6,65	8,64	8,21	11,75	4,08	10,43
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,13	0,10	0,38
FeO	7,41	10,65	6,23	7,68	9,76	7,61	10,66	7,74
MnO	0,14	0,30	0,00	0,13	0,58	0,14	0,24	0,06
MgO	11,09	9,64	13,17	11,92	10,07	10,50	12,92	10,67
CaO	22,99	21,63	22,33	22,73	21,33	23,09	18,15	23,31
Na ₂ O	0,46	0,86	0,66	0,42	1,17	0,39	1,24	0,48
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
Total	99,58	99,29	100,00	99,88	100,08	100,01	98,64	99,00
Si	1,620	1,689	1,833	1,685	1,765	1,568	1,914	1,561
Al iv	0,380	0,311	0,167	0,315	0,235	0,432	0,086	0,439
Al vi	0,075	0,103	0,122	0,065	0,127	0,086	0,095	0,026
Ti	0,111	0,065	0,031	0,089	0,045	0,126	0,010	0,132
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,004	0,003	0,012
Fe ³⁺	0,117	0,141	0,030	0,103	0,104	0,118	0,058	0,174
Fe ²⁺	0,115	0,196	0,162	0,137	0,201	0,121	0,278	0,071
Mn	0,005	0,010	0,000	0,004	0,018	0,005	0,008	0,002
Mg	0,620	0,544	0,724	0,663	0,561	0,586	0,725	0,602
Ca	0,923	0,877	0,882	0,909	0,854	0,926	0,732	0,945
Na	0,034	0,063	0,047	0,031	0,085	0,029	0,091	0,036
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001
XMg	0,84	0,73	0,82	0,83	0,74	0,83	0,72	0,89
Wo(Ca)	55,66	54,23	49,87	53,18	52,83	56,72	42,18	58,42
En(Mg)	37,39	33,62	40,94	38,79	34,71	35,88	41,78	37,20
Fs(Fe ²⁺)	6,94	12,13	9,18	8,01	12,44	7,38	16,02	4,37
Q	96,08	92,74	94,91	96,55	90,44	96,62	90,50	95,77
Jd	3,11	5,41	4,61	2,71	7,41	2,75	7,19	3,07
Ae	0,80	1,84	0,47	0,73	2,13	0,62	2,29	1,15

Tableau VIII-3: Composition chimique représentative en éléments majeurs (% poids d'oxydes) et formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes des phénocristaux et microlites de clinopyroxènes dans les basaltes d'Antsiranana. μCpx: clinopyroxène de taille micrométrique dans les basaltes. Cpx: phénocristaux dans les basaltes.

La composition chimique des pyroxènes est reportée dans le **Tableau VIII-3**. Dans le diagramme de classification des pyroxènes enstatite (En) - wollastonite (Wo) - ferrosalite (Fs) de *Morimoto (1988)*, les points représentatifs des pyroxènes occupent le champ de la

wollastonite et du diopside (**Figure VIII-4**). Dans le diagramme de classification triangulaire Jadéite - Quad - Aégryne de *Morimoto (1988)*, ils se répartissent dans le domaine du clinopyroxène type quad (**Figure VIII-5**). Ils contiennent peu de chrome et la teneur en Cr_2O_3 est comprise entre 0 et 0,8 % poids. La teneur en manganèse peut atteindre 0,6 % poids. Par contre, ils sont enrichis en calcium ($15 < \text{CaO} < 23\%$ poids).

La teneur en aluminium du clinopyroxène est comprise entre 4 et 11,7 % poids. On remarque un léger enrichissement en fer (FeO : 6,1 à 10,7 % poids) et en magnésium (MnO : 10,3 à 14,5 % poids) avec un rapport $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ compris entre 0,7 et 0,9. La composition en sodium est comprise entre 0,37 et 1,35 % poids. Ils sont très riches en titane ($0,4 < \text{TiO}_2 < 4,6\%$ poids).

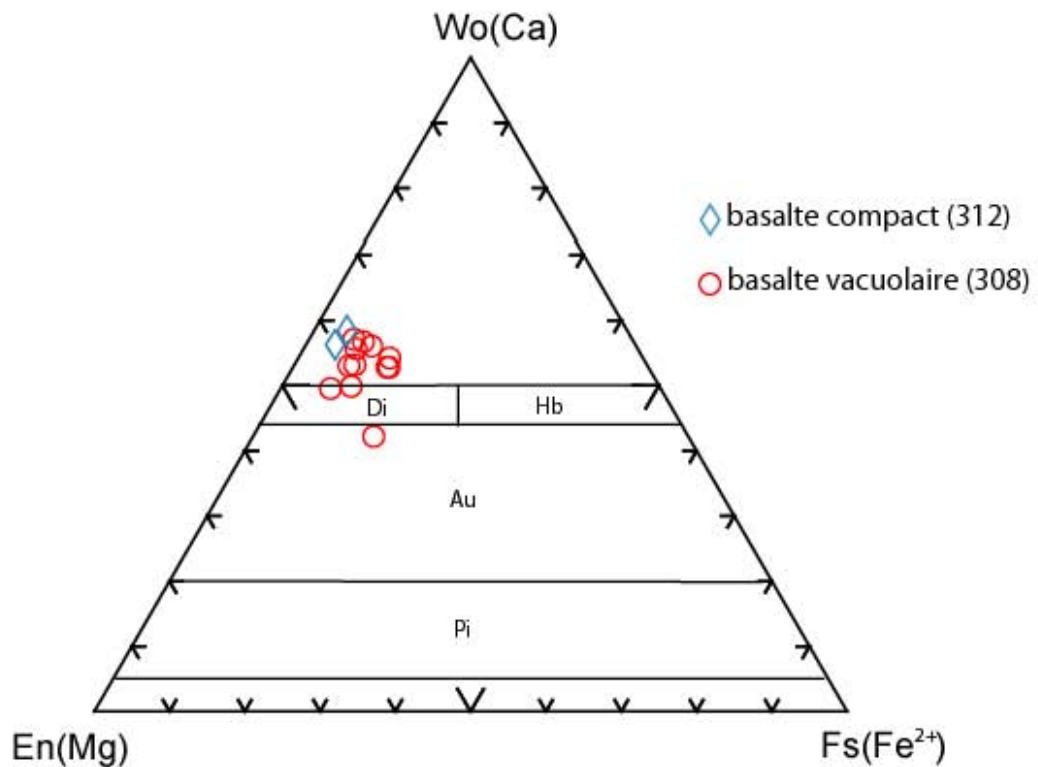


Figure VIII- 4: Composition chimique des clinopyroxènes associés aux basaltes d'Antsiranana reportés dans le diagramme de classification triangulaire de *Morimoto (1988)*. Enstatite (En) - Wollastonite (Wo) - Ferossalite (Fs); Di: Diopside. Hb: hédénbergite. Au: augite. Pi: pigeonite. La majorité des clinopyroxènes des basaltes sont des salites dans le diagramme de *Poldervaaart et Hess (1951)*.

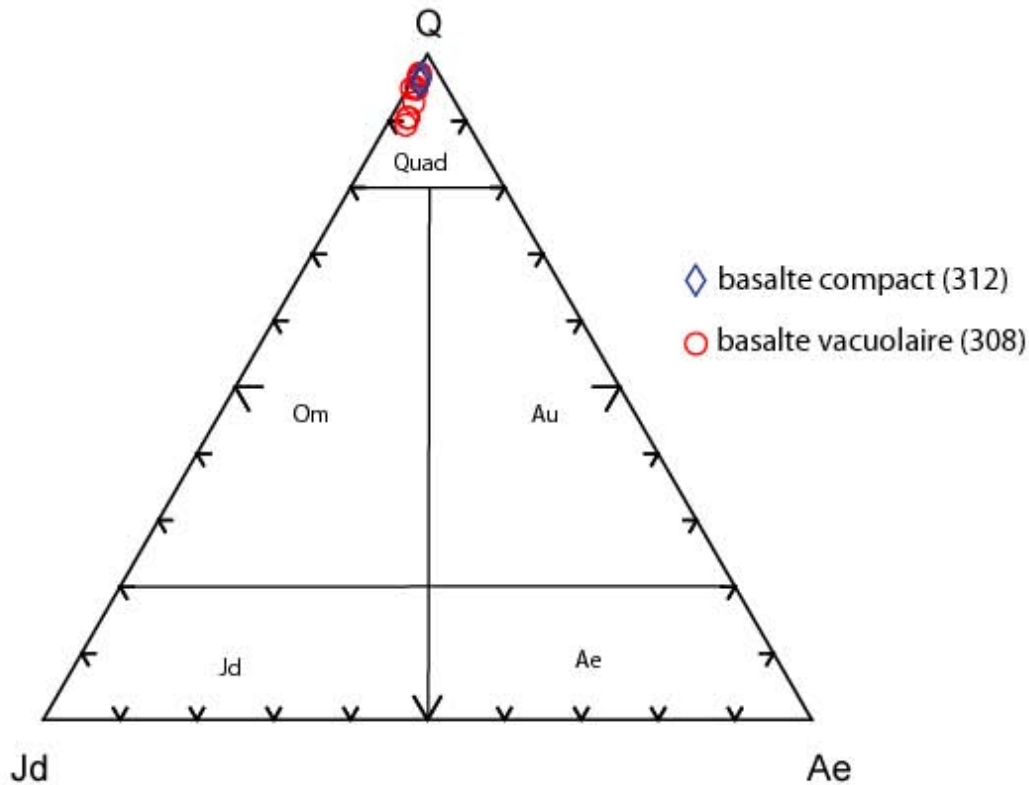


Figure VIII-5: Répartition de la composition chimique des clinopyroxènes des basaltes d'Antsiranana dans le diagramme de classification triangulaire jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine (Ae) de *Morimoto (1988)*. Ce diagramme montre que les pyroxènes appartiennent au domaine Q, c'est-à-dire le domaine des pyroxènes calco-magnésiens. Jd = pyroxène type jadéite. Ae = aégyrine. Om = omphacite. Au = augite.

Le clinopyroxène zoné se caractérise du cœur vers la périphérie du cristal, par une augmentation de la teneur en titane (TiO_2 : 0,36 à 4,63 % poids), une légère augmentation de la teneur en sodium (Na_2O : 1,3 à 0,4 % poids) et silicium (SiO_2 : 47,2 à 43,3 % poids). Les phénocristaux de clinopyroxène de plus petite taille, ont une composition assez similaire par rapport aux phénocristaux de grande taille (**Tableau VIII-3**). Parfois, ils sont enrichis en titane avec une teneur maximale de 4,5 % poids.

Feldspathoïde (2%):

Ils sont rares, de couleur jaunâtre, allongés ou parfois de forme losangique. Il s'agit de néphéline.

Magnétites (3- 6%):

Ce sont de petits minéraux opaques, cubiques et isotropes qui se localisent dans la matrice microlitique des basaltes. Leur taille est comprise entre 5 et 20 µm. La magnétite s'observe également en inclusions dans les phénocristaux de clinopyroxène. La proportion de magnétite est plus importante dans la matrice des basaltes compacts que vacuolaires.

Zéolites (0-1%) :

Elles sont blanchâtres, radiaires ou allongées, à extinction ondulante. Leur taille varie entre 500 µm et 2 mm. Il s'agit d'un minéral qui remplit des cavités vacuolaires donc tardifs.

Calcites (0-1 %) :

Les cristaux remplissent les cavités des vacuoles pour les fractures des minéraux.

VIII-2.2 Les enclaves des coulées basaltiques

Les coulées basaltiques renferment des enclaves arrondies (**Figure VIII-6**), parfois anguleuses, de 2 à 5 centimètres de diamètre. Ce sont des enclaves de pyroxénite (sur la bordure du Lac Mahery, sur la route qui mène à Anivorano), de péridotite (sur la bordure du Lac Mahery), des basaltes accompagnés de remplissages tardifs argileux (sur la route qui mène à Namakia).

VIII-2.2-1 Les pyroxénites

Les enclaves de pyroxénites sont des roches noirâtres, qui ont une taille comprise entre 2 à 3 millimètres de diamètre (**Figure VIII-6**). Elles sont très nombreuses dans les basaltes à olivine de la Montagne d'Ambre (Lac Mahasrika et Le Grand lac). Elles sont constituées principalement par du pyroxène, de l'olivine et très peu de plagioclase. Elles possèdent une texture grenue, hétérogranulaire qui présente parfois des points triples. L'échantillon 298 (Lac Mahasrika) est représentatif de cette roche.

Sous le microscope, les pyroxènes (40 à 60 %) sont limpides et de couleur jaune. Ce sont des diopsides. Ils sont associés à de gros cristaux d'olivine (10 à 20%). Ces derniers sont toujours très craquelés. légèrement serpentinisés; ils renferment très souvent des cristaux de calcite.



Figure III-6: Les roches basaltiques et leurs enclaves dans la région d'Antsiranana. A): Enclave felsique (EF) dans les basaltes en contact avec de la phonolite (affleurement situé sur la route de l'aéroport d'Antsiranana). B): Enclave de péridotite (Π) dans le basalte alcalin (β) observées dans les environs du Lac Mahery, près de Joffreville. C): Enclave de pyroxénite (Px) et de péridotite (Π) incluses dans le basalte alcalin (β) sur la route d'Anivorano. D): Coulée pyroclastique du basalte (β) au Lac Mahery contenant de nombreuses enclaves de péridotite (Π). E): Basalte vacuolaire (β) renfermant une enclave de péridotite (Π) dans le basalte bulleux du Grand Lac de la Montagne d'Ambre. F): Enclave de basalte bulleux dans un basalte à texture compacte près d'Andranomavo.

Le plagioclase (5 - 8%) correspond à de l'andésine et au labrador ($An_{42,9} - 58,4$; $Ab_{39,5} - 53,6$; $Or_{2,1} - 2,6$) dans le diagramme triangulaire albite (Ab) - anorthite (An) - orthose (Or).

Tableau VIII-4.

Minéral	PI	PI	PI
Echantillon	298AL'	298AL'	298AL'
Point	73B	77B	79D
SiO ₂	52,75	56,16	55,68
TiO ₂	0,21	0,11	0,17
Al ₂ O ₃	29,12	26,32	27,42
FeO	0,61	0,35	0,43
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,05	0,02	0,01
CaO	12,16	8,87	10,13
SrO	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	4,54	6,14	5,80
K ₂ O	0,36	0,62	0,44
Total	99,79	98,59	100,10
Si	2,401	2,563	2,511
Ti	0,007	0,004	0,006
Al	1,562	1,415	1,457
Fe ³⁺	0,023	0,013	0,016
Mn	0,000	0,000	0,000
Mg	0,004	0,002	0,001
Ca	0,593	0,434	0,489
Sr	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000
Na	0,401	0,543	0,508
K	0,021	0,036	0,025
Ab (%)	39,49	53,63	49,65
An (%)	58,42	42,78	47,85
Or (%)	2,09	3,59	2,50

Tableau VIII-4: Compositions chimiques (% poids d'oxydes) et formules structurales des feldspaths des enclaves de pyroxénites dans les basaltes.

VIII-2.2-2 *Les péridotites*

Les quelques échantillons de péridotites associés aux basaltes alcalins ont été prélevés près du Grand Lac de La Montagne d'Ambre (301A), près du Lac Mahery (298B et 298) à Joffreville et aux environs du village d'Anivorano (312P).

Les enclaves de péridotites sont plus fréquentes que celles des enclaves de pyroxénites (**Figure VIII-7**). Ils possèdent une dimension comprise entre 2 et 5 cm de diamètre dans les massifs basaltiques d'Anivorano, de la Montagne d'Ambre et aussi dans les pyroclastites du Lac Mahery (**Figure VIII-7**).

Dans certains cas, les enclaves de péridotites présentent des auréoles qui se forment autour des cristaux d'olivine. Ces auréoles de blindage sont formées par des pyroxènes. Rappelons qu'on observe ce même phénomène dans les enclaves de péridotites associées aux basaltes alcalins de la région centrale de Madagascar, et plus particulièrement dans la carrière à rubis de Soamiakatra.

Nous avons quatre variétés de péridotites et plus exactement une dunite (échantillon 317), une wherlite (échantillons 298 et 298B), une lherzolite (échantillon 312P), et une harzburgite (échantillon 301A).

La dunite, la wherlite et la lherzolite montrent une structure grenue et hétérogranulaire (1).

La harzburgite possède une structure grenue hétérogranulaire et porphyroblastique (2).

(1) Les péridotites à texture grenue et hétérogranulaire

Elles sont formées essentiellement d'olivine, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de spinelle et de rares amphiboles. La dunite contient essentiellement de l'olivine et du spinelle. La wehrnite est composée d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle; la lherzolite renferme de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène.

Olivines (70-90 %) :

Elles sont fortement craquelées et possèdent un fort relief. Leur teinte de la polarisation s'étend du jaunâtre à l'orangé (**Figure VIII-8**). Les cristaux sont associés aux spinelles xénomorphes et de couleur brune.

La composition chimique en % poids d'oxydes et les formules structurales des olivines dans les enclaves de péridotite associées aux coulées basaltiques du Lac Mahery sont reportées dans le **Tableau VIII-5**

L'échantillon 298 présente une texture grenue hétérogranulaire dont la taille de grain est comprise entre 5µm et 2mm. Les grains ont une forme irrégulière. L'olivine a une composition comprise entre Fo_{88,89} et Fo_{93,13}.

Par ailleurs, dans une autre enclave de péridotites (échantillon 299), les olivines ont des teneurs en forstérite plus faible variant de Fo₆₉ à Fo₇₈, similaires à celles trouvées pour les phénocristaux d'olivine dans les basaltes. Dans ce cas, elles sont moins riches en magnésium avec un rapport Mg/(Fe + Mg) inférieur à 89 (**Tableau VIII-5**).

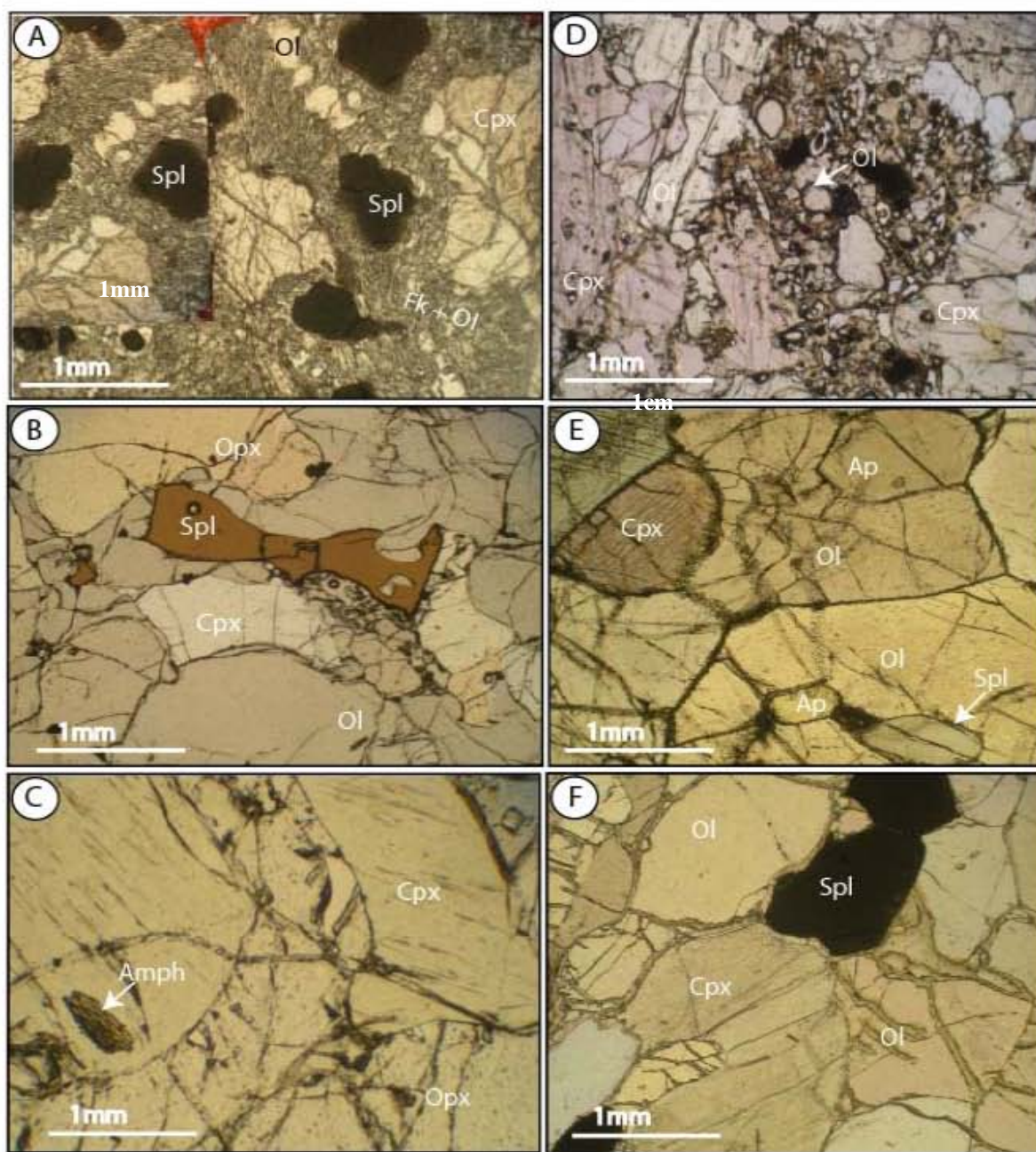


Figure VIII-7: Microphotographies de lames minces d'enclaves de pyroxénites et de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana (photos prises en lumière naturelle et polarisée). **A):** Enclave de lherzolite métasomatisée à texture porphyroblastique dans le basalte, et composée essentiellement d'olivine (Ol), de spinelles verts (Spl) et de clinopyroxènes (Cpx). **B):** L'olivine (Ol) est associée au spinelle brun (Spl) et au clinopyroxène dans une lherzolite. **C):** Enclave de websterite à clinopyroxène (Cpx), orthopyroxène (Opx) et amphibole (Amph). **D):** Clinopyroxène (Cpx) dans une enclave de lherzolite. **E):** Clinopyroxène (Cpx) et olivine (Ol) dans une enclave de lherzolite. L'apatite (Ap) et le spinelle (Spl) se trouvent dans les interstices des olivines. **F)** Olivine (Ol) associée à du spinelle (Spl) et du clinopyroxène (Cpx) dans une wehrlite.

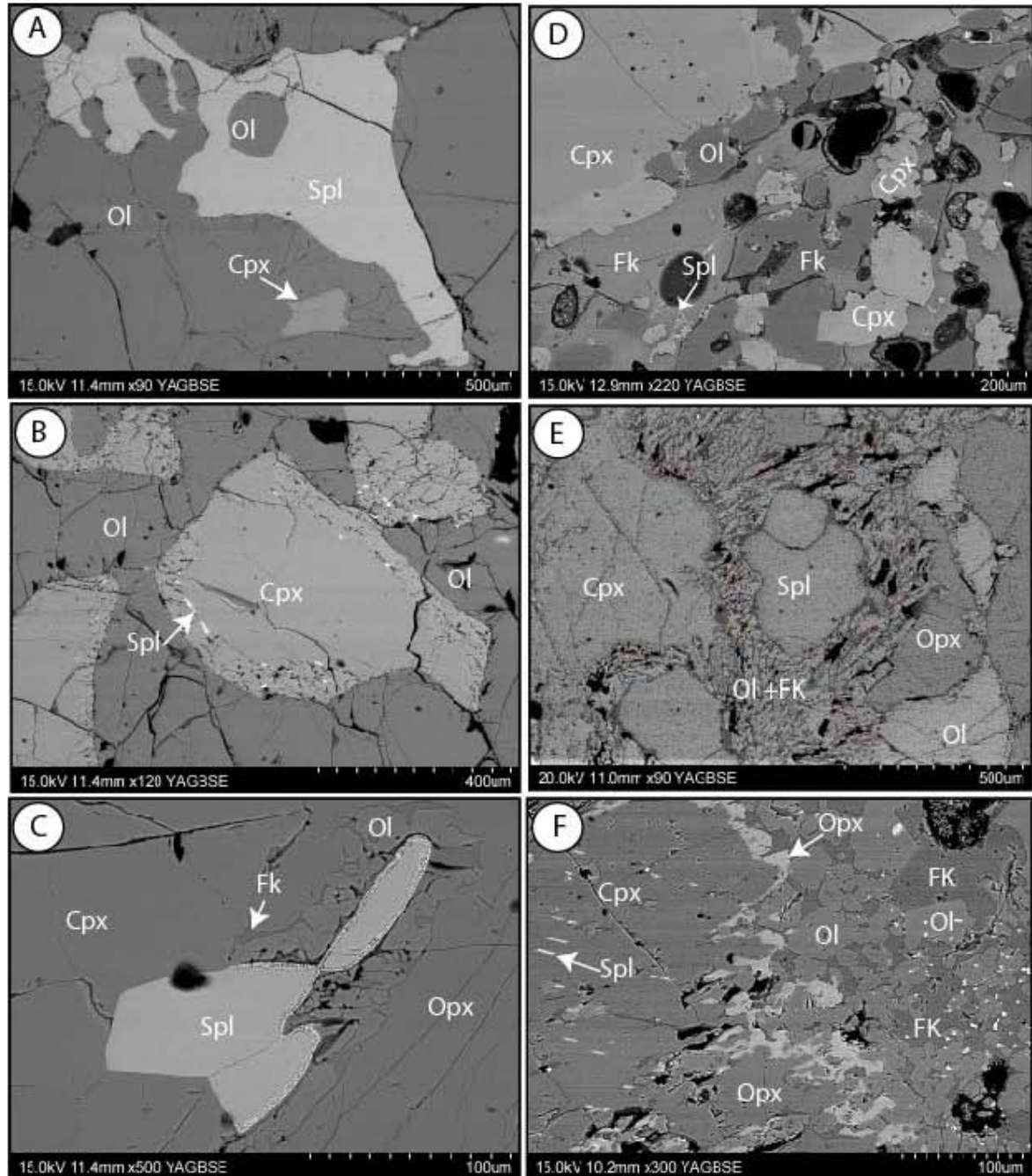


Figure VIII-8: Images obtenues au Microscope Electronique à Balayage et en mode d'électrons rétrodiffusés des enclaves de péridotite dans les basaltes alcalins d'Antsiranana. **A):** Enclave de wherlite qui présente l'association olivine (Ol) et spinelle (Spl) avec des inclusions de clinopyroxène (Cpx). **B):** Enclave de lherzolite constituée par du clinopyroxène (Cpx) zoné et associé à des olivines (Ol). Ces clinopyroxènes renferment de petits spinelles (Spl). **C):** Spinelles (Spl) auréolés de feldspath potassique (Fk) associés à des olivines (Ol), clinopyroxènes (Cpx) et orthopyroxènes (Opx) dans une lherzolite. **D):** Clinopyroxène (Cpx) zoné associé à des olivines (Ol) et à des spinelles (Spl) ainsi qu'à des feldspaths (Fk) dans une enclave de lherzolite. **E):** Lherzolite présentant une structure porphyroblastique. Elle est composée d'olivine (Ol), de spinelle (Spl) et de clinopyroxène (Cpx). La matrice est constituée par des cristaux de taille microlitique notamment d'olivines et feldspaths (Fk). **F):** Lherzolite métasomatisée caractérisée par des associations d'orthopyroxènes (Opx) entourant du clinopyroxène (Cpx) au contact des olivines (Ol) et des feldspaths (FK). Les spinelles (Spl) se localisent soit dans les olivines, soit dans les clinopyroxènes.

Dans les enclaves de lherzolite (échantillon 317) associées aux basaltes du gisement de saphir de Maventimbao (district d'Ambondromifehy), l'olivine (75-80 %) a une concentration en forstérite Fo qui varie de 91,5 à 93,7.

Minéral	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI
Echantillon	298	298	298	299	299	312P	312P
Point	44A	48A	49A	8B	14B	70	79
SiO ₂	41,74	41,53	41,81	38,98	39,25	41,42	41,76
TiO ₂	0,00	0,02	0,05	0,00	0,08	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,01	0,16	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,05	0,07	0,35	0,10
FeO	10,28	9,80	10,43	19,28	19,88	8,49	8,68
MnO	0,15	0,13	0,28	0,25	0,17	0,18	0,12
MgO	48,84	48,82	48,97	41,69	40,59	49,28	49,65
CaO	0,08	0,00	0,02	0,09	0,17	0,09	0,11
NiO	0,30	0,35	0,33	0,15	0,19	0,27	0,36
Total	101,41	100,65	101,92	100,50	100,57	100,15	100,86
Si	1,009	1,01	1,007	0,994	1,002	1,008	1,009
Ti	0,000	0,0003	0,0008	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,0002	0,004	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,0006	0,0009	0,001	0,007	0,002
Fe ²⁺	0,208	0,199	0,21	0,411	0,424	0,173	0,176
Mn	0,003	0,002	0,005	0,005	0,003	0,004	0,003
Mg	1,76	1,77	1,759	1,585	1,545	1,788	1,789
Ca	0,002	0,000	0,00051	0,002	0,004	0,003	0,003
Ni	0,005	0,006	0,006	0,002	0,003	0,005	0,007
XMg	0,89	0,89	0,89	0,79	0,78	0,91	0,91
Fa(Fe ²⁺)	10,56	10,12	10,66	20,60	21,54	8,82	8,94
Fo(Mg)	89,43	89,87	89,33	79,39	78,45	91,18	91,06

Tableau VIII-5 Compositions chimiques (% poids d'oxydes) et formules structurales des olivines des enclaves de péridotite des basaltes d'Antsiranana.

Pyroxène (10-15 %) :

Les orthopyroxènes (Opx) ont une taille comprise entre 500µm et 1cm de diamètre. Ils sont très fracturés et les fractures contiennent des oxydes de fer.

Minéral Echantillon Point	Opx 312P 34	Opx 312P 36	Opx 312P 44	Opx 312P 49	Opx 312P 53	Opx 312P 65	Opx 312P 69	Opx 301A 6
SiO ₂	56,10	56,58	56,13	56,48	56,45	57,04	55,66	52,14
TiO ₂	0,01	0,08	0,02	0,05	0,04	0,04	0,11	0,26
Al ₂ O ₃	3,66	3,47	3,57	3,57	3,36	3,21	3,39	5,82
Cr ₂ O ₃	0,59	0,56	0,45	0,56	0,51	0,48	0,54	0,00
FeO	5,45	5,11	5,40	5,29	5,37	5,06	5,06	13,54
MnO	0,19	0,12	0,08	0,16	0,10	0,07	0,11	0,27
MgO	33,51	33,85	34,09	33,69	33,49	33,87	33,51	26,96
CaO	0,76	0,79	0,64	0,75	0,76	0,72	0,73	1,20
Na ₂ O	0,04	0,12	0,06	0,08	0,04	0,07	0,06	0,07
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,02
Total	100,36	100,72	100,49	100,68	100,17	100,63	99,29	100,31
Si	1,924	1,930	1,920	1,928	1,936	1,944	1,927	1,855
Al iv	0,076	0,070	0,080	0,072	0,064	0,056	0,073	0,145
Al vi	0,072	0,070	0,064	0,073	0,073	0,073	0,065	0,100
Ti	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,007
Cr	0,016	0,015	0,012	0,015	0,014	0,013	0,015	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037
Fe ²⁺	0,156	0,146	0,147	0,151	0,154	0,144	0,147	0,366
Mn	0,006	0,004	0,002	0,005	0,003	0,002	0,003	0,008
Mg	1,714	1,721	1,738	1,715	1,713	1,721	1,730	1,430
Ca	0,028	0,029	0,024	0,028	0,028	0,027	0,027	0,046
Na	0,003	0,008	0,004	0,006	0,003	0,005	0,004	0,005
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001
XMg	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,80
Wo(Ca)	1,48	1,52	1,23	1,45	1,48	1,40	1,42	2,48
En(Mg)	90,27	90,78	91,06	90,56	90,37	90,97	90,87	77,64
Fs(Fe ²⁺)	8,23	7,69	7,70	7,97	8,13	7,62	7,70	19,86
Q	99,66	99,14	99,55	99,39	99,69	99,45	99,55	99,47
Jd	0,33	0,85	0,42	0,60	0,30	0,54	0,44	0,45
Ae	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06

Tableau VIII-6: Compositions chimiques (% poids d'oxydes) et formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes des orthopyroxènes des enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana.

Du point de vue chimique, il s'agit d' orthopyroxènes magnésiens (enstatite) avec Mg / (Mg + Fe) voisin de 0,90 (**Tableau VIII-6, Figures VIII-9 et 10**).

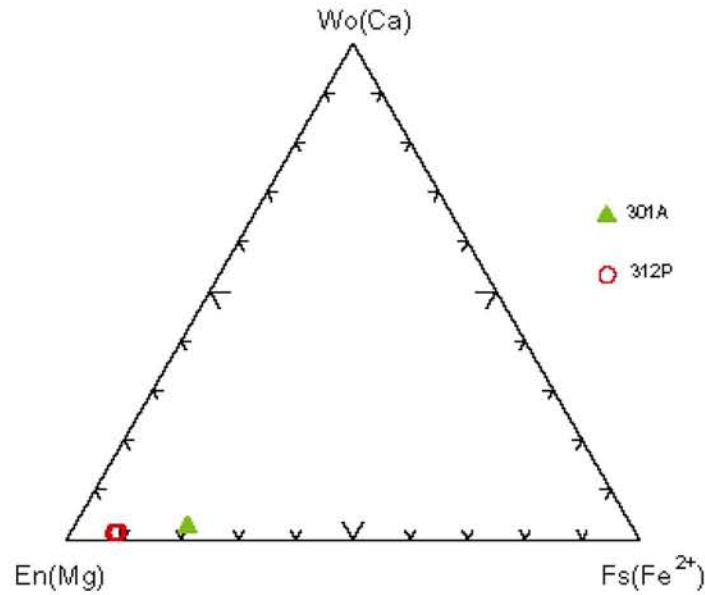


Figure VIII-9: Projection des orthopyroxènes des enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana dans le diagramme entstatite (En) - wollastonite (Wo) - ferrosalite (Fs) de *Morimoto (1988)*. Les points se localisent dans le domaine proche du pôle enstatite.

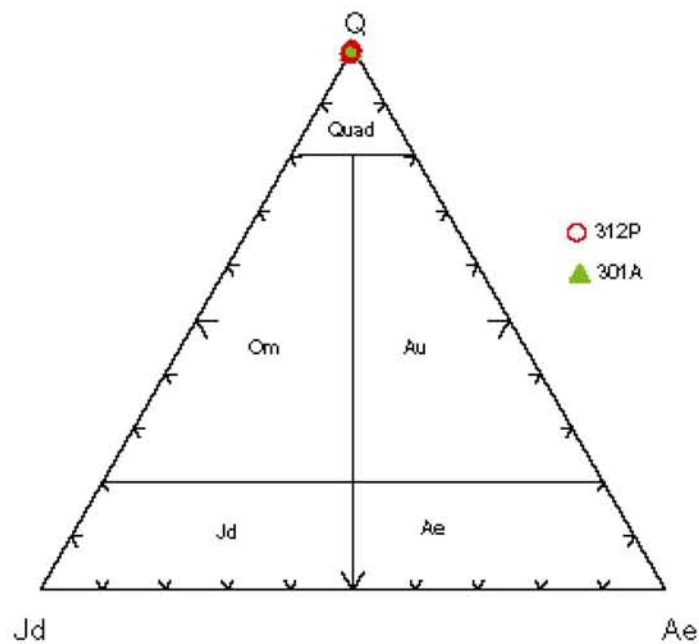


Figure VIII-10: Diagramme de classification chimique des pyroxènes jadéite (Jd) - quad (Q) - aégyrine proposé par *Morimoto (1988)*. Les orthopyroxènes associés aux enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana sont des pyroxènes de type Quad.

Les clinopyroxènes ont une dimension comprise entre 40 μ m et 1mm. Ils sont subautomorphes et ils possèdent plusieurs formes.

Position	isolé	isolé	cœur	bord	cœur		cœur	bord	isolé
Minéral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
Echantillon	298	298	298	298	298	301	312P	312P	312P
Point	1	4	5	7	8	53	15	13	45
SiO ₂	52,67	46,97	52,62	46,65	52,45	55,25	52,77	51,82	52,93
TiO ₂	0,53	2,92	0,512	2,69	0,59	0,055	0,22	0,25	0,22
Al ₂ O ₃	5,20	8,79	4,91	8,81	4,86	3,185	2,76	3,10	5,37
Cr ₂ O ₃	0,22	0,51	0,34	0,63	0,23	0,480	1,26	0,93	1,15
FeO	2,59	2,49	2,32	2,15	2,81	3,901	2,52	2,10	2,49
MnO	0,13	0,04	0,07	0,11	0,09	0,144	0,14	0,03	0,08
MgO	15,31	14,52	15,64	14,34	15,82	17,04	17,76	16,21	15,92
CaO	21,54	22,44	21,44	22,56	21,11	17,38	22,31	23,88	20,99
Na ₂ O	1,41	0,74	1,44	0,81	1,37	1,184	0,57	0,49	1,55
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,754	0,00	0,00	0,00
Total	99,64	99,44	99,32	98,7	99,36	99,40	100,37	98,85	100,74
Si	1,910	1,721	1,911	1,719	1,906	1,999	0,990	0,990	0,970
Al iv	0,090	0,279	0,089	0,281	0,094	0,001	1,903	1,903	1,895
Al vi	0,132	0,100	0,121	0,102	0,114	0,135	0,097	0,097	0,105
Ti	0,015	0,080	0,014	0,075	0,016	0,002	0,020	0,037	0,121
Cr	0,006	0,015	0,010	0,018	0,007	0,014	0,006	0,007	0,006
Fe ³⁺	0,023	0,056	0,032	0,066	0,038	0,000	0,036	0,027	0,033
Fe ²⁺	0,056	0,020	0,038	0,000	0,048	0,118	0,069	0,054	0,047
Mn	0,004	0,001	0,002	0,004	0,003	0,004	0,007	0,011	0,028
Mg	0,828	0,793	0,847	0,788	0,857	0,919	0,004	0,001	0,003
Ca	0,837	0,881	0,834	0,891	0,822	0,674	0,955	0,888	0,850
Na	0,100	0,053	0,101	0,058	0,096	0,083	0,862	0,940	0,805
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,040	0,036	0,108
XMg	0,94	0,98	0,96	1,00	0,95	0,89	0,99	0,99	0,97
Wo(Ca)	48,64	51,99	48,53	53,06	47,61	39,37	47,26	51,13	47,84
En(Mg)	48,11	46,84	49,24	46,94	49,64	53,73	52,35	48,28	50,48
Fs(Fe ²⁺)	3,24	1,17	2,23	0,00	2,75	6,90	0,38	0,58	1,67
Q	89,61	94,12	89,44	93,55	89,95	91,15	95,77	96,27	88,66
Jd	9,43	5,12	9,16	5,49	8,51	8,85	2,66	2,65	9,40
Ae	0,97	0,76	1,40	0,95	1,55	0,00	1,56	1,06	1,93

Tableau VIII-7 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes dans les enclaves péridotites de basaltes d'Antsiranana.

On distingue deux types de clinopyroxènes selon leur forme et leur dimension (**Figure VIII-8**): (1) le clinopyroxène subautomorphe, de dimension comprise entre 10 et 100µm, qui

se trouve soit isolé, soit à proximité des petits cristaux d'olivine et de spinelle, et (2) le clinopyroxène de taille assez grande (300 μm à 1mm de diamètre).

(1) Le clinopyroxène de petite dimension est xénomorphe. Il s'agit de diopside dont la proportion molaire en wollastonite est comprise entre 47,84 et 51,99%, la proportion molaire en enstatite entre 46,84 et 50,33 %, et la proportion molaire en ferrossalite entre 0,30 et 3,24 %. Ces diopsides se localisent dans le domaine du pyroxène de type Quad dans le diagramme de classification de *Morimoto (1988)* (**Figure VIII-11**).

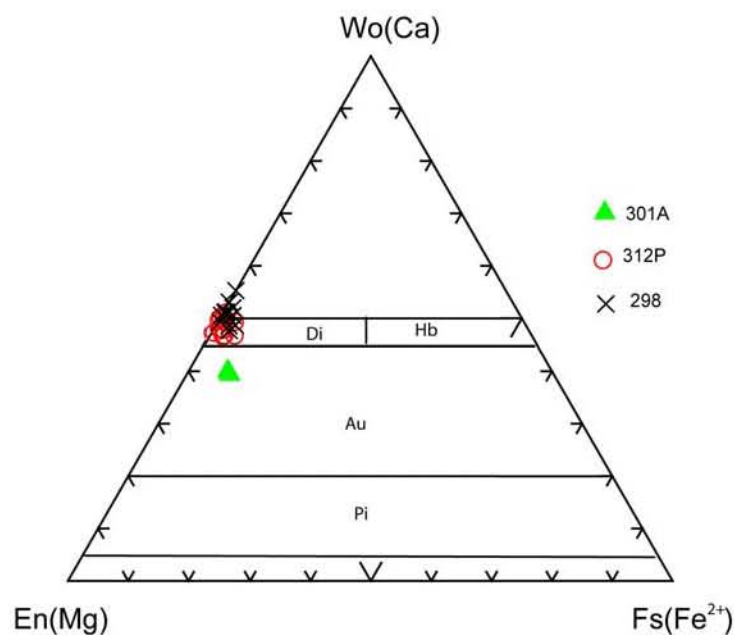


Figure VIII-11: Diagramme enstatite (En) - wollastonite (Wo)- ferrossalite (Fs) de classification des pyroxènes associés aux enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana.

La teneur en chrome est élevée et peut atteindre jusqu'à 1,41 % poids. La teneur en aluminium est élevée (Al_2O_3 : 5,2 à 9,7 % poids). La teneur en sodium varie entre 0,75 et 1,4. Le rapport $\text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ est compris entre 0,94 et 0,99 (**Tableau VIII-7**).

(2) Le clinopyroxène de grande dimension se caractérise par de petites lamelles grises qui s'orientent suivant la même direction dans le cristal. Il présente un zonage remarquable. Du cœur à la bordure du cristal, le zonage est marqué par un appauvrissement de la teneur en silice (SiO_2 : de 52,4 à 46,6% poids), de la teneur en sodium (Na_2O : de 1,3 à 0,7% poids) avec un enrichissement de la teneur en titane (TiO_2 : de 0,6 à 2,2% poids), de la teneur en

aluminium (Al_2O_3 : de 4,8 à 8,8% poids), de la teneur en chrome (Cr_2O_3 : de 0,2 à 0,6% poids) et de la teneur en calcium (CaO : 21,1 à 22,5% poids).

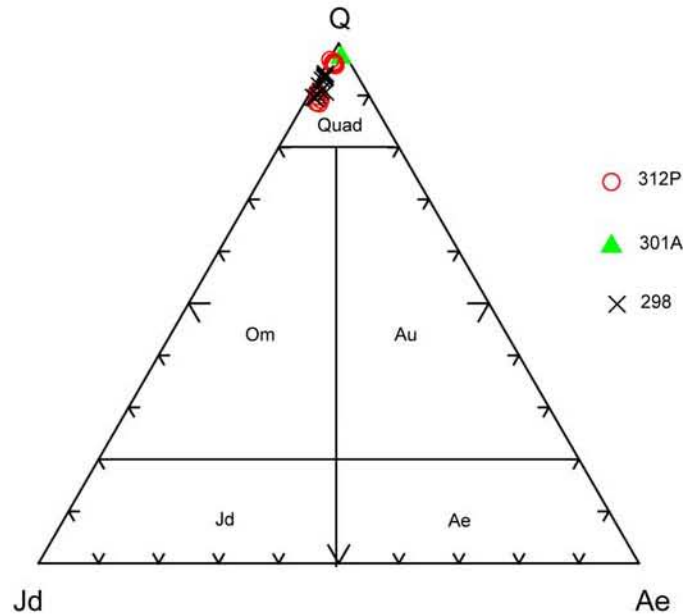


Figure VIII-12: Diagramme Jd (jadéite) - Q (pyroxène quadrilatéral) - Ae (aégyrine) de classification des pyroxènes des enclaves de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana suivant *Morimoto (1988)*.

Le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ augmente du cœur vers la bordure avec une valeur qui est comprise entre 0,95 et 1. On note un enrichissement de la proportion molaire en wollastonite et une baisse de la proportion molaire en enstatite et forstérite (**Tableau VIII-7**).

Dans d'autres échantillons le zonage est très net, et marqué par une bordure dentelée comme on l'observe dans certaines enclaves de métagabbros de la région centrale de Madagascar (**Figure VIII-8B**). Ce sont essentiellement des diopsides. On constate que le zonage est caractérisé du cœur à la bordure des cristaux, par un appauvrissement de la composition en sodium (Na_2O : de 1,5 à 0,4% poids), de la teneur en aluminium (Al_2O_3 : 5,3 à 2,7% poids) et un enrichissement de la composition en calcium (CaO : de 21,1 à 23,8% poids). Le rapport $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ est compris entre 0,95 et 1.

Spinelles (5-15%) :

Ils sont fréquents et de couleur verte. Ils sont allongés, xénomorphes et de taille comprise entre 20 et 100 µm. Ils se développent dans une matrice feldspathique sodi-potassique qui est enveloppée par la suite par des petits cristaux d'olivine (**Figure VIII-8**).

Minéral Echantillon point	Spl 312P 37	Spl 312P 71	Spl 312P 72	Spl 298 34	Spl 298 45	Spl 301 3	Spl 301 4
SiO ₂	0,07	0,01	3,75	0,07	1,10	0,29	0,23
TiO ₂	0,10	0,08	0,08	0,56	0,67	0,35	0,36
Al ₂ O ₃	49,30	47,82	46,00	59,82	55,72	60,01	61,57
Cr ₂ O ₃	21,24	21,66	21,77	6,60	8,82	0,06	0,12
V ₂ O ₃	0,12	0,07	0,11	0,10	0,10	0,08	0,12
FeO	9,24	9,25	8,61	7,70	8,84	20,67	21,01
MnO	0,09	0,14	0,04	0,08	0,07	0,03	0,00
MgO	19,97	20,20	18,92	21,33	20,27	15,93	16,67
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,283	0,18	0,20	0,45	0,34	0,12	0,14
Total	100,45	99,45	99,52	96,73	95,96	97,57	100,25
Si	0,002	0,000	0,100	0,002	0,029	0,008	0,006
Ti	0,002	0,002	0,002	0,011	0,013	0,007	0,007
Al	1,543	1,513	1,441	1,839	1,748	1,885	1,880
Cr	0,446	0,460	0,457	0,136	0,186	0,001	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,082	0,089
V	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003
Fe ²⁺	0,205	0,187	0,191	0,168	0,197	0,379	0,366
Mn	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000
Mg	0,791	0,808	0,750	0,830	0,804	0,633	0,644
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,004	0,004	0,009	0,007	0,003	0,003
Magnesiocromite	0,21	0,23	0,22	0,06	0,09	0,00	0,00
Spinel	0,57	0,57	0,52	0,76	0,71	0,63	0,64
Hercynite	0,19	0,17	0,00	0,14	0,11	0,31	0,29

Tableau VIII-8 : Compositions chimiques et formules structurales des spinelles des enclaves de péridotite associées aux basaltes d'Antsiranana.

Parfois, ils s'observent aussi en inclusion dans les orthopyroxènes et dans les diopsides sous forme de petite baguette lamellaire. Dans certains diopsides zonés, en particulier dans leur bordure dentelée, les spinelles se localisent autour du cristal. Au sein du feldspath, ils montrent un zonage net dont une bordure est constituée par de petits minéraux (2 à 5 µm). Ce sont des spinelles de type hercynite et des magnésiocromites (**Tableau VIII-8**).

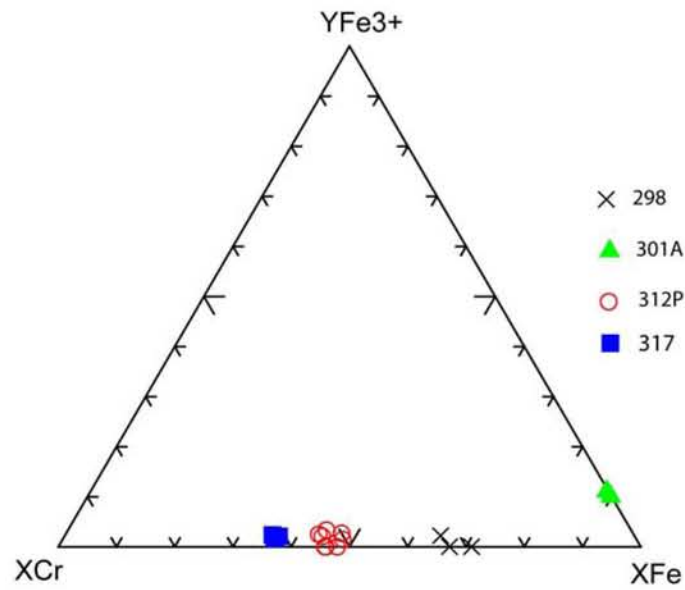


Figure VIII-13: Distribution de la composition chimique des spinelles rencontrés dans les enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana. Les spinelles de dunite (échantillon 317), wherlite (échantillons 298 et 298B) et lherzolite (échantillon 312P) sont enrichis en chrome; la lherzolite métasomatisée (échantillon 301) est appauvrie en chrome.

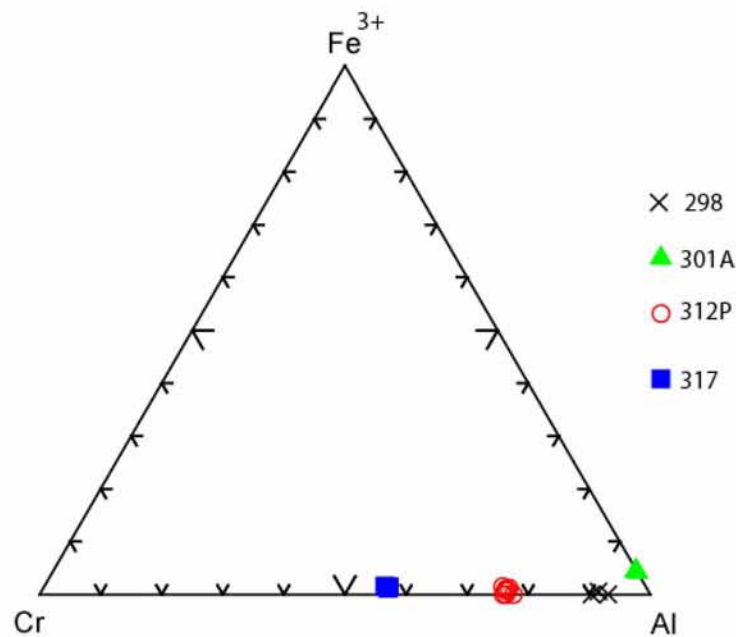


Figure VII-14: Composition chimique des spinelles des enclaves de péridotites dans les basaltes d'Antsiranana reportée dans le diagramme $Cr - Fe^{3+} - Al$. Les spinelles contenus dans la lherzolite métasomatisée sont plus alumineux que ceux des dunites, wherlites et lherzolites.

Le spinelle de type hercynite est caractérisé par une teneur en Al_2O_3 élevée (Al_2O_3 : 55,7 à 59,8% poids). La composition en chrome est basse (Cr_2O_3 : 6,6 à 8,8% poids) et le

rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,80 - 0,84$. Il contient un peu de nickel (NiO : 0,3 à 0,4% poids) et de titane (0,57 à 0,67% poids). Quant au spinelle du type magnésiochromite, il est enrichi en chrome (Cr_2O_3 : 21,2 à 22,6% poids), avec un rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ compris entre 0,74 et 0,80.

Tous les spinelles observés dans enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana ne possèdent pas la même composition chimique (**Figures VIII-13, 14 et 15**).

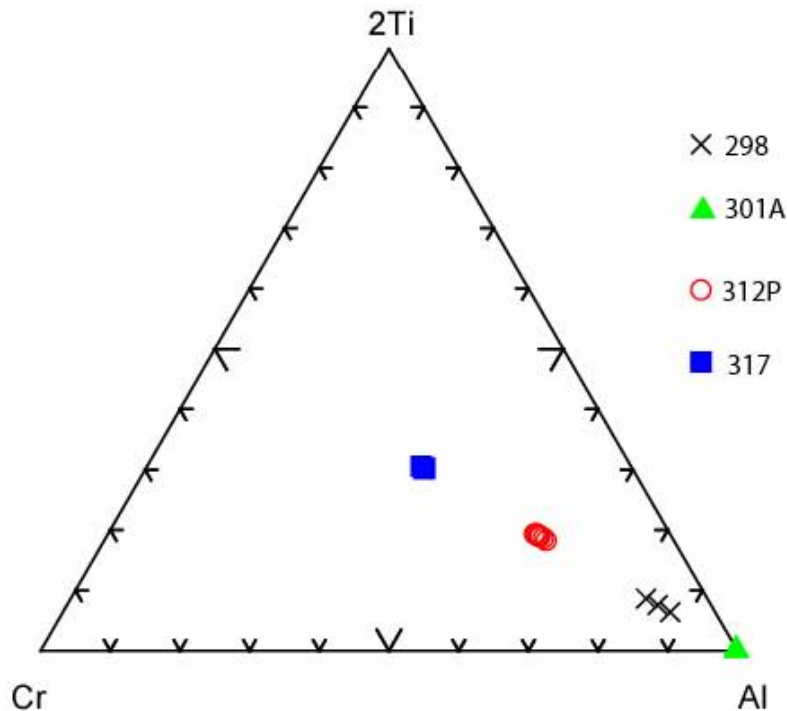


Figure VIII-15: Composition chimique des spinelles des enclaves de péridotite associés aux basaltes d'Antsiranana dans le diagramme triangulaire Cr – 2Ti – Al. On constate que les analyses représentatives des dunites (échantillon 317), wherlite (échantillons 298 et 298B) et lherzolite (échantillon 312P) sont appauvries en aluminium. Les spinelles de la lherzolite métasomatisée sont plus alumineux.

Feldspaths (2-5 %)

Ils constituent la pâte microlitique des basaltes. Ce sont des feldspaths sodi-potassiques (Na_2O : 3,15 à 5,90% poids; K_2O : 6,13 à 7,50% poids; **Tableau VIII-9**). Ce sont des sanidines et des anorthoclases dans le diagramme de classification des feldspaths (**Figure VIII-16**).

Minéral Echantillon Point	FK 312P 52	FK 312P 80	FK 312P 81	FK 312P 82	FK 301A 1
SiO ₂	68,11	65,83	67,36	68,56	67,31
TiO ₂	0,26	0,12	0,15	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	19,66	20,35	18,76	18,17	14,25
FeO	0,51	0,43	0,58	0,44	2,06
MnO	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00
MgO	0,74	0,25	0,31	0,33	6,71
CaO	0,93	0,25	0,34	0,24	0,05
BaO	0,07	0,01	0,02	0,05	0,00
Na ₂ O	3,15	5,90	5,29	5,22	5,05
K ₂ O	6,13	7,50	7,10	6,76	6,43
Total	99,61	100,67	99,99	99,97	102,04
Si	3,008	2,933	3,004	3,044	2,963
Ti	0,009	0,004	0,005	0,005	0,005
Al	1,024	1,069	0,986	0,951	0,740
Fe ³⁺	0,019	0,016	0,022	0,017	0,076
Mn	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,049	0,017	0,021	0,022	0,440
Ca	0,044	0,012	0,016	0,012	0,003
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,270	0,510	0,458	0,450	0,431
K	0,345	0,427	0,404	0,383	0,361
Ab	40,92	53,75	52,10	53,24	54,23
An	6,68	1,27	1,87	1,39	0,33
Or	52,40	44,98	46,03	45,37	45,44

Tableau VIII-9: Compositions chimiques et formules structurale des feldspaths associés aux enclaves de péridotites des basaltes d'Antsiranana.

Opaques: Les magnétites sont fréquentes.

(2) Les péridotites à texture grenue et porphyroblastique

L'échantillon 301A est une lherzolite métasomatisée composée essentiellement d'olivine (78 %), d'orthopyroxène, de spinelle et de rares clinopyroxènes. Sa texture est porphyroblastique et les megacristsaux sont constitués par le spinelle, l'orthopyroxène, l'olivine et le feldspath. Ces mégacristsaux sont parfois moulés par une matrice feldspathique (**Figure VIII-8**).

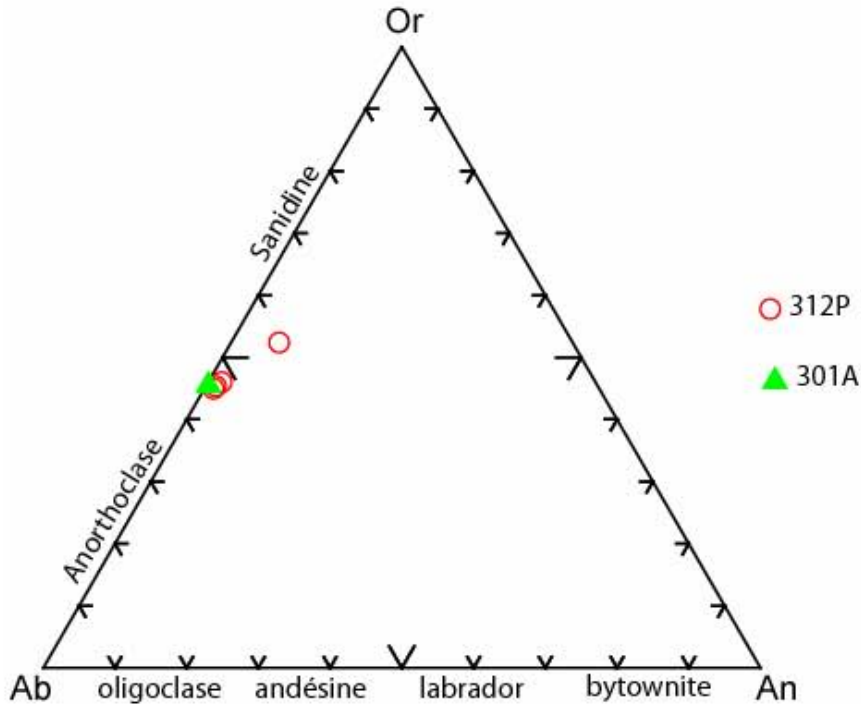


Figure VIII-16: Diagramme albite (Ab) – anorthite (An) – orthose (Or). Les points représentatifs montrent qu'il s'agit d'anorthoclase et de sanidine.

Pyroxènes : Ce sont des orthopyroxènes (1 à 10 %) et des clinopyroxènes (1 à 4 %).

Les orthopyroxènes ont une teinte jaunâtre à orangé; les cristaux sont xénomorphes et corrodés, de taille comprise entre 250µm et 1mm. Ils montrent un zonage net marqué par la croissance de clinopyroxène au contact des olivines et des feldspaths potassiques (**Figure VIII-8F**). Ils contiennent des spinelles de taille micrométrique (5 à 20µm) et de forme lamellaire. L'orthopyroxène est une enstatite (En: 87,83). La proportion molaire en wollastonite est très faible (Wo : 1,09) et le rapport Mg/(Mg + Fe) est d'environ 0,89. Les compositions chimiques et les formules structurales des orthopyroxènes sont reportées dans le **Tableau VIII-7**.

Les clinopyroxènes résultant de la déstabilisation des orthopyroxènes ont une composition chimique de diopside (En : 53,68; Wo : 39,37 ; Fs : 6,89), suivant la classification de *Morimoto (1988)* de la **Figure VIII-11**. Ils sont moins alumineux (Al_2O_3 : 3,18% poids) et ils s'enrichissent en potassium (K_2O : 0,75 - 0,85% poids). La teneur en calcium (CaO : 16,25 à 17,04% poids) et en magnésium (MgO : 16,84 à 17,38) sont équivalentes. Le rapport Mg/(Mg + Fe) est de 0,89. Ils se localisent dans le domaine des

pyroxènes de type Quad suivant le diagramme triangulaire jadéite (Jd) - Q (quad) - aégyrine (Ae) de la **Figure VIII-12**.

Olivines :

Elles ont une taille comprise entre 15 et 500µm. Les mégacristsaux présentent une forme quelconque et les petits cristaux ont une dimension comprise entre 5 et 20µm. Les mégacristsaux sont plus riches en forstérite (Fo: 88,85 - 88,94) que ceux de petites tailles (Fo : 76,23 - 77,75). Elles montrent un enrichissement en manganèse (MnO : 0,21 à 0,3% poids). Le rapport Mg/(Mg + Fe) est élevé (XMg : 0,89) pour les cristaux de petites taille et compris entre 0,76 et 0,78 pour les mégacristsaux (**Tableau VIII-10**).

Minéral	Ol (gros)	Ol (gros)	Ol (petit)	Ol (petit)
Echantillon	301	301	301A	301A
Point	7	8	49	51
SiO ₂	38,30	38,86	40,03	39,91
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,003	0,14	0,11
FeO	21,81	20,70	10,39	10,58
MnO	0,21	0,21	0,30	0,21
MgO	39,24	40,57	46,91	47,32
CaO	0,07	0,17	0,16	0,11
NiO	0,075	0,05	0,28	0,21
Total	99,75	100,62	98,28	98,48
Si	0,997	0,997	1,004	0,999
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,003	0,002
Fe ²⁺	0,475	0,444	0,218	0,221
Mn	0,005	0,005	0,006	0,004
Mg	1,523	1,551	1,753	1,766
Ca	0,002	0,005	0,004	0,003
Ni	0,002	0,001	0,006	0,004
XMg	0,76	0,78	0,89	0,89
Fa(Fe ²⁺)	23,77	22,25	11,06	11,15
Fo(Mg)	76,23	77,75	88,94	88,85

Tableau VIII-10: Compositions chimiques et formules structurales des olivines des enclaves de péridotite dans les basaltes d'Antsiranana.

Feldspaths (1-5%)

Ce sont des feldspaths sodi-potassiques de type anorthoclase ($Ab_{54,23} An_{0,33} Or_{45,44}$) (**Tableau VIII-9, Figure VIII-16**).

Spinelles (1-3%):

Ils sont fortement alumineux (Al_2O_3 : 61% poids) et enrichis en fer (FeO : 20 à 21 % poids). La teneur en chrome est insignifiante et la composition chimique en nickel est très faible (NiO : 0,12 - 0,14% poids). Ce sont des spinelles de type hercynite (**Tableau VIII-8**).

VIII-3 GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES

VIII-3.1 Les éléments majeurs

Les basaltes

La composition chimique des basaltes est reportée dans le **Tableau VIII-11**. La teneur en $Na_2O + K_2O$ des basaltes est élevée et elle varie de 2,8 à 5,9% poids. La teneur en SiO_2 est comprise entre 42,81 et 46,44% poids. La teneur en TiO_2 varie de 1,6 à 2,33% poids et elle indique la présence de rutile dans les basaltes.

La teneur en P_2O_5 est comprise entre 0,27 et 0,71% poids, confirmant la présence d'apatite dans la matrice des basaltes. La teneur maximale en calcium est de 12,12% poids. Le diagramme de classification des roches volcaniques $Na_2O + K_2O$ en fonction de SiO_2 (**Figure VIII-17**) montre que les basaltes d'Antsiranana évoluent depuis des picro-basaltes vers les basaltes (*Le Maître et al., 1989*). Ils se localisent dans les trois domaines pétrologiques des basaltes, des basanites et des picro-basaltes; les basaltes renfermant des petites enclaves se situent dans la zone intermédiaire entre la téphrite basanite et le trachybasalte, et près de la limite qui sépare le domaine des picro-basaltes des basaltes. Cette caractéristique chimique des basaltes d'Antsiranana a une grande ressemblance avec celle qu'on a observé pour les basaltes du centre dans la région de l'Ankaratra.

Les phonolites

Le point représentatif (**Figure VIII-17**) de cette roche est caractérisé par une teneur en SiO_2 assez élevée de 58,47% poids. Les phonolites sont plus alcalines que les basaltes. Les teneurs en CaO (2,34% poids), Na_2O (5,91% poids), K_2O (6,14% poids) et Al_2O_3 (18,83%

Roche Echantillon	β 301E	β 302E	β 302F	β 302C	ρ 304C	β 306A
SiO ₂	45,1	45,47	46,44	44,42	58,47	44,72
Al ₂ O ₃	14,49	14,99	13,77	14,47	18,83	13,65
FeO	9,41	9,66	8,82	8,71	3,28	8,87
Fe ₂ O ₃	4,71	4,83	4,41	4,36	1,64	4,43
MnO	0,19	0,22	0,18	0,2	0,15	0,16
MgO	9,55	7,52	10,12	9,74	0,43	4,81
CaO	9,79	8,76	8,68	9,56	2,34	12,76
Na ₂ O	2,20	4,10	2,72	3,73	5,91	2,79
K ₂ O	0,79	1,79	1,02	1,65	6,14	0,98
TiO ₂	1,79	2,25	1,97	2,09	0,37	2,33
P ₂ O ₅	0,40	0,71	0,42	0,61	0,08	0,42
PF	1,84	-0,11	1,9	0,02	1,85	4,38
Total	100,26	100,19	100,45	99,56	99,49	100,30
CIPW						
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
or	4,73	10,52	6,08	9,81	37,17	6,03
ab	18,95	17,98	23,36	11,99	39,94	18,06
an	27,75	17,18	22,69	17,94	6,90	22,76
lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ne	0,00	9,01	0,00	10,69	6,10	3,55
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ms	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di (wo)	7,91	8,98	7,6	10,73	1,87	16,85
di (en)	5,08	5,45	5,09	7,18	0,40	9,23
di (fs)	2,30	3,03	1,94	2,75	1,60	7,01
wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
hy (en)	4,70	0,00	3,99	0,00	0,00	0,00
hy (fs)	2,13	0,00	1,52	0,00	0,00	0,00
ol (fo)	10,08	9,28	11,57	12,04	0,49	2,28
ol (fa)	5,03	5,7	4,87	5,1	2,18	1,90
mt	6,95	6,99	6,48	6,35	2,44	6,70
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
il	3,46	4,26	3,80	3,99	0,72	4,61
ap	0,95	1,64	0,99	1,41	0,18	1,01
cc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO/MgO	1,04	1,36	0,92	0,94	8,06	1,95
#mg tot	0,66	0,59	0,68	0,68	0,20	0,50
#mg	0,78	0,74	0,80	0,80	0,32	0,66

Tableau VIII-11: Compositions chimiques en éléments majeurs (% poids) et calcul de la norme CIPW des basaltes (β) et des phonolites(ρ) de la région d'Antsiranana.

poids) sont très élevées et elles reflètent un enrichissement en feldspath potassique (sanidine) et néphéline (feldspathoïde) qui sont les minéraux cardinaux de la roche. La phonolite contient du fer ($\text{FeO} = 3,28\%$ poids), ce qui indique la présence de magnétite dans la matrice phonolitique.

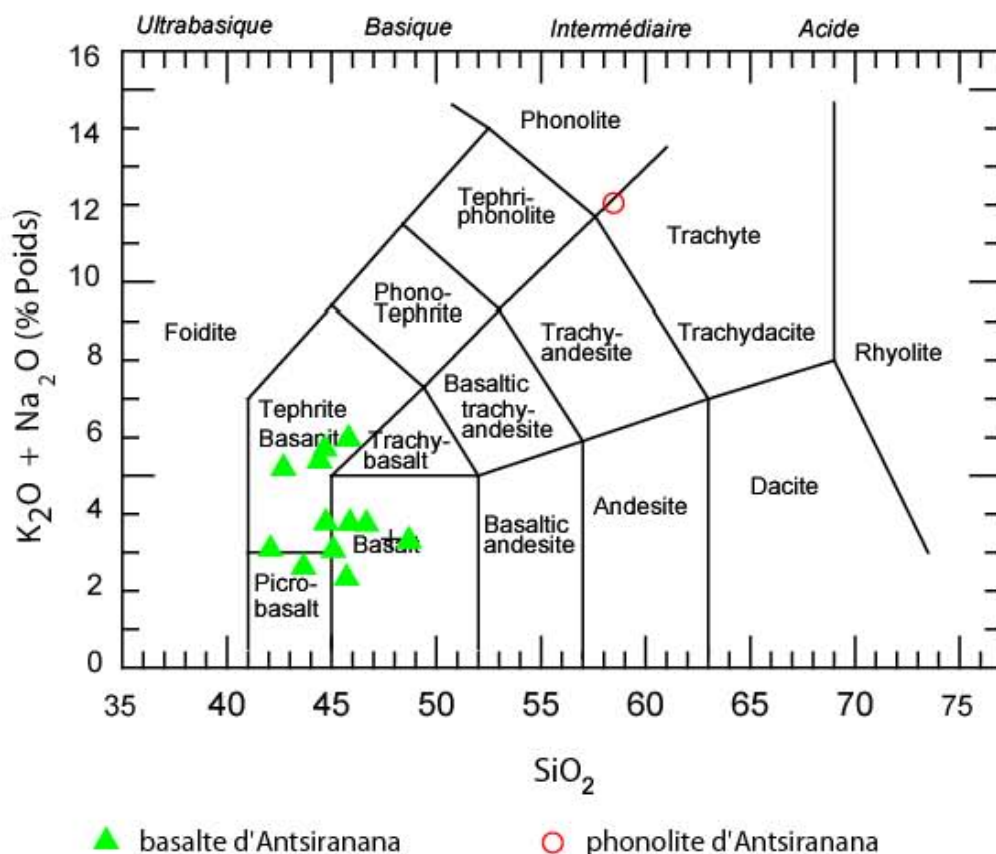


Figure VIII-17: Diagramme de classification chimique et nomenclature des roches volcaniques (basalte et phonolite) de La Montagne d'Ambre en utilisant la composition alcaline $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (% poids) en fonction de SiO_2 (% poids) selon *Le Maître et al. (1989)*.

VIII-3.2 Les terres rares des basaltes

Les terres rares (**Tableau VIII-12**) sont des éléments chimiques présents en traces dans les roches et qui ont une très grande affinité pour les éléments hydromagmatophiles. La **Figure VIII-18** présente les spectres de terres rares normalisés par rapport aux chondrites (*Evensen et al., 1978*).

Comme toutes les laves alcalines, les laves de la région d'Antsiranana et de la Montagne d'Ambre se caractérisent par un net enrichissement en terres légères (du La au Nd) et un fractionnement marqué des terres rares lourdes (du Gd au Lu). Le rapport La/Yb est compris entre 12 et 19. Les spectres de terres rares ne présentent pas d'anomalies particulières en europium mis à part le spectre de terres rares de la phonolite qui possède une légère

anomalie négative. Le comportement de terres rares est typique des basaltes alcalins intraplaques océaniques, qui se distinguent des tholéïtes des basaltes rides médio-océaniques dont les spectres sont appauvris en terres rares légères.

Roche Echantillon	β 301E	β 302E	β 302F	β 302C	β 306A	ρ 304C
Terres rares						
La	23,800	45,990	28,640	45,100	30,130	70,800
Ce	45,200	86,420	55,400	83,900	56,990	41,300
Pr	5,370	9,750	6,440	9,310	7,171	12,600
Nd	21,800	37,060	25,710	35,000	28,870	41,300
Sm	4,760	7,390	5,390	6,960	6,420	6,670
Eu	1,660	2,440	1,870	2,310	2,080	3,870
Gd	4,640	6,680	5,390	6,280	6,370	5,260
Tb	0,740	0,990	0,820	0,930	0,940	0,842
Dy	4,310	5,520	4,590	5,130	5,380	4,890
Ho	0,790	1,040	0,830	0,970	1,010	0,935
Er	2,090	2,790	2,260	2,650	2,670	2,790
Tm	0,300	0,400	0,310	0,380	0,370	0,435
Yb	1,840	2,640	1,960	2,410	2,330	2,930
Lu	0,270	0,410	0,280	0,370	0,350	0,458
Total	118,000	209,600	139,900	202,000	151,100	195,080
La/Yb	13,000	17,300	14,500	18,700	12,900	24,163

Tableau VIII-12: Teneurs en terres rares (en ppm) des basaltes (β) et phonolite (ρ) d'Antsiranana.

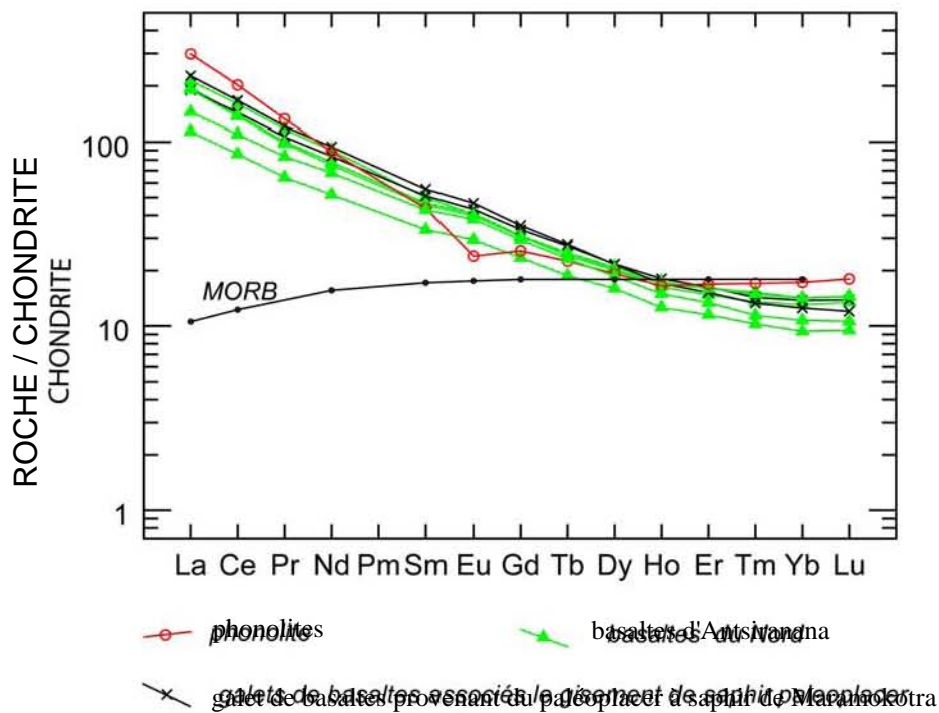


Figure VIII-18: Profils de distribution des spectres de terres rares des basaltes et phonolite de la région d'Antsiranana. Comparaison de l'allure de ces spectres caractéristiques des basaltes alcalins avec ceux de type MORB (Winter, 2001).

CHAPITRE IX

APPORTS DE LA DATATION U-Pb SUR ZIRCON A LA
DETERMINATION DE L'AGE DE FORMATION DES CORINDONS
MALGACHES ET DE L'HISTOIRE DES EVENEMENTS VOLCANIQUES
CENOZOIQUES ASSOCIES

Afin de mieux contraindre le lien temporel existant entre la formation des saphirs et des rubis des différentes régions productrices de corindons "basaltiques" et l'activité volcanique dans ces régions, des datations U-Pb ont été réalisées in-situ, à la sonde ionique Cameca IMS 1270 (*Deloule et al., 2002*) et avec un spectromètre ICPMS-à ablation laser (*Tiepolo, 2003*), sur des zircons inclus dans des rubis et dans des roches magmatiques (les anorthoclasites), et les zircons associés aux corindons dans les placers. Il s'agit de datation indirecte du corindon des régions suivantes:

- la région centrale du Massif de l'Ankaratra avec (i) la datation des enclaves d'anorthoclase incluses dans le basalte alcalin de Kianjanakanga; (ii) les saphirs des placers de Kianjanakanga, Mandrosohasina et Ambatomainty,
- la région orientale dans le district à corindon de Vatomandry avec (i) la datation de saphirs prélevés dans les placers de Sahanonoka; (ii) la datation in situ des rubis de ces mêmes placers,
- la région septentrionale avec deux datations : (i) les saphirs du placer de Befotaka dans l'île de Nosy Be, (ii) les saphirs du paléoplaceur de Maromokotra dans le district d'Ambondromifehy, dans le Sud de la Montagne d'Ambre.

Les erreurs sur les âges calculés à partir des rapports mesurés des isotopes de l'U et du Pb tiennent compte de l'erreur analytique statistique, de l'erreur liée à la correction du plomb commun (ou initial), et de l'erreur systématique liée à la procédure de calibration des mesures U-Pb.

IX-1 AGES U-PB DES ZIRCONS

IX-1.1 Les gisements de la région centrale de Madagascar

IX-1.1.1 Age de l'anorthoclase enclavée dans le basalte alcalin de Kianjanakanga

La datation U-Pb de cet échantillon apporte des informations importantes sur l'épisode magmatique de la formation des anorthoclasites qui contiennent du saphir (cf. chapitre V). Les cristaux de zircons observés dans l'anorthoclase ont une taille qui varie en moyenne de 50 à 150 µm de long (**Figure IX-1A**). Ils ont majoritairement des formes prismatiques (longueur/largeur > 2) avec des terminaisons pyramidales. Parfois, quelques grains sont de forme arrondie. Ces zircons ont des textures particulières avec des zonages visibles sur les photos de cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés (**Figure IX-1B**).

Les zircons présentent une succession de zones caractérisées par des zones sombres au cœur du cristal (zone 1) et une zone claire sur les bordures (zones 2a + 2b) (**Figure IX-1B**).

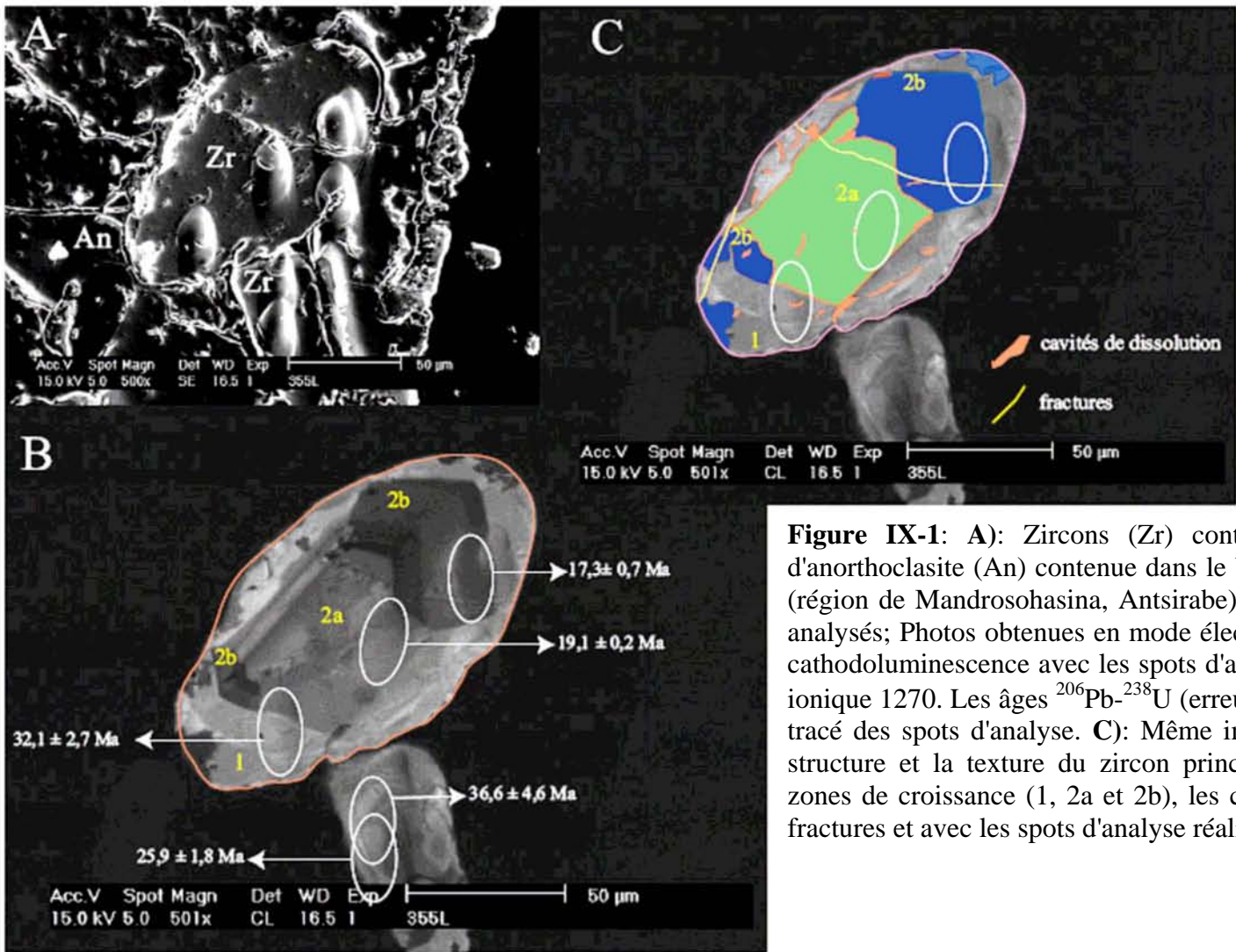


Figure IX-1: A): Zircons (Zr) contenus dans une enclave d'anorthoclase (An) contenue dans le basalte de Kianjanakanga (région de Mandrosohasina, Antsirabe); B): Texture des zircons analysés; Photos obtenues en mode électrons rétrodiffusés et par cathodoluminescence avec les spots d'analyse réalisés à la sonde ionique 1270. Les âges ^{206}Pb - ^{238}U (erreur 1σ) sont reportés sur le tracé des spots d'analyse. C): Même image que B) montrant la structure et la texture du zircon principal avec les différentes zones de croissance (1, 2a et 2b), les cavités de dissolution, les fractures et avec les spots d'analyse réalisés à la sonde ionique.

Au cœur du cristal, la zone sombre est composée de deux zones majeures (i) une zone centrale de couleur gris clair à gris foncé qui souligne les faces parallèles du prisme quadratique (110) du zircon (zone 2a sur la **Figure IX-1B**), (ii) une zone périphérique de couleur gris très foncé à noirâtre qui présente les terminaisons de l'octaèdre (111) et forment les terminaisons octaédriques du cristal formée par les zones 2a et 2b. Ce type de structure ressemble fortement à une macle en sablier qui a déjà décrite dans des zircons naturels des ophiolites en Corse et des zircons synthétiques (Ohnenstetter et al., 1991; Remond et al., 1992).

La bordure du cristal est formée par une zone à contours "amiboïdaux", de couleur blanchâtre à gris blanc. L'étude de détail de la structure du zircon (**Figure IX-1C**) montre qu'il a enregistré une histoire complexe marquée par la présence d'une part de fractures et de cavités de dissolution matérialisées par des cavités d'inclusions fluides identifiées principalement dans la zone 1, et d'autre part des zones en taches, visibles sur la photo obtenue en cathodoluminescence, correspondant à la couleur gris très foncé à noirâtre équivalente à la zone 2b déjà observée dans le cœur du cristal.

Les résultats analytiques de la datation U-Pb réalisée à la sonde ionique IMS 1270 sur cet échantillon (**Figure IX-1B**) sont présentés dans le **Tableau IX-1**. Trois analyses ont été réalisées dans les différentes zones du zircon PT355-1. Les zones 2a et 2b ont donné des âges ^{206}Pb - ^{238}U respectivement à $19,1 \pm 0,2$ Ma et $17,3 \pm 0,7$ Ma. Le point d'analyse de la zone 1 n'a pu être focalisé exclusivement sur cette zone et nous avons obtenu un âge de mélange entre les zones 2a et 1. L'âge ^{206}Pb - ^{238}U est de $32,1 \pm 2,7$ Ma. Ce zircon a des teneurs en Pb très basses (0,3 à 0,4 ppm) avec des teneurs en plomb commun assez élevées. La correction pour le plomb commun a un impact important pour les âges jeunes et de ce fait le rapport ^{207}Pb - ^{235}U n'est pas calculé précisément. Les âges calculés ^{206}Pb - ^{238}U et ^{207}Pb - ^{235}U sont totalement discordants. Ainsi, seul l'âge corrigé ^{206}Pb - ^{238}U sera significatif.

Les âges obtenus sur les différentes zones mettent en évidence que le cœur du zircon est plus jeune que la bordure. Les zones 2a et 2b présentent des âges quasiment identiques, la zone 2a étant plus vieille que la zone 2b. Un âge ^{206}Pb - ^{238}U moyen peut-être calculé à $18,2 \pm 0,3$ Ma pour ces deux zones qui sont contemporaines, et confirment que les zones 2a et 2b proviennent d'un même cristal. La zone de mélange entre la zone 1 et la zone 2a a donné un âge ^{206}Pb - ^{238}U de $32,1 \pm 2,7$ Ma, ce qui représente un âge minimum pour la zone 1.

Les données obtenues sur un zircon voisin PT355-2 (**Figure IX-1B**), où les âges ^{206}Pb - ^{238}U respectifs sont $36,6 \pm 4,6$ Ma et $25,9 \pm 1,8$ Ma (âge ^{206}Pb - ^{238}U moyen = $31,3 \pm 1,9$ Ma) permettent de penser que cette zone a un âge compris entre 30 et 40 Ma.

Analyse	Teneurs (ppm)			Mesuré	Rapports corrigés						Ages (Ma)			
ANTSIRABE	Pb	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ	$^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$	σ	$^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$	σ
Kianjanakanga										□		□		□
PT355-1-1	0,4	154	175	137	0.16214	0.12339	0.00312	0.00799	0.06016	0.12936	17.3	0.7	59.3	7.4
PT355-1-2	0,3	132	267	627	0.22254	0.07451	0.00296	0.00799	0.09096	0.07494	19.1	0.2	88.4	6.3
PT355-1-3	0,3	58	72	1029	0.42750	0.07596	0.00509	0.00801	0.29452	0.11254	32.1	2.7	262.1	25.7
PT355-2-4	0,2	50	30	409	0.48281	0.08738	0.00597	0.00802	0.37947	0.15234	36.6	4.6	326.7	41.7
PT355-2-5	0,3	90	97	1856	0.36917	0.06992	0.00407	0.00799	0.20484	0.09897	25.9	1.8	189.2	16.9
Mandrosohasina														
MAN2-2	2	1694	6681	14	0.06343	1.06452	0.00121	0.00012	0.01056	0.01129	7.8	0.8	10.7	11.3
MAN2-3	2	1543	7002	16	0.09698	0.58844	0.00146	0.00001	0.01954	0.01150	9.4	0.1	19.6	11.4
MAN2-4	1	1310	3645	16	0.06564	0.74179	0.00125	0.00010	0.01135	0.00847	8.1	0.6	11.5	8.5
MAN2-5	1	1153	2864	15	0.05438	1.11539	0.00125	0.00010	0.00934	0.01045	8.0	0.7	9.4	10.5
MAN2-6	2	1686	7090	18	0.07618	0.33709	0.00129	0.00005	0.01356	0.00460	8.3	0.3	13.7	4.6
MAN2-7	1	1058	2323	11	0.11161	0.41467	0.00123	0.00009	0.01892	0.00796	7.9	0.6	19.0	7.9
mand1-3	0,1	81	58	304	0.06827	5.91898	0.00187	0.00090	0.00187	0.00090	12.0	5.8	17.7	99.3
mand1-4	0,2	124	102	533	0.04763	6.22518	0.00162	0.00062	0.00162	0.00062	10.4	4.0	10.8	64.6
mand1-5	0,1	87	58	541	0.05392	9.27722	0.00168	0.00100	0.00168	0.00100	10.8	6.4	12.6	109.9
mand1-6	0,3	247	106	595	0.04700	13.5272	0.00163	0.00162	0.00163	0.00162	10.5	10.4	10.7	134.7
mand1-7	0,1	101	98	539	0.06292	7.64380	0.00137	0.00080	0.00137	0.00080	8.8	5.1	12.0	87.7

Tableau IX-1: Résultats analytiques de la datation U-Pb obtenus par sonde ionique 1270 sur les zircons de Kianjanakanga et de Mandrosohasina.

Ainsi, le zircon possède un cœur plus jeune que la bordure. Les observations de détail ont mis en évidence des zones de dissolution importante du zircon liée à des interactions avec des fluides. Les différences d'âges peuvent s'expliquer par une dissolution sélective d'un cœur métamicté et d'une recristallisation vers 18 Ma. De telles dissolutions sous l'action de fluides hydrothermaux ont déjà été décrites par *Sinha et al. (1992)*, *Rizvanova et al. (2000)* et *Martin (2004)*.

IX-1.1.2 Age de formation des saphirs provenant des placers de Mandrosohasina et Ambatomainty

Les résultats analytiques des datations U-Pb réalisées à la sonde ionique IMS 1270 sur les zircons MAN2 et mand1 de Mandrosohasina sont présentés dans le **Tableau IX-1**. Les zircons, de couleur brun à orangé, présentent des zones régulières et fines en cathodoluminescence. Ces zircons ont des teneurs en Pb très basses (0,1 à 0,3 ppm) avec des teneurs en plomb commun non négligeables. De ce fait le rapport $^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$ n'est pas calculé précisément mais nous pouvons cependant remarquer que les âges $^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$ pour les échantillons MAN2 et mand1 sont faiblement discordants par rapport aux âges $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$. Les âges corrigés $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ pour le zircon MAN2 sont compris entre $7,8 \pm 0,8$ Ma et $9,4 \pm 0,1$ Ma, et pour le zircon mand1 entre $8,8 \pm 0,8$ Ma et $12,0 \pm 0,1$ Ma. Les âges moyen calculés sont respectivement de $8,8 \pm 0,3$ Ma (**Figure IX-2A**) et $10,4 \pm 0,8$ Ma (**Figure IX-3A**).

Les résultats analytiques des datations U-Pb obtenues au spectromètre ICPMS-à ablation laser sur les zircons Mandrosohasina 1 et Ambatomainty-1Z sont présentés dans le **Tableau IX-2**. Les âges $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ obtenus sur chaque point analysé sont très homogènes pour les deux échantillons. L'âge intégré $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ calculé sur le zircon Mandrosohasina 1 est de $7,3 \pm 0,2$ Ma (**Figure IX-2B**) et l'âge intégré $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ calculé sur le zircon Ambatomainty-1Z est de $7,1 \pm 0,2$ Ma (**Figure IX- 3B**). Ces âges sont identiques à ceux obtenus par la sonde ionique 1270.

IX-1.2. Les gisements de la région orientale de Madagascar

IX-1.2.1 Age des zircons associés aux saphirs provenant des placers de Sahanonoka (région de Vatomandry)

Les résultats analytiques des datations U-Pb réalisées à la sonde ionique IMS 1270 sur les zircons VATSA 2 et VATSA 1 sont présentés dans le **Tableau IX-3**. Les zircons brun à

orangé sont de grande taille avec respectivement suivant une coupe perpendiculaire à l'axe c des sections de 8 x 4mm pour VATSA 2 et 4 x 2mm pour VATSA 1. Le zircon VATSA 1 est

Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erreur 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erreur 2σ	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
ANTSIRABE						ages (2σ)
Ambatomainty-1Z						
AMB1Z-1	0.001120	0.000039	0.0526	0.0030	0.54	7.2 ± 0.3
AMB1Z-2	0.001140	0.000040	0.0578	0.0030	0.59	7.4 ± 0.3
AMB1Z-3	0.001090	0.000038	0.0561	0.0030	0.56	7.0 ± 0.2
AMB1Z-4	0.001120	0.000039	0.0511	0.0029	0.55	7.2 ± 0.3
AMB1Z-5	0.001120	0.000039	0.0513	0.0025	0.61	7.2 ± 0.3
AMB1Z-6	0.001090	0.000038	0.0538	0.0025	0.63	7.0 ± 0.2
AMB1Z-7	0.001110	0.000039	0.0525	0.0027	0.58	7.1 ± 0.2
AMB1Z-8	0.001090	0.000038	0.0518	0.0026	0.59	7.0 ± 0.2
AMB1Z-9	0.001050	0.000037	0.0594	0.0026	0.66	6.8 ± 0.2
AMB1Z-10	0.001080	0.000038	0.0607	0.0027	0.65	7.0 ± 0.3
AMB1Z-11	0.001110	0.000039	0.0546	0.0029	0.57	7.2 ± 0.2
AMB1Z-12	0.001080	0.000038	0.0560	0.0029	0.60	7.0 ± 0.2
AMB1Z-13	0.001070	0.000038	0.0589	0.0027	0.64	6.9 ± 0.2
AMB1Z-14	0.001090	0.000038	0.0562	0.0025	0.64	7.0 ± 0.2
AMB1Z-15	0.001110	0.000039	0.0519	0.0026	0.59	7.1 ± 0.2
AMB1Z-16	0.001100	0.000039	0.0543	0.0021	0.71	7.1 ± 0.2
AMB1Z-17	0.001070	0.000038	0.0615	0.0026	0.68	6.9 ± 0.2
AMB1Z-18	0.001070	0.000038	0.0548	0.0025	0.65	6.9 ± 0.2
AMB1Z-19	0.001160	0.000040	0.0514	0.0025	0.60	7.5 ± 0.3
AMB1Z-20	0.001090	0.000038	0.0574	0.0027	0.63	7.0 ± 0.2
Mandrosohasina-1						
MAN1-1	0.001040	0.000051	0.0674	0.0126	0.26	6.7 ± 0.3
MAN1-2	0.001090	0.000052	0.0565	0.0129	0.21	7.0 ± 0.3
MAN1-3	0.001050	0.000051	0.0779	0.0069	0.53	6.8 ± 0.3
MAN1-4	0.001120	0.000032	0.0602	0.0034	0.44	7.2 ± 0.2
MAN1-5	0.001200	0.000033	0.0572	0.0031	0.44	7.8 ± 0.2
MAN1-6	0.001210	0.000034	0.0602	0.0032	0.45	7.8 ± 0.2
MAN1-7	0.001140	0.000032	0.0560	0.0029	0.46	7.3 ± 0.2
MAN1-9	0.001150	0.000033	0.0558	0.0031	0.43	7.4 ± 0.2
MAN1-10	0.001160	0.000033	0.0537	0.0031	0.42	7.4 ± 0.2
MAN1-11	0.001160	0.000033	0.0581	0.0032	0.45	7.5 ± 0.2
MAN1-12	0.001140	0.000032	0.0663	0.0044	0.38	7.4 ± 0.2
MAN1-13	0.001190	0.000048	0.0684	0.0068	0.39	7.7 ± 0.3
MAN1-14	0.001120	0.000047	0.0651	0.0072	0.37	7.2 ± 0.3
MAN1-15	0.001140	0.000047	0.0688	0.0079	0.35	7.3 ± 0.3
MAN1-16	0.001130	0.000047	0.0497	0.0074	0.28	7.3 ± 0.3
MAN1-17	0.001040	0.000031	0.0586	0.0034	0.45	6.7 ± 0.2
MAN1-18	0.001110	0.000032	0.0552	0.0031	0.44	7.2 ± 0.2
MAN1-19	0.001070	0.000031	0.0625	0.0032	0.49	6.9 ± 0.2
MAN1-20	0.001090	0.000032	0.0526	0.0028	0.46	7.0 ± 0.2

Tableau IX-2: Résultats analytiques de la datation U-Pb obtenus par extraction laser et analyse ICP-MS sur les zircons d'Ambatomainty et de Mandrosohasina.

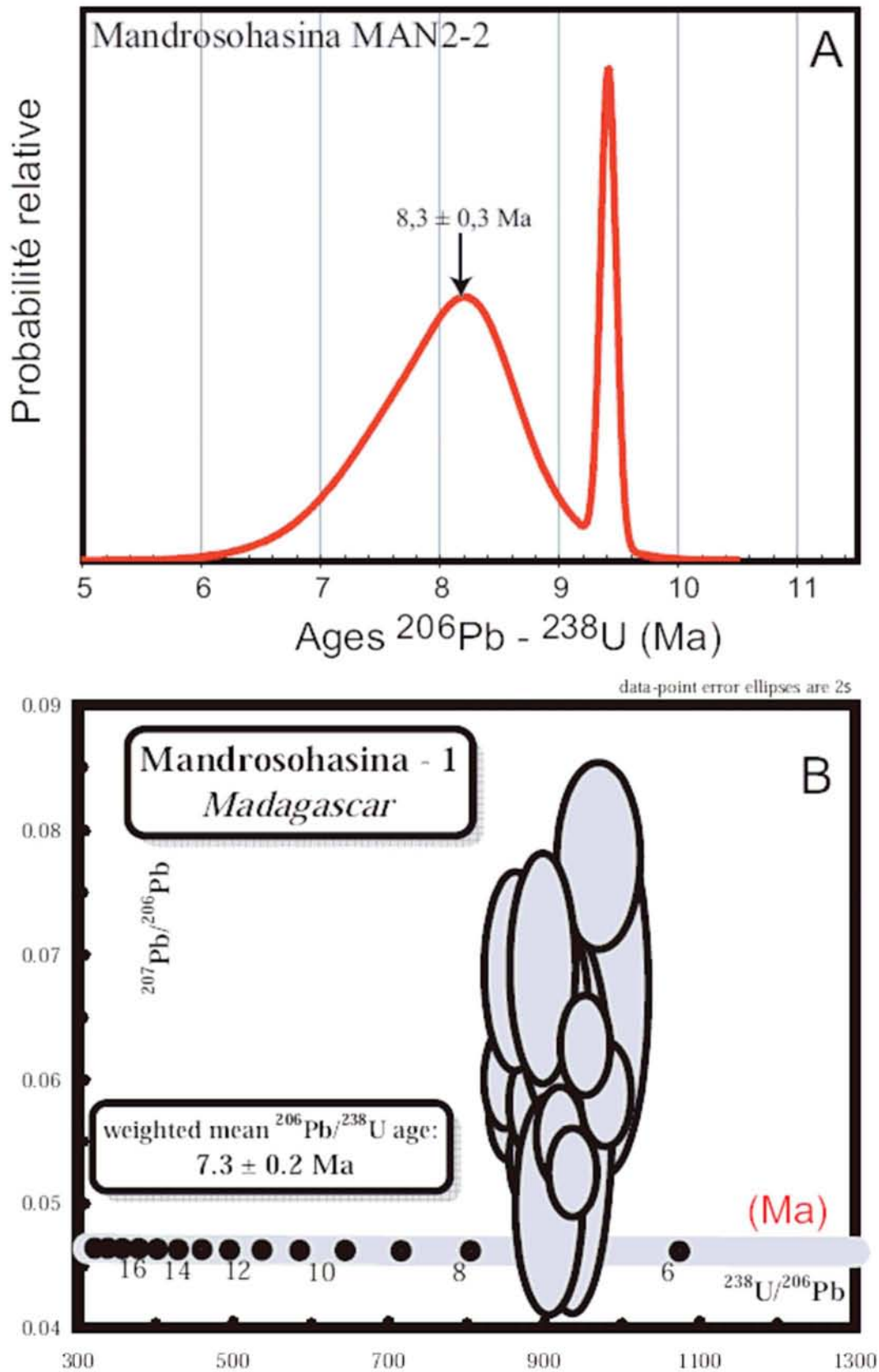


Figure IX-2: A): Ages ^{206}Pb - ^{238}U obtenus à la sonde ionique 1270 du zircon MAN2-2 provenant du placer de Mandrosohasina. B): Ages $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS du zircon Mandrosohasina-1.

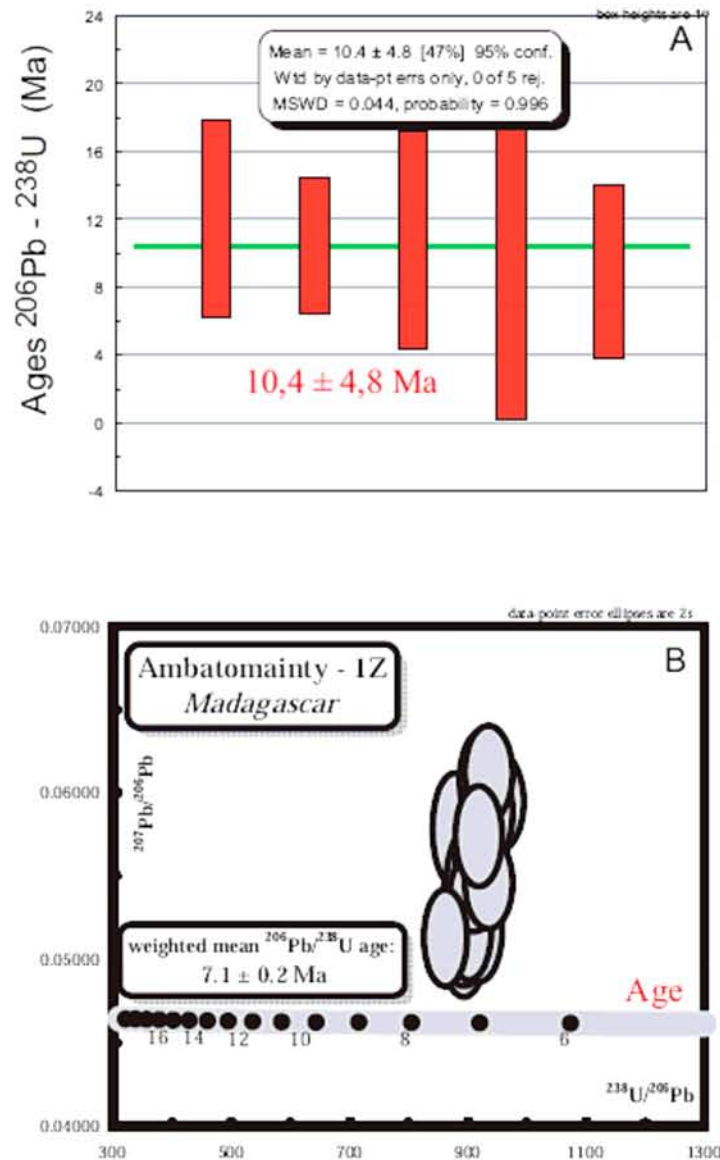


Figure IX-3: A): Ages $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ obtenus à la sonde ionique 1270 du zircon mand-1 provenant du placier de Mandrosohasina. **B):** Ages $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon d'Ambatomainty-1Z.

homogène et les photos en cathodoluminescence n'ont pas mis en évidence de zones différentes. Le zircon VATSA 2 est zoné avec un cœur de couleur brun orangé foncé et une bordure constituée de fines zones parallèles aux bordures du cristal.

Ces zircons ont des teneurs en Pb très basses (0,1 ppm), avec des teneurs en plomb commun non négligeables. De ce fait le rapport $^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$ n'est pas précis et les âges calculés $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$ sont totalement discordants. Ainsi, seul l'âge corrigé $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ est significatif (**Tableau IX-3**). Les âges corrigés $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ pour le zircon VATSA 2 montrent qu'il existe deux intervalles de valeur situés respectivement entre 40 et 30 Ma et 19 et 10 Ma

Analyse	Teneurs (ppm)			Mesuré	Rapports corrigés						Ages (Ma)			
VATOMANDRY	Pb	U	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	σ	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	σ	²⁰⁷ Pb- ²³⁵ U	σ
Zircon dans rubis														□
V2-2-A-1	11	392	20	1998	0.05803	0.07722	0.03254	0.00323	0.26032	0.03276	206.4	20.1	234.9	26.1
V2-2-B-1	11	356	11	2724	0.05717	0.06178	0.03658	0.00115	0.28832	0.02000	231.6	7.2	257.2	15.6
V2-2-B-2	13	336	6	12336	0.05974	0.02799	0.04592	0.00253	0.37826	0.02340	289.4	15.6	325.8	17.1
V2-2-C-1	11	235	9	8740	0.06455	0.02159	0.05514	0.00038	0.49076	0.01113	346.0	2.3	405.4	7.6
V2-2-D-1	9	206	87	2349	0.06721	0.03519	0.05022	0.00116	0.46536	0.01958	315.9	7.1	388.0	13.5
V2-2-D-2	5	276	19	1769	0.05318	0.07397	0.01984	0.00052	0.14545	0.01142	126.6	3.3	137.9	10.1
V2-2-E-1	16	353	20	733	0.21498	0.11743	0.05328	0.00339	1.57933	0.21098	334.6	20.7	962.1	79.8
V2-2-F-1	2	119	10	583	0.05389	0.20608	0.02009	0.00148	0.14924	0.03267	128.2	9.4	141.2	28.5
V2-2-G-1	1	68	7	202	0.07579	0.48921	0.02218	0.00340	0.23184	0.11887	141.4	21.4	211.7	93.5
V2-2-H-1	4	166	13	1877	0.07381	0.05456	0.02563	0.00231	0.26085	0.02752	163.1	14.5	235.3	21.9
V2-2-I-1	3	96	7	2570	0.06966	0.08226	0.03461	0.00095	0.33245	0.02883	219.4	5.9	291.4	21.7
V2-2-J-1	17	228	13	2125	0.06270	0.03674	0.08844	0.00318	0.76460	0.03930	546.3	18.8	576.7	22.4
Zircon dans placer														
VATSA 2-1	0.07	27	16	2993	1.13952	0.28580	0.00299	0.00064	0.46983	0.16817	19.2	4.1	391.1	110.0
VATSA 2-2	0.07	42	22	67	1.38638	0.21547	0.00200	0.00001	0.38263	0.08247	12.9	0.1	329.0	58.8
VATSA 2-3	0.03	7	3	78	2.13636	0.31585	0.00546	0.00152	1.60937	0.67806	35.1	9.8	973.9	234.6
VATSA 2-4	0.05	8	2	72	1.53839	0.48411	0.00678	0.00281	1.43784	0.91574	43.6	17.9	904.8	323.8
VATSA 2-5	0.05	11	6	20	1.38965	0.16964	0.00493	0.00059	0.94499	0.19612	31.7	3.8	675.5	97.5
VATSA 2-6	0.26	56	18	40	2.36458	0.43132	0.00545	0.00276	1.77760	1.18135	35.1	17.6	1037.3	359.8
VATSA 2-7	0.08	41	24	122	0.74883	0.17960	0.00225	0.00023	0.23250	0.04816	14.5	1.5	212.3	38.9
VATSA 2-8	0.07	42	19	363	0.99938	0.21598	0.00182	0.00033	0.25097	0.07102	11.7	2.1	227.4	56.1
VATSA 2-9	0.06	27	17	2277	0.93146	0.16360	0.00253	0.00042	0.32437	0.07577	16.3	2.7	285.3	56.5
VATSA 2-10	0.06	49	22	57	0.64795	0.43322	0.00151	0.00040	0.13486	0.06849	9.7	2.6	128.5	59.5
VATSA 1-1	0.02	11	8	156	0.60651	0.72369	0.00262	0.00094	0.21941	0.17712	16.9	6.0	201.4	137.7
VATSA 1-3	0.03	16	3	22	0.25662	2.40195	0.00195	0.00171	0.06910	0.17660	12.6	11.0	67.8	155.2
VATSA 1-4	0.02	4	3	66	0.65923	0.68305	0.00655	0.00247	0.59573	0.46484	42.1	15.8	474.5	259.6
VATSA 1-5	0.04	22	7	37	0.30832	1.71033	0.00187	0.00106	0.07967	0.14352	12.1	6.8	77.8	126.7
VATSA 1-6	0.03	18	4	30	0.79059	0.70731	0.00223	0.00105	0.24330	0.20657	14.4	6.7	221.1	156.1
VATSA 1-7	0.02	6	3	429	0.72234	0.50166	0.00471	0.00161	0.46879	0.28473	30.3	10.3	390.4	179.9
VATSA 1-8	0.03	7	5	29	0.72618	0.14142	0.00581	0.00065	0.58185	0.10502	37.4	4.2	465.7	65.3

Tableau IX-3: : Résultats analytiques de la datation U-Pb obtenus par sonde ionique sur les zircons de Vatomandry.

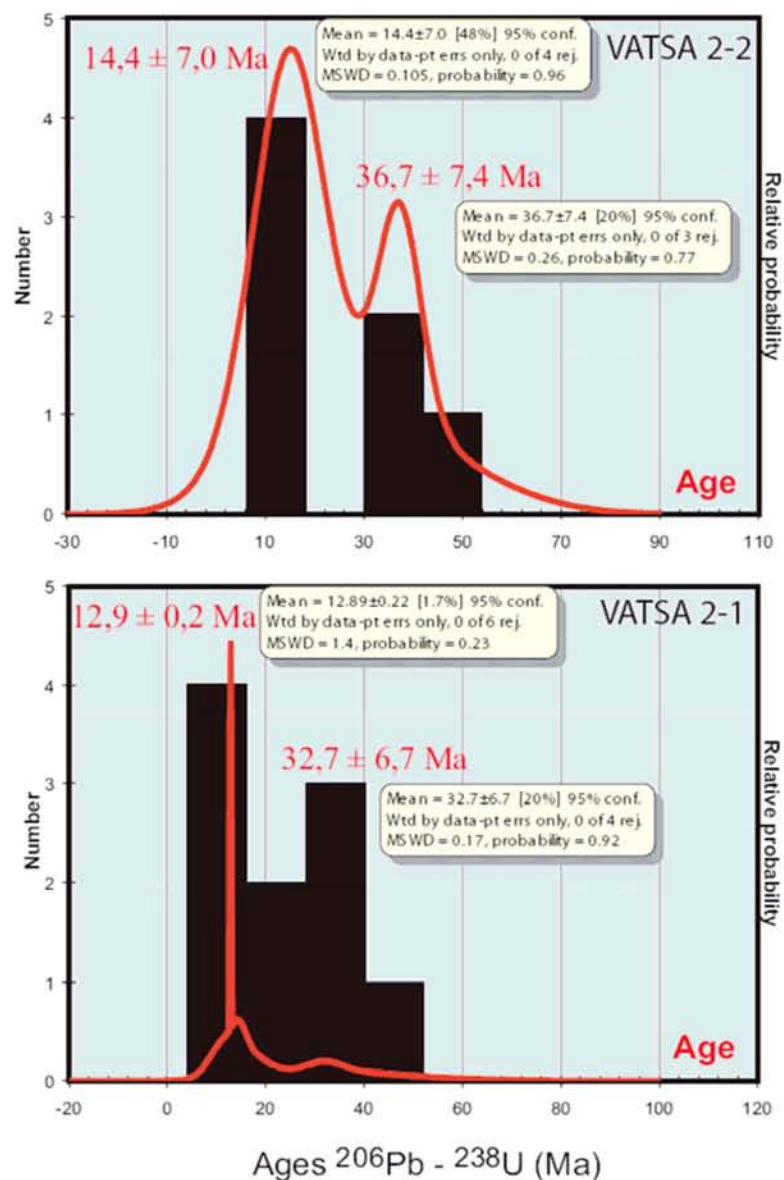


Figure IX-4: Diagramme de répartition des âges $^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}$ obtenus à la sonde ionique 1270 sur les zircons VATSA 2-2 et VATSA 2-1 provenant du placier de Sahanonoka (région de Vatomandry).

(**Figure IX-4**). Le premier groupe de valeur permet de calculer un âge moyen avec un écart type important à $32,7 \pm 6,7$ Ma, et le deuxième groupe un âge plus jeune et significatif à $12,9 \pm 0,2$ Ma.

Les âges corrigés $^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}$ pour le zircon VATSA 1 montrent qu'il existe également deux intervalles de valeur compris respectivement entre 40 et 30 Ma et 17 et 12 Ma (**Figure IX-4**). Le premier groupe de valeur permet de calculer un âge moyen à $36,7 \pm 7,4$ Ma et le deuxième groupe un âge plus jeune et significatif à $14,4 \pm 7,0$ Ma.

Ces deux groupes d'âges ont été mis en évidence pour les deux zircons analysés et ils montrent que deux stades de cristallisation ont affectés ces zircons : l'un au paléogène et l'autre au Miocène.

IX-1.2.2 Age des zircons inclus dans les rubis provenant des placers de Sahanonoka

Les résultats analytiques des datations U-Pb réalisées à la sonde ionique IMS 1270 sur 10 zircons inclus dans les rubis de Sahanonoka sont présentés dans le **Tableau IX-3**.

Les dix cristaux de zircons observés dans les rubis ont une taille qui varie en moyenne de 5 à 60 μm de long (**Figure IX-5**). Ils ont des formes prismatiques (longueur/largeur > 2) avec des terminaisons pyramidales. Une grande partie de ces grains sont de forme arrondie. Ces zircons ont des textures particulières avec des zones visibles sur les photos obtenues par cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés. Par exemple, le zircon V2-2D de la **Figure IX-5** présente un cœur formé par un zircon hérité et en cours de métamictisation, et une périphérie constituée par une succession de zones concentriques de couleurs différentes.

Ces zircons ont des teneurs en Pb plus fortes que tous les précédents cristaux (compris entre 1 et 17 ppm). Les âges ^{206}Pb - ^{238}U obtenus sont compris entre $546,3 \pm 3,3$ Ma et $126,6 \pm 18,8$ Ma. Les âges ^{206}Pb - ^{238}U et ^{207}Pb - ^{235}U obtenus dans les zircons sont discordants et ils sont perturbés par la présence de ^{204}Pb . Le zircon V2-2-D de la **Figure IX-5** est formé par un cœur hérité dont l'âge ^{206}Pb - ^{238}U a été mesuré à $315,9 \pm 1,3$ Ma. Le spot d'analyse recouvre différentes petites zones du cœur et ainsi, l'âge vrai du cœur hérité de ce zircon doit être plus vieux que l'âge de mélange mesuré à 316 Ma. Les âges obtenus sur deux autres zircons V2-2-B et V2-2-D à partir de deux points d'analyses U-Pb correspondent à des âges de mélange.

La discordia calculée à partir des analyses U-Pb réalisées sur les dix zircons inclus dans les rubis de Sahanonoka (**Figure IX-6**) et passant par l'intercept inférieur correspond à un âge de 35 Ma, et avec un intercept supérieur à 750 ± 180 Ma (MSWD = 3,1). Si l'on écarte le point 1 de la **Figure IX-6** (analyse V2-2-H1, **Tableau IX-3**), l'intercept inférieur correspondra à un âge de 64 Ma et donnera un intercept supérieur à 772 ± 10 Ma (MSWD = 1,6). Malgré la très grande incertitude sur les mesures, les âges nous définissent deux périodes de croissance pour les zircons, une première vers 750 Ma et une deuxième période comprise entre 65 et 35 Ma. Les âges à 35 Ma sont également rencontrés dans les zircons analysés précédemment dans le placer de Sahanonoka.

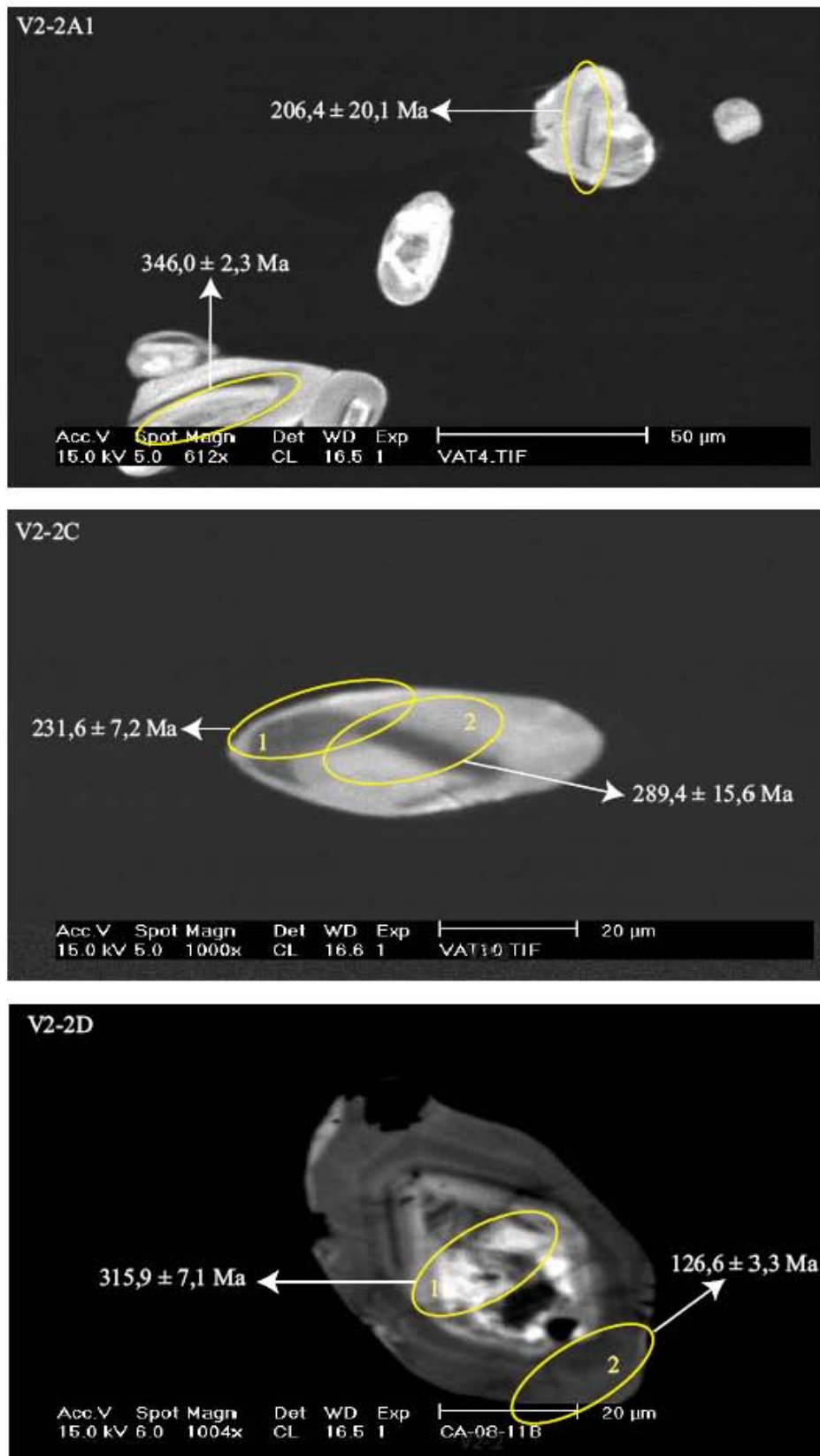


Figure IX-5: Photos des zircons inclus dans les rubis provenant du placier de Sahanonoka obtenues en mode d'électrons rétrodiffusés et par cathodoluminescence avec les spots d'analyse réalisés à la sonde ionique 1270 et les âges ^{206}Pb - ^{238}U (erreur 1σ) correspondants.

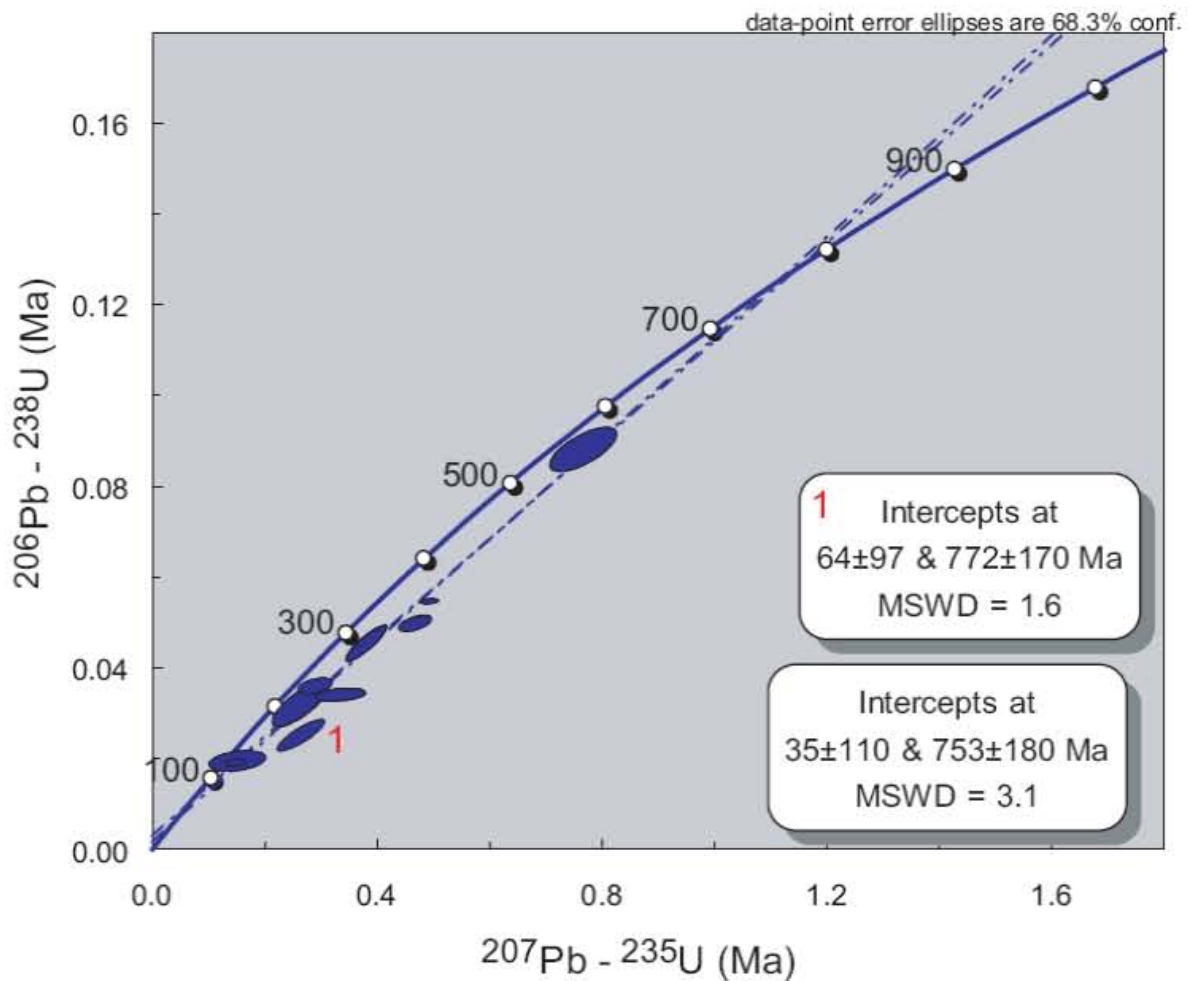


Figure IX-6: Diagramme de Wetherill (1956) des 10 zircons contenus dans les rubis provenant du placier de Sahononboka (région de Vatondrany). 1: Les deux intercepts présentés ont été calculés d'une part avec l'ensemble des 20 données avec un intercept inférieur à 35 Ma, et d'autre part en écartant le point 1 (analyse V2-2-H1, **Tableau IX-3**), avec un intercept inférieur à 64 Ma.

IX-1.3 Les gisements de la région septentrionale de Madagascar

IX-1.3.1 Age des zircons associés aux saphirs provenant des paléoplacers de Maramokotra (zone minière d'Ambondromifehy)

Les résultats analytiques des datations U-Pb obtenues par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Maramokotra-320 associé aux saphirs de ce gisement sont présentés dans le **Tableau IX-4**. Les âges $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ obtenus sur chaque point analysé (au nombre de 20) sont très homogènes pour l'ensemble de l'échantillon. L'âge intégré $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ obtenu sur ce zircon est de $40,6 \pm 0,5$ Ma (**Figure IX-7**).

Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erreur 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erreur 2σ	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (2σ)
MONTAGNE D'AMBRE						
<i>Maromokotra-320</i>						
MAR320-1	0.006770	0.000251	0.0466	0.0065	0.26	43.5 ± 1.6
MAR320-2	0.006390	0.000230	0.0674	0.0076	0.31	41.1 ± 1.5
MAR320-4	0.006210	0.000227	0.0511	0.0071	0.26	39.9 ± 1.5
MAR320-5	0.006160	0.000227	0.0686	0.0066	0.37	39.6 ± 1.5
MAR320-6	0.006150	0.000227	0.0495	0.0059	0.30	39.5 ± 1.5
MAR320-7	0.006380	0.000230	0.0630	0.0066	0.33	41.0 ± 1.5
MAR320-8	0.006360	0.000205	0.0551	0.0046	0.38	40.9 ± 1.1
MAR320-9	0.006450	0.000207	0.0580	0.0053	0.35	41.4 ± 1.1
MAR320-10	0.006340	0.000205	0.0652	0.0062	0.34	40.7 ± 1.1
MAR320-11	0.006390	0.000222	0.0670	0.0059	0.39	41.0 ± 1.1
MAR320-12	0.006220	0.000220	0.0585	0.0053	0.38	40.0 ± 1.1
MAR320-13	0.006560	0.000224	0.0506	0.0066	0.26	42.1 ± 1.1
MAR320-14	0.006440	0.000222	0.0673	0.0056	0.41	41.4 ± 1.1
MAR320-15	0.006110	0.000202	0.0631	0.0066	0.31	39.3 ± 1.1
MAR320-16	0.006340	0.000221	0.0706	0.0062	0.39	40.7 ± 1.1
MAR320-17	0.006310	0.000221	0.0568	0.0066	0.30	40.5 ± 1.1
MAR320-18	0.006350	0.000221	0.0668	0.0056	0.41	40.8 ± 1.1
MAR320-19	0.006240	0.000204	0.0456	0.0046	0.32	40.1 ± 1.1
MAR320-20	0.006080	0.000202	0.0681	0.0060	0.37	39.1 ± 1.1

Tableau IX-4: Résultats analytiques de la datation U-Pb obtenus par extraction laser et analyse ICP-MS sur un zircon du placier de Maromokotra (district de Ambondromifehy, région d'Antsiranana).

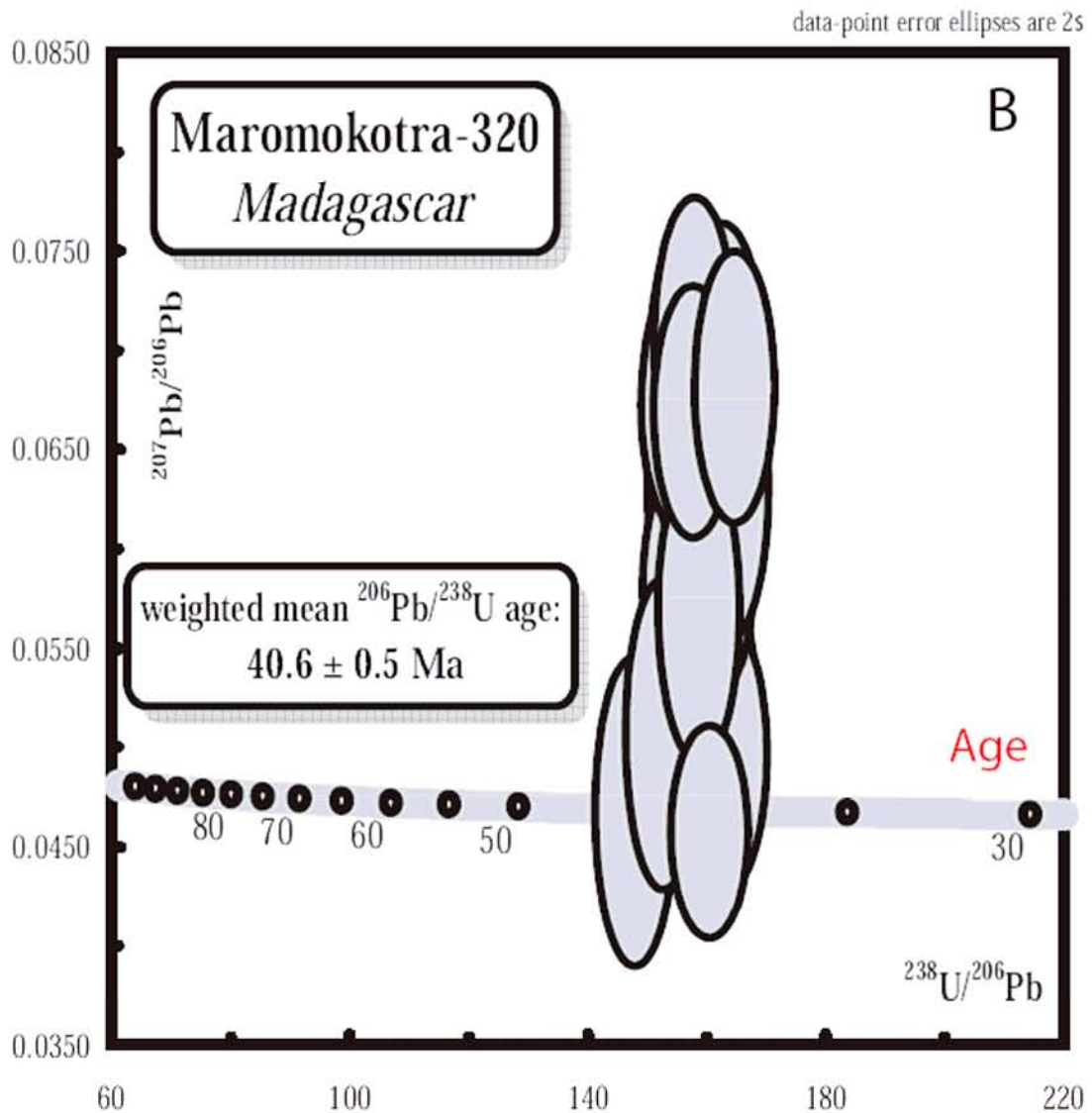


Figure IX-7: Ages $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Maromokotra-230 du district minier de Ambondromifehy (région de Antsiranana).

IX-1.3.2 Age des zircons associés aux saphirs provenant des placers de Befotaka (Ile de Nosy-Be)

Les résultats analytiques des datation U-Pb obtenues par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Befotaka-1 associé aux saphirs de ce même gisement sont présentés dans le **Tableau IX-5**. Les âges ^{206}Pb - ^{238}U obtenus sur chaque point analysé (au nombre de 20) sont très homogènes sur l'ensemble de l'échantillon. L'âge intégré ^{206}Pb - ^{238}U obtenu sur ce zircon

est de $0,67 \pm 0,04$ Ma (**Figure IX-8**). L'âge intégré ^{208}Pb - ^{232}Th est de $0,78 \pm 0,0$ Ma et comparable à l'âge ^{206}Pb - ^{238}U .

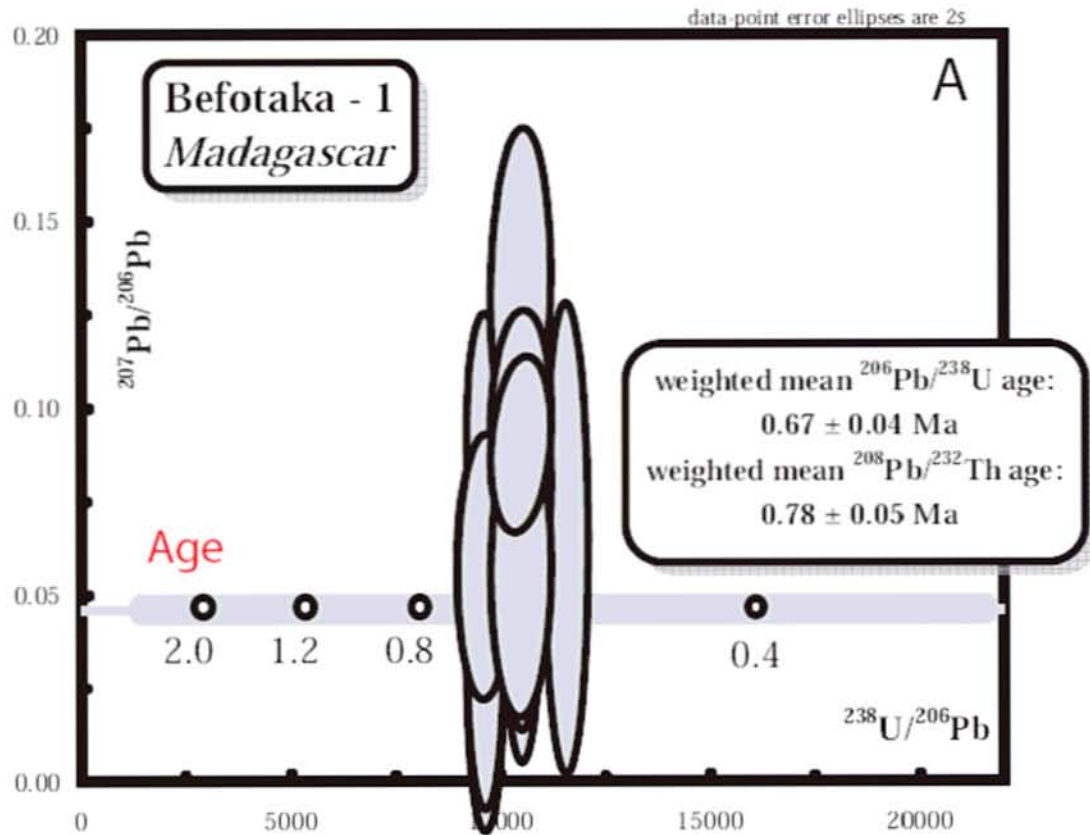


Figure IX-8: Ages $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par ablation laser et analyse ICP-MS sur le zircon Befotaka-1 du placier à saphir de la mine de Befotaka (île de Nosy Be).

IX-2 LES AGES OBTENUS PAR LA METHODE U-PB SUR ZIRCON ET LEUR SIGNIFICATION GEOLOGIQUE

Les datations U-Pb réalisées sur les zircons fournissent indirectement un âge de formation des corindons qui les contiennent ou qui leur sont intimement associés dans les sables ou les paléoplacers gemmifères des zones basaltiques situées dans les régions centrale, orientale et septentrionale de Madagascar. Elles représentent les premières datations obtenues sur ce type de gisement de corindons à Madagascar. Les âges des coulées associées aux massifs volcaniques de l'Ankaratra et de la région de Vatmandry ne sont pas encore connues avec précision. Les seules données radiométriques publiées sur le volcanisme alcalin à Madagascar sont celles qui concernent le Massif de la Montagne d'Ambre et de la Péninsule d'Ambato ainsi que les îles situées à l'ouest du continent notamment celles de Nosy Be, Nosy Mitsio et Nosy Komba (Karche, 1973; Emerick et Duncan, 1982).

Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erreur 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erreur 2σ	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (2σ)	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ages (2σ)
NOSY BE							
<i>Befotaka-1</i>							
BEF1-1	0.000110	0.000004	0.0296	0.0169	0.04	0.71 ± 0.08	-
BEF1-2	0.000100	0.000004	0.1097	0.0201	0.11	0.60 ± 0.08	1.1 ± 0.1
BEF1-3	0.000100	0.000004	0.0564	0.0199	0.06	0.65 ± 0.08	0.9 ± 0.1
BEF1-4	0.000090	0.000004	0.0645	0.0244	0.05	0.58 ± 0.08	0.8 ± 0.1
BEF1-5	0.000100	0.000004	0.0607	0.0181	0.07	0.64 ± 0.04	0.9 ± 0.1
BEF1-6	0.000110	0.000004	0.0372	0.0173	0.04	0.71 ± 0.04	0.8 ± 0.1
BEF1-7	0.000100	0.000004	0.1151	0.0154	0.15	0.70 ± 0.04	0.7 ± 0.1
BEF1-8	0.000100	0.000004	0.0822	0.0122	0.14	0.60 ± 0.04	0.8 ± 0.1
BEF1-9	0.000100	0.000004	0.0898	0.0138	0.13	0.70 ± 0.04	0.7 ± 0.1
BEF1-10	0.000110	0.000004	0.0941	0.0128	0.14	0.70 ± 0.04	0.7 ± 0.1
BEF1-11	0.000100	0.000004	0.0598	0.0169	0.07	0.70 ± 0.04	0.9 ± 0.1
BEF1-12	0.000100	0.000006	0.0804	0.0136	0.11	0.64 ± 0.04	0.9 ± 0.1
BEF1-13	0.000100	0.000006	0.1281	0.0166	0.14	0.70 ± 0.04	0.8 ± 0.1
BEF1-14	0.000110	0.000007	0.0692	0.0109	0.12	0.70 ± 0.04	0.6 ± 0.1
BEF1-15	0.000110	0.000007	0.0593	0.0106	0.10	0.70 ± 0.04	0.7 ± 0.1
BEF1-16	0.000110	0.000007	0.0570	0.0104	0.11	0.71 ± 0.04	0.8 ± 0.1
BEF1-17	0.000100	0.000006	0.0953	0.0108	0.16	0.70 ± 0.04	0.9 ± 0.1
BEF1-18	0.000110	0.000007	0.0588	0.0141	0.08	0.71 ± 0.04	0.6 ± 0.1
BEF1-19	0.000100	0.000006	0.0596	0.0164	0.07	0.64 ± 0.04	1.0 ± 0.1
BEF1-20	0.000100	0.000006	0.0907	0.0187	0.09	0.70 ± 0.04	0.9 ± 0.1

Tableau IX- 5: Résultats analytiques de la datation U-Pb obtenus par extraction laser et analyse ICP-MS sur un zircon du placer de Befotaka (île de Nosy Be).

Les datations publiées sur le volcanisme basaltique de la région septentrionale sont reportées dans le **Tableau IX-6**.

Localité	Age (Ma)	Méthode de datation	Références
MASSIF DE LA MONTAGNE D'AMBRE			
ignimbrite d'Ankitekona	14,05	K-Ar	Karche (1973)
tufs de Bobaomby	20-16	stratigraphique	Karche (1973)
tinguaïte de Bobaomby	7,9	K-Ar	Karche (1973)
trachyte du Sud d'Anoronibe	7,4	K-Ar	Karche (1973)
lave Massif d'Ambre	0,83 ± 0,02	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
coulées d'Antsiranana	9,1 ± 0,57	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
	9,4 ± 0,45	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
rhyolite	14	K-Ar	Nougier et al. (1986)
NOSY MITSIO			
laves	4,66 ± 0,12	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
	9,97 ± 0,15	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
NOSY BE			
lave mafique Befotaka	7,32 ± 0,26	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)
NOSY KOMBA			
lave	10,15 ± 0,74	K-Ar	Emerick et Duncan (1982)

Tableau IX-6: Synthèse des différentes datations K-Ar obtenues sur les laves associées au volcanisme du Nord de Madagascar.

La partie nord de Madagascar avec la Montagne d'Ambre, la péninsule d'Ambato, et les îles de Nosy Be, Nosy Mitsio et Nosy Komba fait partie du volcanisme Méso-Cénozoïque de l'océan indien occidental. Les âges de ce volcanisme obtenus par des analyses K-Ar sur roches totales, sont compris entre 20 et 0,8 Ma (**Tableau IX-6**). Par contre, l'âge obtenu par la méthode U/Pb sur un zircon associé aux saphirs volcaniques de Maramokotra, a donné un âge Eocène à 41 Ma. Cet âge est nettement plus vieux que ceux définis antérieurement pour les coulées de la Montagne d'Ambre, signifiant que des épanchements volcaniques alcalins véhiculant des saphirs se sont produites à l'Eocène et plus particulièrement au Lutétien.

D'autre part, l'âge U/Pb obtenu sur un zircon associé à un sable à saphir de Nosy Be a fourni un âge très jeune de 0,7 Ma. Cet âge très récent démontre d'une part, qu'une partie du volcanisme sur cette île a été actif en même temps que celui des Grandes Comores ou de la

Montagne d'Ambre (âge mesurée à 0,8 Ma par *Emerick et Duncan, 1982*), et d'autre part, que des émissions volcaniques ont eu lieu au Pléistocène à Nosy Be alors que jusqu'à présent la seule datation sur cette île donnait un âge K-Ar à 7,3 Ma (*Emerick et Duncan, 1982*).

Dans la partie centrale de Madagascar et à l'aplomb des massifs volcaniques de l'Ankaratra, les données gravimétriques et sismologiques montrent une ondulation des isobathes du manteau et une croûte amincie à 30-32 km (*Rakodondraompiana et al., 1999; de Wit, 2003*). Cet amincissement lithosphérique est associé à une extension est-ouest enregistrée dans le plateau de l'Ankaratra et en accord avec le volcanisme Néogène à Quaternaire. Les datations U/Pb obtenues sur les zircons associés aux saphirs "volcaniques" de la région de Mandrohasina-Kianjanakanga, et d'Ambatomainy ont fourni des âges compris entre 36,6 et 7 Ma qui confirment le rôle du volcanisme alcalin dans le transport des saphirs à l'oligocène et au Miocène (**Figure IX-9**).

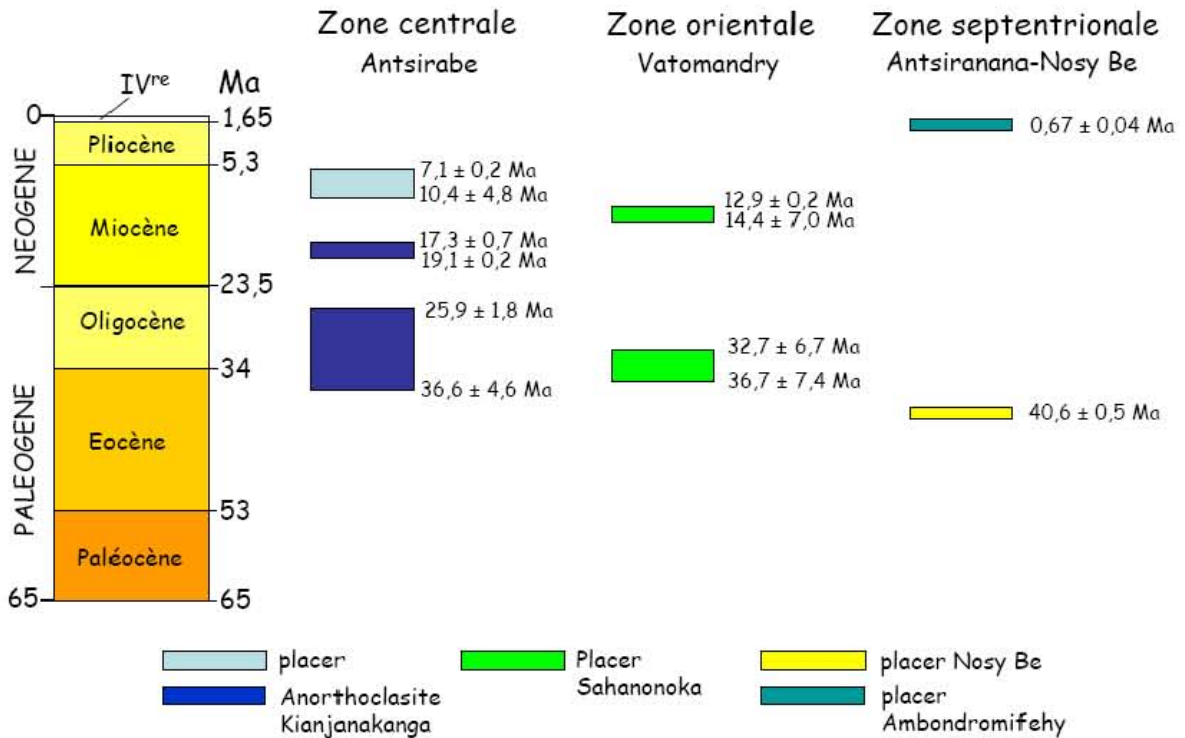


Figure IX-9: Ages de formation des gisements de saphirs associés aux basaltes alcalins de Madagascar.

Les zircons associés aux anorthoclases à saphir de Kianjanankanga se sont formées entre la fin de l'Eocène (Priabonien) et l'Oligocène. Ces zircons ont enregistré un deuxième épisode de croissance entre 19 et 17 Ma, c'est-à-dire au Miocène, signifiant que ces anorthoclases ont probablement été transportés par un deuxième magma et qu'elles ont stationné dans une autre chambre magmatique au Burdigalien avant d'être remontées à la surface sous la forme d'enclaves

par les basaltes alcalins de Mandrosohasina. Les autres âges U-Pb obtenus sur ces zircons associés aux saphirs et qui sont compris entre 10 et 7 Ma, sont l'expression d'une autre étape de formation des saphirs au Miocène durant le Tortonien (**Figure IX-9**).

Ces données radiométriques mettent en évidence au moins trois épisodes de formation de saphirs donc de magmas à la fin du Paléogène (fin Eocène et Oligocène), au Miocène (Burdigalien) puis au Tortonien.

Plus à l'Est de l'Ankaratra, la tectonique en extension Est-Ouest est matérialisée par les fossés d'effondrement du Lac Alaotra et d'Ankay (*Laville et al., 1998*), et une série de bassins parallèles qui sont limités par des failles normales. Ces failles se rencontrent jusque dans la région de Vatomandry où se situent les gisements de saphirs étudiés. Les datations U/Pb obtenues sur les zircons associés aux saphirs du placer de Sahanonoka ont fourni des âges (**Figure IX-9**) compris d'une part, entre 36 et 32 Ma, c'est-à-dire au Priabonien, âges qui sont identiques à ceux déterminés sur les zircons associés aux anorthoclasites à saphir de Kianjanakanga dans le plateau de l'Ankaratra, et d'autre part, des âges compris entre 14 et 13 Ma (Serravallien). Les périodes d'âges établies pour ces deux régions à saphirs sont identiques et elles confirment la contemporanéité de ce volcanisme alcalin due à un amincissement de la lithosphère à la verticale des massifs volcaniques du centre et à l'Est de Madagascar. Ce volcanisme débiterait à la fin de l'Eocène au Priabonien donc avant le Néogène et contrairement à l'hypothèse proposée par *Rasimamana (1996), Piqué et al. (1999), de Wit (2003); Kuský et al. (2006)*.

La discordia obtenue à partir des analyses U-Pb réalisées sur les dix zircons inclus dans les rubis de Sahanonoka (**Figure IX-6**) et passant par l'intercept inférieur a donné un âge de 35 Ma, et un intercept supérieur à 750 ± 180 Ma (MSWD = 3,1). Malgré la très grande incertitude sur les mesures, les âges nous définissent deux périodes de croissance pour les zircons, une première vers 750 Ma et une deuxième période comprise vers 35 Ma. L'âge à 750 ± 180 Ma indique un âge de formation Néoprotérozoïque, significatif d'une source lithosphérique subcontinentale, âge en accord avec les âges U/Pb Pan-Africain déterminés pour les terrains précambriens et les minéralisations à corindons du Sud de Madagascar (*Paquette et al., 1994; Jöns et Schenk, 2008*). Ainsi, ces zircons et les rubis qui les contiennent se sont formés probablement au Néoprotérozoïque dans des roches mafiques ou des métagabbros de la base de la croûte ou du manteau supérieur, et ils ont enregistré une deuxième phase de croissance lors de leur enclavage puis transport jusqu'à la surface par les magmas alcalins au Paléogène.

CHAPITRE X

PETROGENESE DES BASALTES ALCALINS ET LEURS ENCLAVES

X-1 AGE DES EVENEMENTS VOLCANIQUES

Les manifestations volcaniques les plus anciennes datées du Crétacé Moyen se situent au Nord et Nord-Est de la Montagne d'Ambre, au Mont Raynaud. Dans le flanc ouest de la Montagne des Français ont été décrits des galets de rhyolites et de trachytes alcalins dans un niveau côtier du Turonien, soit de 91 à 88 Ma (*Brenon et Bussière, 1959; Karche, 1973*). Dans les régions d'Antanimena, Bongolava et de Manasamody au Sud et à l'Est de Majunga, les tholéïtes et basaltes andésitiques ont été subdivisés en quatre groupes non reliés entre eux par des processus de fusion, mais plutôt dérivant de différentes sources mantélliques plus ou moins enrichies (*Melluso et al., 1997*). Deux échantillons de cette région ont été datés, l'un provenant de Bongolava à $87,6 \pm 2,9$ Ma, l'autre de Fort Bergé daté à $88,2 \pm 3,1$ Ma (*Storey et al., 1995*). Cette localisation est identique à celle des rhyolites de Sambava qui sont sous-jacentes aux conglomérats du Turonien Supérieur (*Collignon et Bousteyak, 1971*). Ce volcanisme est à mettre en relation avec les coulées turoniennes et campaniennes de tholéïtes à olivine et de tholéïtes à quartz du Sud-Ouest de Madagascar, de type marge passive contemporaine de la séparation Inde-Madagascar (*Nicollet, 1984*). Ces tholéïtes de plateaux de type "trapp" sont datées de 65 à 79 Ma dans le massif de l'Androy et dans la ceinture Est; par contre, les coulées tholéïtiques de la ceinture ouest ont des âges plus jeunes allant de 52 à 31 Ma (*Dostal et al., 1992*) bien qu'étant intercalés dans des sédiments Maestrichtien et Campanien (*Besairie et Collignon, 1972; Brenon et Bussière, 1959*). Les basaltes alcalins et néphélinites à olivine en filons du Sud de Madagascar (*Nicollet, 1984*) sont également datés de 75 à 65 Ma, soit Campano-Maestrichtien (*Dostal et al., 1992*). L'ensemble de ce volcanisme est lié à l'activité d'une plume mantéllique. Le système filonien est orienté N60°W (*Boulanger, 1957*) reliant les épanchements au massif volcanique de l'Androy (Andriamirado, 1970). Le massif de l'Androy a été étudié par *Battistini (1959)*, *Storey et al. (1997)*, *Mahoney et al. (2008)*. Plus de 2000 m de laves sont éjectées (*Battistini, 1959*). Ce sont des séquences de laves rhyolitiques, une de basaltes tholéïtiques et une de basaltes faiblement alcalins (*Mahoney et al., 2008*). Les âges Ar-Ar pour le massif d'Androy sont dans une fourchette restreinte de 84-86 Ma, soit du Santonien (*Mahoney et al., 2008*). L'ensemble du volcanisme crétacé serait relié au point chaud Marion (ou Prince Edward) et au rifting de l'Inde par rapport à Madagascar (*Mahoney et al., 1991, Storey et al., 1995, Torsvik et al., 1998, Mahoney et al. 2008*). Il faut noter que les intrusions crétacées tels que Manama, d'Antampombato, du Cap Saint André, d'Ankilizato et d'Ambohiby-Bevato sont à relier à ce magmatisme (*Nicollet, 1984*). Les massifs du Cap Saint André sont des massifs annulaires

(Barrabé, 1929; 1943; Rasolofomanana, 1998). L'âge d'un de ces massifs, Ambohibengy, donne une isochrone de $88 \pm 2\text{Ma}$ (Rasolofomanana, 1998).

Au Nord de Madagascar, au Mont Carré, au Sud de la Montagne des Français, des tufs basaltiques reposent sur des calcaires dolomitiques paléocènes et ravinent les formations Crétacé inférieur et supérieur. Ils sont recouverts par des calcaires lutétiens (46-40 Ma) Karche (1973). A Nosy Be, les filons de laves recoupent des sédiments calcaires et gréseux liasiques (Lacroix, 1916). Le volcanisme ignimbrétique de la Montagne d'Ambre, à l'Ankitekona et dans l'Ankova-Ambatobe est toujours situé entre le substratum sédimentaire Crétacé raviné et les premiers épanchements basaltiques du Miocène supérieur-Pliocène inférieur, une datation K-Ar donne un âge de 14,05 Ma (Karche, 1973). Les épanchements les plus importants sont Mio-Pliocène. Les laves de Bobaomby de l'extrême Nord de Madagascar, sont intercalées dans des calcaires considérés comme aquitaniens (23,5-20 Ma) par Lemoine in Lacroix (1916). Au Burdigalien (20-16 Ma), des tufs sont intercalés dans des calcaires marneux dans la région de Bobaomby (Karche, 1973). Les laves sommitales notamment à Antsosoboka qui forment les "tables de Bobaomby" ont été datées à 7,9 Ma (Karche, 1973). Dans la région des îles Nosy Manonoka, Nosy Valia, le Cap Saint Sebastien et Nosy Mitsio présentent des trachytes. Au Sud d'Anoronibe des trachytes sont datées à 7,4 Ma (Karche, 1973). A Nosy Mitsio, des laves sont datées par la méthode K-Ar respectivement à $9,97 \pm 0,14$ et $4,66 \pm 0,12$ Ma (Emerick et Duncan, 1982,1983). La Montagne d'Ambre se serait édifiée entre le Miocène supérieur et le pliocène moyen, avec un maximum d'activité entre 7 et 8 Ma (Karche, 1973). Des âges plus jeunes $0,83 \pm 0,02$ Ma ont été obtenus pour la Montagne d'Ambre, et des âges plus anciens de $9,38 \pm 0,45$ et $9,10 \pm 0,57$ Ma ont été obtenus sur des coulées à Antsiranana (ex-Diego Suarez) (Emerick et Duncan, 1982;1983). Les planèzes à l'Ouest du Massif d'Ambre, se mettent en place entre 2,3 et 0,7 Ma, et sont contemporaines du volcanisme de la Réunion (Karche, 1973). A Nosy Be, une lave mafique de Befotaka a été datée à $7,32 \pm 0,26$ Ma (Emerick et Duncan, 1982; 1983), alors qu'une coulée de Nosy Komba a été datée à $10,15 \pm 0,73$ Ma (Emerick et Duncan, 1982;1983). Bien qu'il n'existe à notre connaissance peu de datations radiométriques sur le Massif de l'Ankaratra et Vatomandry, ainsi que sur les ankaratrites, qui ont été décrites pour la première fois par Lemoine (1906), le volcanisme de l'Ankaratra semble plus jeune et est estimé du Plio-Quaternaire. Des âges K-Ar de 1,71 Ma et 1,44 Ma ont été obtenus sur des mugéarites du plateau d'Antondradama, alors qu'un basalte du plateau de Dango donné un âge de 6,76 Ma et que l'ankaratrite sommitale a donné un âge de 2,99 Ma (Mottet, 1981,1982). Le

volcanisme d'Itasy est considéré Quaternaire (*Besairie, 1973; Brenon et Bussiere, 1959*). En ce qui concerne les datations des roches volcaniques de l'Ankaratra, les âges de luminescence déterminés sur les roches pyroclastiques de la région d'Antsirabe sont relativement jeunes en dessous de 100.000 ans (*Guido Schreurs, communication écrite mars 2008*). Ce sont les premières datations par luminescence qui ont été faites sur des roches volcaniques (à notre connaissance), donc il y en a certainement encore beaucoup de problèmes à résoudre.

X-2 PETROGENESE DES LAVES

Pour comprendre l'évolution géochimique des roches volcaniques récentes de Madagascar, nous avons utilisés les 15 analyses de *Lacroix (1916)*, les 65 analyses de *Karche (1973)* et les 27 analyses de *Melluso et Morra (2000)*. Ce dernier auteur avait démontré que la répartition des laves en fonction de leurs teneurs en SiO_2 était bi-modale (**Figure X-1**) comme cela avait été proposé par *Chayes (1963)* pour l'association basalte-trachyte océanique, mettant en évidence la rareté des analyses intermédiaires constituant le fameux "Daly gap". Cette bi-modalité avec un net maxima pour les termes mafiques est confirmée par nos analyses. Les normes CIPW calculées suivant la méthode de *Cross-Iddings-Pirsson et Washington (1902)* montrent que les volcanites des trois régions sont légèrement différentes. Dans le diagramme Q-Di-En-Ol-Ne de *Yoder et Tilley (1962)*, (**Figure X-2**), les analyses des basaltes de la région d'Antsirabe (Soamiakatra, Mandrosohasina) et de Vatomandry sont à Q normatif alors que la plupart des autres roches sont Ne normatif, en particulier les laves de Somiakatra (basaltes et trachytes), et ceux d'Antsiranana et de Nosy Be. Quelques rares échantillons d'Antsiranana et un de Nosy Be sont à Ol-En normatifs.

Karche (1973) avait déjà démontré que les ignimbrites précoces présentaient une prépondérance du potassium par rapport au sodium, elles se situent toutes sur le joint Q-En, proches du pôle Q sur la **Figure X-2**. Il est à noter que la plupart de ces roches sont à corindon (C) normatif ce qui traduit un excès d'Al par rapport aux alcalins, qui peut être dû soit à la nature de la source crustale (?), soit au lessivage préférentiel des alcalins lors des phénomènes d'altération hydrothermale. Ces ignimbrites, mises en place les premières et présentant de grands volumes contiennent des enclaves de gneiss, pélites et grenats. Elles seraient générées par la fusion de la croûte continentale profonde lors de l'intumescence thermique liée à la remontée de l'asthénosphère dans les zones de rifting.

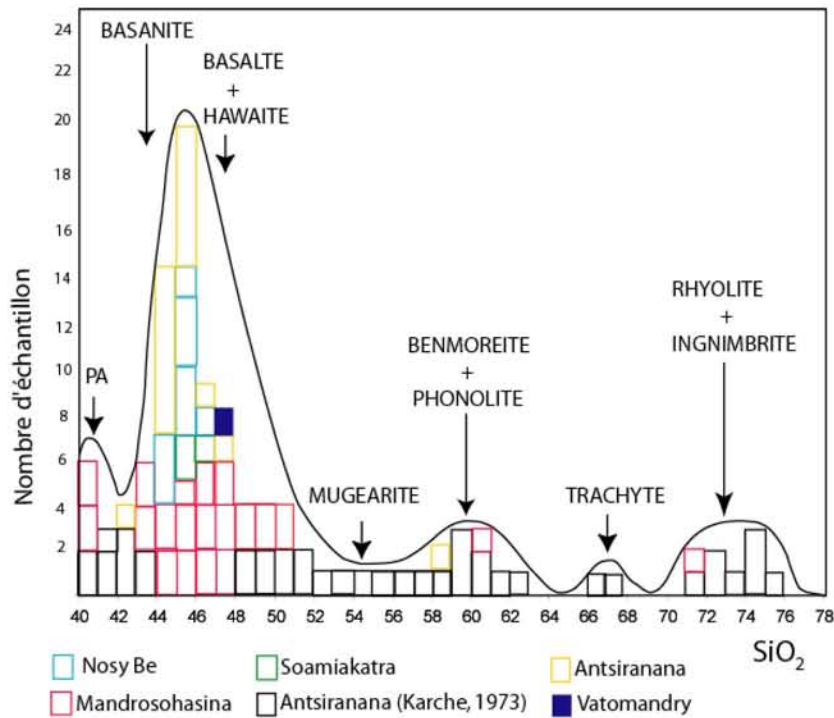


Figure X-1: Répartition de laves (basaltes, phonolites, rhyolites, ignimbrites) du Mio-Pliocène et Quaternaire de la région Centre (Massif de l'Ankaratra: Mandrosohasina, Soamiakatra), Est (Vohitrakanga - Vatomandry) et Nord (Montagne d'Ambre) de Madagascar en fonction de leurs teneurs en SiO_2 ainsi que les analyses chimiques des laves de la Montagne d'Ambre (Karche, 1973) et de Nosy Be (Melluse et Mora, 2000). PA: picobasalte et Ankaramite.

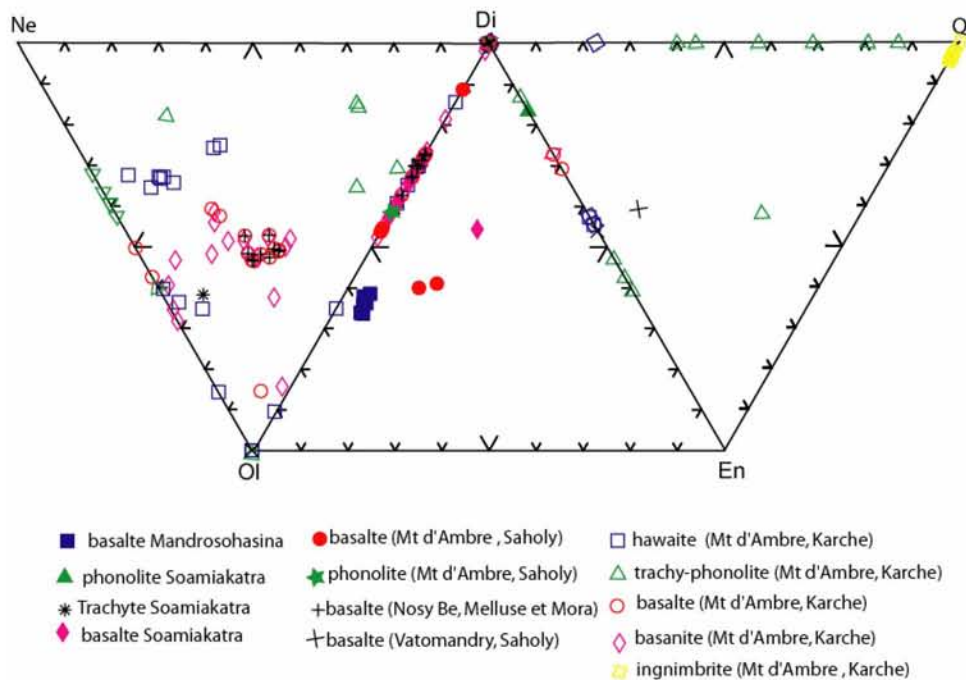


Figure X-2: Diagramme Q-Di-En-Ol-Ne de Yoder et Tilley (1962), pour les laves alcalines du Nord (Montagne d'Ambre, île de Nosy Be), Centre (Massif de l'Ankaratra: Mandrosohasina, Soamiakatra), Est (Vohitrakanga - Vatomandry) de Madagascar. Mt: Montagne d'Ambre. Les analyses reportées sont celles de Karche (1973), Melluso et Mora (2000) et celles relatives à ce travail (Saholy).

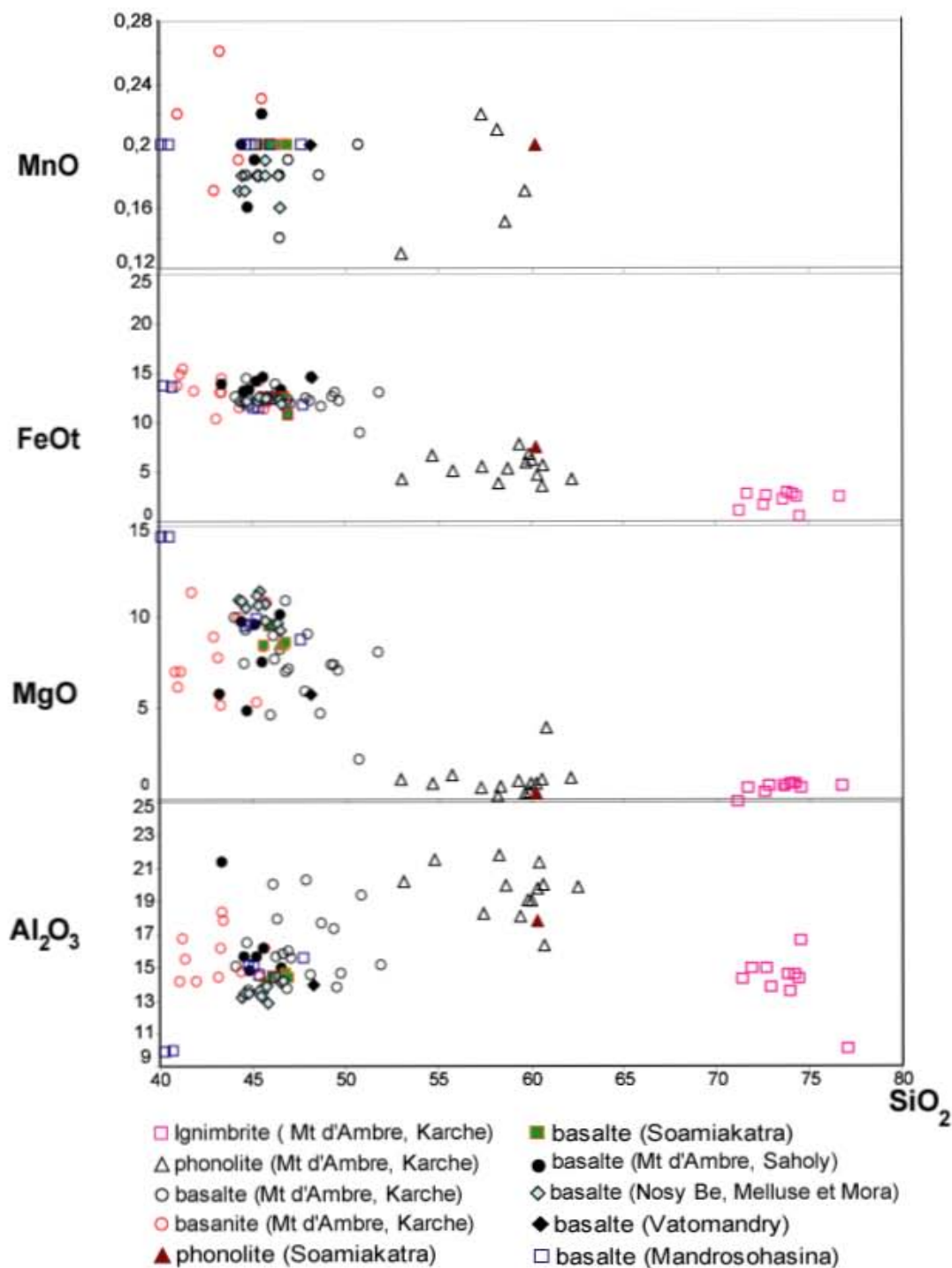


Figure X-3: Diagramme de Harker pour les laves alcalines du Nord (Montagne d'Ambre, île de Nosy Be), Centre (Massif de l'Ankaratra: Mandrosohasina, Soamiakatra) et Est (Vohitrakanga -Vatomandry) de Madagascar. Mt: Montagne d'Ambre. Les analyses reportées sont celles de *Karche (1973)*, *Melluso et Mora (2000)* et celles relatives à ce travail (*Saholy*).

Les manifestations effusives Mio-Pliocène, mises en place au Burdigalien sont marquées par un caractère alcalin évident avec de fortes teneurs en Na₂O et K₂O comme cela a été montré dans les chapitres consacrés au volcanisme des trois régions étudiées. En effet

dans l'ensemble des diagrammes (Total Alkali Silica) TAS (*Le Maitre, 1989*) pour les trois régions, ils montrent clairement que la totalité des roches volcaniques sont au dessus de la ligne définie par *Macdonald et Katsura (1964)* séparant les champs tholéïtiques de ceux des magmas alcalins. Comme la série est sodique, nous utiliserons les dénominations hawaïte pour les trachybasaltes, mugéarites pour les trachyandésites et benmoréites pour les trachyandésites (*Le Maitre, 1989*). Les termes évolués étant des hawaïtes (trachybasalte sodique), des mugéarites (andésite trachy-basaltique sodique) et des benmoréites (trachyandésites sodiques) définies par *Macdonald (1960)* et redéfinies par *Le Maitre (1989)*. Les trachytes et phonolites (dont le filon de tinguaité du Col du Courrier et les tinguaites d'Andrakaka et d'Andranotsara) n'excèdent pas 4% des volumes de laves émises (*Karche, 1973*). Les ankaratrites définies par *Lacroix (1916)* pour des roches provenant du massif de l'Ankaratra sont en fait dans la classification actuelle une néphéline à olivine (*Le Maitre, 1989*) comme elles avaient été définies avant *Lacroix* par *Lemoine (1906)*. Ces roches forment les dernières coulées d'âge quaternaire. Deux principales séries volcaniques de type atlantique ont été définies par Brenon et Bussière (1959) : la première, la plus importante est alcaline et calcique, la seconde, la plus jeune est alcaline. Au basaltes alcalins sont associés des coulées d'hawaïtes et de mugéarites en tout point comparables avec celles décrites à Hawaï par *Macdonald et Katsura (1964)* comme cela a été souligné par *Karche (1973)*. Les hawaïtes affleurent à la base du Mont Rond (Ouest de la Montagne d'Ambre), alors que les mugéarites affleurent au sommet (*Karche, 1973*). Par ailleurs, l'andésite à labrador d'Androvoronana de Nosy Mitsio décrite par *Lacroix (1933)* est une hawaïte dans la nouvelle classification de *Le Maitre (1989)*. Les laves sous saturées présentent jusqu'à 23% de Ne normative : ce sont des basanites et des néphélinites. Certaines laves de Nosy Be sont même à leucite normative (*Melluso et al., 2000*). Les laves trachytiques et phonolitiques sont plus rares. *Lacroix (1933)* les avait déjà observées à Nosy Mitsio.

L'évolution des centres volcaniques des trois régions étudiées présentent des séries évolutives voisines dans les diagrammes de variation de *Harker (1909)* (**Figures X-3 et 4**). On observe une décroissance de CaO, TiO₂, MgO, MnO et du FeO dû à la cristallisation fractionnée de l'Ol et du Cpx, une croissance régulière des teneurs en Na₂O, K₂O et d'Al₂O₃ qui augmentent drastiquement des basanites jusqu'aux basaltes alcalins à olivine et aux hawaïtes, puis plus régulièrement jusqu'au niveau des benmoréites et des phonolites (tinguaites), puis on observe une décroissance des teneurs de ces éléments, ce qui correspond à la cristallisation massive des feldspaths, en particulier le feldspath potassique. De même,

l'apatite commence à cristalliser à partir des basaltes alcalins, la teneur en P_2O_5 augmente en effet des basanites aux basaltes alcalins, pour décroître après régulièrement.

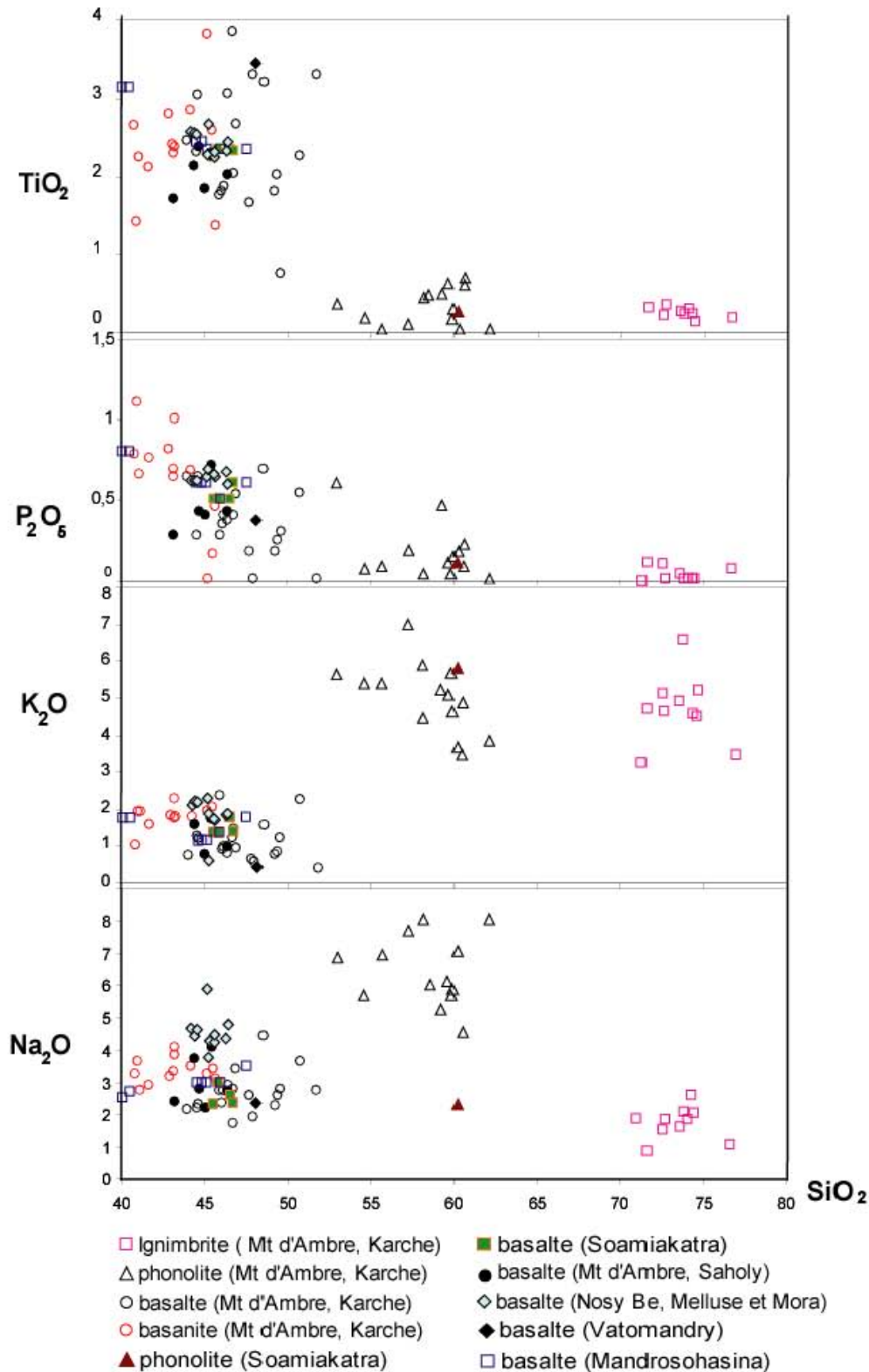


Figure X-4: Répartition chimique des laves (basaltes, phonolites, rhyolites, ignimbrites) du Mio-Pliocène et Quaternaire des régions Centre (Massif de l'Ankaratra: Mandrosohasina, Soamiakatra), Est (Vohitrakanga - Vatomandry) et Nord (Montagne d'Ambre) de Madagascar en fonction de leurs teneurs en SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 et TiO_2 . Les analyses reportées sont celles de Karche (1973), Melluso et Mora (2000) et celles relatives à ce travail (Saholy).

Les éléments traces (**Tableaux X-1 et X-2**) ont été utilisés pour construire les diagrammes arachnoïdes ("spider diagram" en anglais). La grande majorité des spectres normalisés aux

Roche Echantillon	basaltes		rhyolite	trachyte
	SM17	SM27	ESM7	S19A
Rb	37,2	48,6	118,3	141,0
Ba	605,3	652,3	953,4	90,9
Th	5,5	5,3	12,7	20,3
U	1,5	1,4	7,73	5,4
Nb	48,0	56,7	27,0	186,0
Ta	4,5	7,0	11,2	11,7
La	42,9	43,4	19,4	128,0
Ce	87,7	83,6	32,4	247,0
Sr	1529,0	778,4	248,1	30,0
Nd	40,8	37,3	10,7	101,0
Sm	7,9	7,3	2,3	18,8
Zr	263,5	236,0	105,8	1320,0
Gd	6,7	6,4	2,3	14,8
Y	26,5	24,9	15,4	54,5
Yb	2,2	2,1	1,5	4,9
Ni	148,5	197,7	6,5	0,0
V	221,3	215,1	5,6	4,6

Tableau X-1: Composition chimique en éléments en trace (ppm) des basaltes, rhyolites et trachytes de la région de Soamiakatra (région centrale de Madagascar).

Roche Echantillon	basaltes							
	SM36a	175T	175O	175NZ	171G	171H	171	166AZ
Rb	48,7	78,9	48,8	98,1	56,5	58,0	61,9	376,7
Ba	650,3	950,9	919,9	907,5	801,2	965,7	930,3	1257,0
Th	5,3	6,7	6,6	6,4	5,7	9,3	9,7	9,7
U	1,3	1,5	1,5	1,5	1,3	2,3	1,9	2,2
Nb	53,2	77,5	73,4	69,8	61,1	91,9	93,1	91,8
Ta	5,0	5,2	5,3	5,0	4,3	6,7	6,6	5,9
La	43,4	55,9	53,9	52,9	50,0	74,1	62,9	85,2
Ce	83,5	100,9	97,6	97,1	90,8	142,6	113,0	157,0
Sr	765,7	1074,0	998,4	935,4	817,0	977,8	943,5	1760,0
Nd	36,7	42,6	41,9	40,9	37,8	59,7	45,3	64,4
Sm	7,2	8,2	8,0	7,8	7,4	10,4	8,4	11,2
Zr	231,5	224,6	210,8	200,2	211,5	273,1	227,3	226,2
Gd	6,3	6,8	6,6	6,5	6,3	8,2	7,0	8,9
Y	24,8	24,0	22,4	21,6	22,9	24,2	24,3	27,4
Yb	2,0	1,7	1,6	1,7	1,8	1,6	1,9	1,9
Ni	190,2	212,2	188,5	193,0	171,2	343,6	177,6	204,8
V	211,7	210,1	193,8	188,2	186,3	304,1	225,9	215,2

Tableau X-2: Composition chimique en éléments traces (ppm) des basaltes de Mandrosohasina (région centrale de Madagascar).

chondrites, valeur de normalisation de *Sun et McDonough (1989)*, montre un enrichissement en éléments incompatibles. Les roches de Soamiakatra et Mandrohasina (**Tableaux X-1 et X-2, Figure X-5**) présentent trois types de spectres. Le groupe le plus répandu est celui des basaltes alcalins avec une petite anomalie positive en Ta et une légère anomalie négative en K. Par contre la rhyolite de Somiakatra présente de fortes anomalies négatives en Ba, Sr et Ti, alors que le trachyte ne présente que l'anomalie en Ti. Dans les échantillons d'Antsiranana et de Nosy Be de *Melluso et Morra (2000)* (**Tableau X-3 et Figure X-6**), les anomalies positives en Ta et négatives en K sont encore plus prononcées que dans les laves du centre.

Roche	basaltes d'Antsiranana						phonolite	basalte
	Echantillon 301A	302E	302F	302C	306A	308D	304C	386
Rb	52,7	51,2	22,9	50,9	22,9	63,5	151,9	10,9
Ba	577,2	589,3	399,4	580,5	338,1	488,2	371,8	118,1
Th	6,8	6,4	3,5	6,7	3,5	3,9	17,0	1,2
U	1,7	1,4	0,8	1,6	0,7	0,9	4,2	0,3
Nb	85,8	67,1	42,5	73,6	39,1	49,5	125,3	12,9
Ta	29,1	10,3	7,3	18,1	4,1	4,4	10,2	1,1
La	46,4	45,9	28,6	45,1	30,1	34,2	70,8	15,8
Ce	85,5	86,4	55,4	83,9	56,9	67,1	123,8	40,8
Sr	710,1	681	423,2	695,4	421	668,3	111,1	260,2
Nd	36,3	37,0	25,7	34,9	28,8	31,7	41,3	28,9
Sm	7,1	7,4	5,4	6,9	6,4	6,5	6,7	7,8
Zr	227,7	244,4	151,1	223,7	144,4	158,2	447,1	230,9
Gd	6,3	6,7	5,4	6,2	6,4	6,0	5,2	8,6
Y	26,9	28,6	23,1	27,3	30,8	22,8	27,4	41,6
Yb	2,4	2,6	1,9	2,4	2,3	1,8	2,9	3,4
Ni	187,5	121,7	261,3	217,1	143,2	315,4	3,0	79,9
V	191,1	158,1	192,9	192,7	260,3	248,1	1,2	377,9

Tableau X-3: Composition chimique en éléments traces (ppm) des basaltes et de la phonolite (échantillon: 304C) de la Montagne d'Ambre (région d'Antsiranana), et du basalte de Vohitrakanga (échantillon: 386) de la région de Vatamandry.

Dans ce diagramme, on peut distinguer par contre les anomalies négatives en Sr et Ti de la phonolite : elle présente des analogies avec les trachytes et rhyolites de Soamiakatra. Les anomalies négatives en Sr, Ba et K ont également été observées dans les laves des Grandes Comores (*Class et Goldstein, 1997*). Ces auteurs les attribuent à des phases résiduelles tels que l'amphibole et la phlogopite. Ces deux minéraux sont bien présents dans certains xénolithes remontés par les magmas (cf. Chapitre VI).

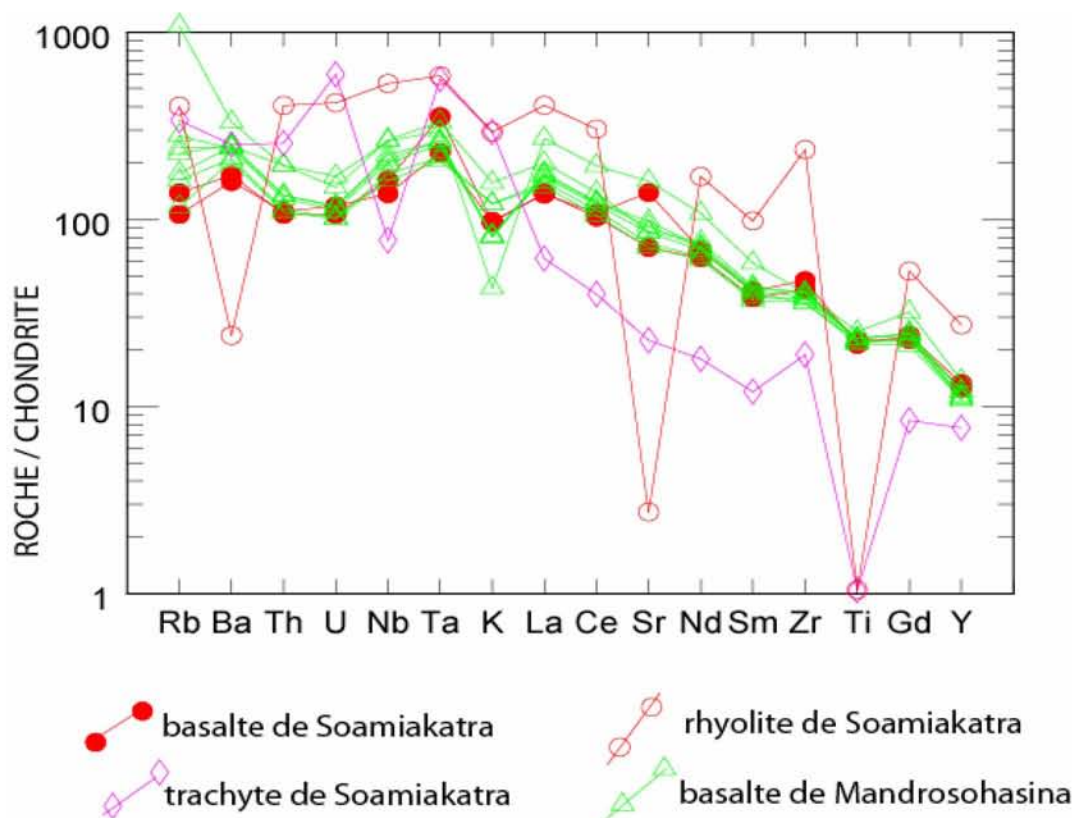


Figure X-5: Arachnogramme du volcanisme Quaternaire de la région centrale de Madagascar (Mandrosohasina et Soamiakatra).

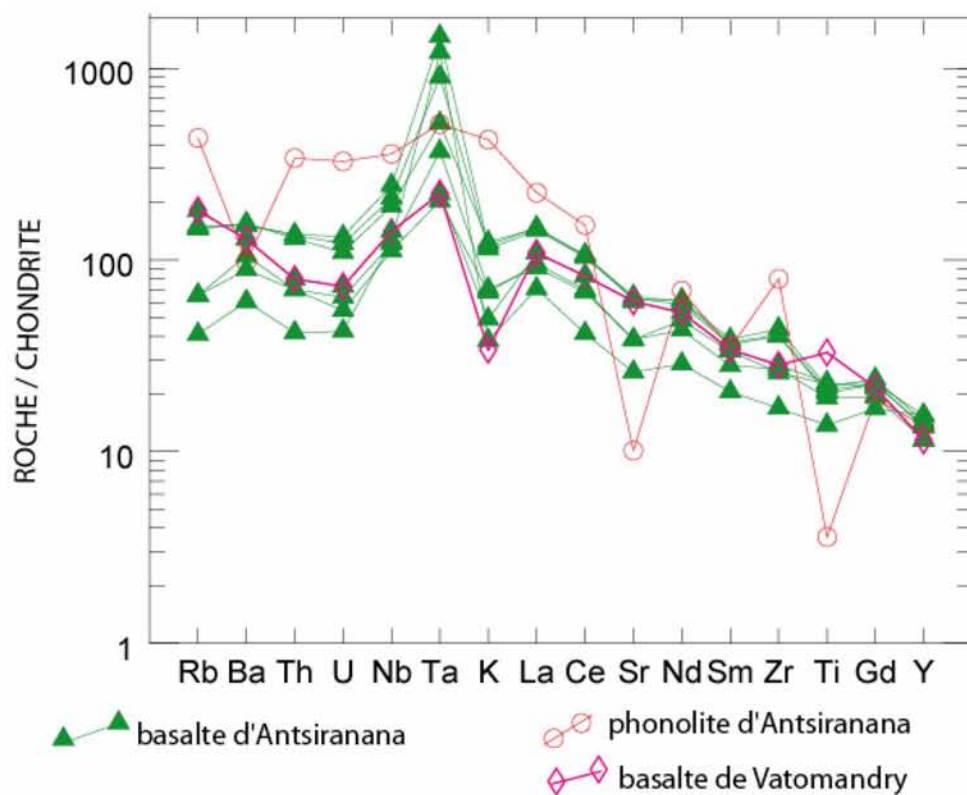


Figure X-6: Arachnogramme du volcanisme Plio-Quaternaire de la région nord (Montagne d'Ambre-Antsiranana) et la région Est (Vohitrankanga - Vatondry) de Madagascar.

L'amphibole est stable au dessus du solidus hydraté en équilibre avec un magma carbonatitique (Wallace et Green, 1988), la présence de carbonates dans quelques enclaves semblent corroborer cette hypothèse.

Les compositions de ces laves pourraient être expliquées par la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des magmas issus du panache lors de l'interaction plume-lithosphère (Class et al., 1987; 1988).

Les spectres de terres rares et des autres éléments caractéristiques de l'arachnogramme de la **Figure X-7** montrent que les basaltes ont des spectres voisins quel que soit leur localisation géographique. Les spectres des trachytes, phonolites et rhyolites présentent l'anomalie d'euprium due au fractionnement des feldspaths. Ces spectres sont comparables à ceux de Nosy Be (Melluso et Mora, 2000); ces auteurs ont calculés que le résidu de fusion était sans grenat, avec un taux de fusion inférieur à 6%. Les spectres des basanites et basaltes alcalins de Madagascar sont comparables à ceux de la Grande Comore (Class et al., 1998) (**Figure X-8**).

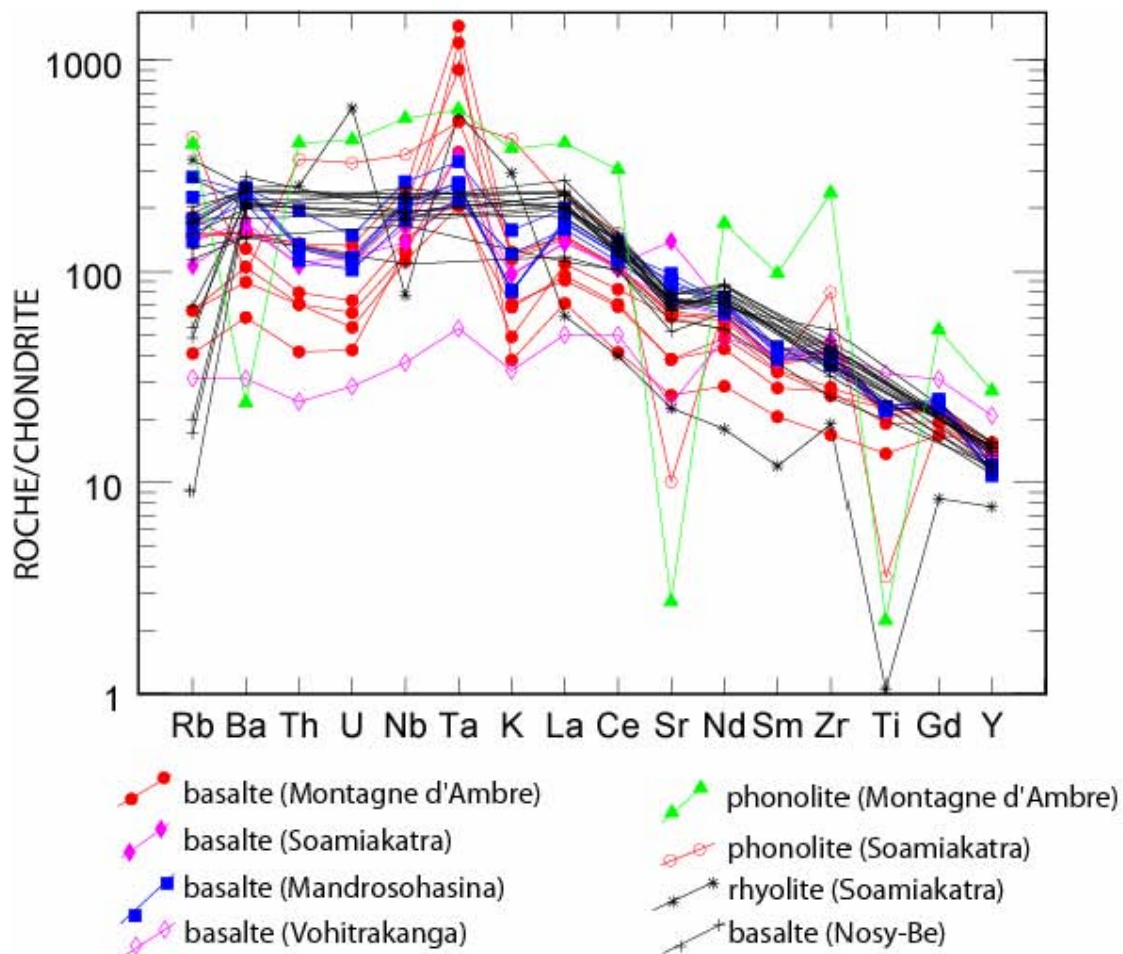


Figure X-7: Arachnogramme du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de Madagascar.

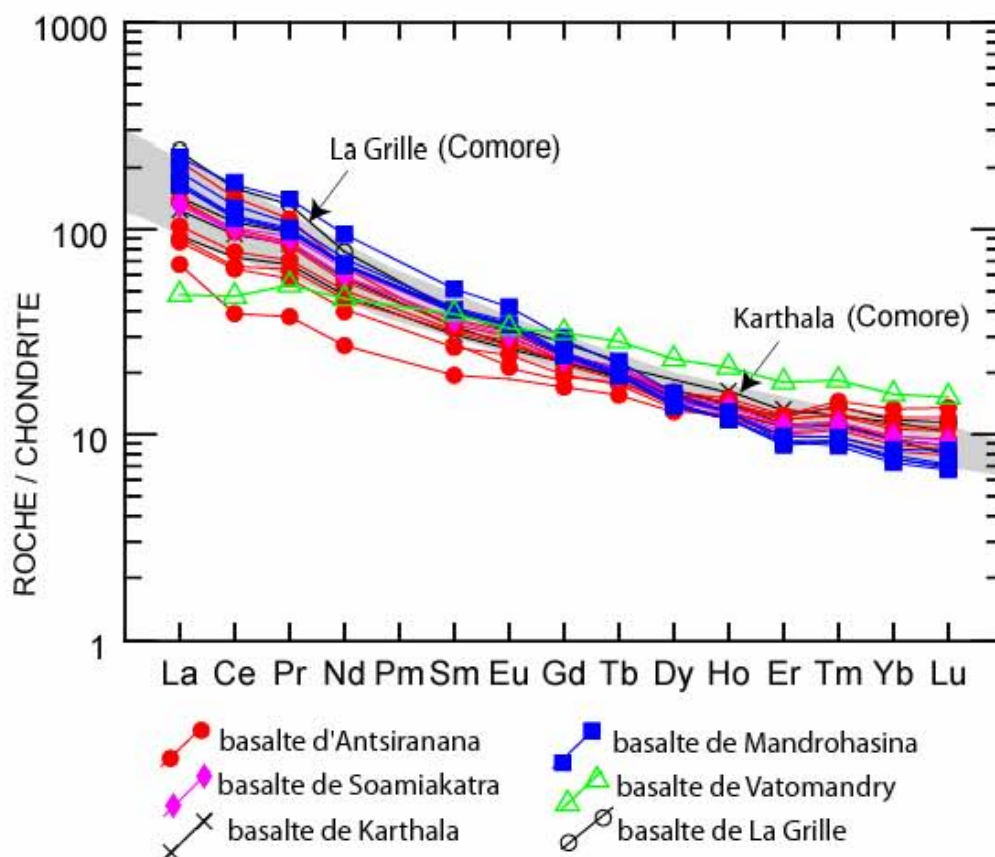


Figure X-8: Spectres de terres rares des basaltes de Madagascar et des Comores (en gris, Karthala et La Grille; Class et al., 1998).

En conclusion, les laves basanitiques et basaltiques à olivine du Centre et du Nord de Madagascar sont issues d'un faible taux de fusion d'un manteau métasomatisé par l'interaction plume-lithosphère. Ce métasomatisme de nature hyper-alkaline, voir carbonatitique aurait provoqué l'adjonction d'amphiboles et peut-être de phlogopite et calcite dans la source péridotique.

X-3 PETROGENESE DES ENCLAVES

Nous avons montré dans les chapitres VI, VII, VIII que différents types d'enclaves co-existaient : des enclaves métamorphiques de haute pression, des enclaves mantélliques et des enclaves syénitiques de chambres magmatiques infracrustales.

Nous allons essayer de comprendre l'évolution de ces enclaves et leur rôle dans la genèse des corindons (rubis ou saphirs). Nous allons d'abord nous focaliser principalement sur les enclaves de pyroxénites et métagabbros de Soamiakatra. Dans ces enclaves, la quantité de pyroxène est très variable, mais il reste le minéral le plus abondant; dans certaines

pyroxénites (BM3 et BM5), il constitue le minéral le plus abondant où il peut atteindre 60 à 75%; dans les métagabbros DSoM334, DSoM334A et DSoM336, il atteint 30 à 50%, ils se concentrent irrégulièrement dans différents niveaux pour donner une texture rubanée. Le clinopyroxène se développe aussi bien en couronne nette et bien visible autour du corindon (cas de l'échantillon BM3), qu'autour du spinelle (cas des DSoM334, DSoM336); ils sont associés aux autres minéraux : l'anorthite, le grenat et la scapolite. Deux populations de Cpx ont été décrites (cf. chap VI), seul les Cpx les plus riches en CaTs ont été utilisés pour estimer les conditions P-T de la formation de ces enclaves. Les compositions des grenats (environ 5-10%) sont les suivantes : XAlm : 15-18%, XAnd : 0-3%, XGr: 15-22%, XSpes: -, XPyr: 58-65% et XUv: 0-1. Les plagioclases (10 à 15% des pyroxénites montrent deux groupes de composition différentes (cf. chap. VI).

Dans les pyroxénites, moins de 3% de scapolites sont présentes. Dans ces scapolites, les teneurs en SO_3 sont très variables: 0 à 3%. Les scapolites dans ces enclaves sont déstabilisées en An + Cc (cf. chap VI). Le spinelle est inférieur à 5% dans les échantillons DSoM334 et DSoM336. Il est toujours entouré d'une zone coronitique de corindon, clinopyroxène, sapphirine puis cet ensemble est à son tour auréolé de grenat. Dans la plupart des échantillons, le Cpx est toujours associé à de la pargasite et plus rarement à la phlogopite. La sapphirine est présente dans les échantillons DSoM334 et DSoM336. Elle appartient au pôle 7:3:2 de *Holland et Powell, (1998)*. Ce minéral est associé à des Cpx primaires (Cpx1) dont la proportion en jadéite atteint 20% ($\text{Na}_2\text{O} \approx 2,7$ à 3%). C'est de l'orthopyroxène alumineux, sa teneur en Al_2O_3 est autour de 4%.

Les observations pétrographiques sur les échantillons BM3, BM5, DSoM334, DSoM334A, DSoM336 et SE334 ont mis en évidence trois étapes de cristallisation des minéraux :

- la première étape est marquée par les associations: cpx1 + grenat + scapolite + corindon, spinelle + corindon + grenat;
- la deuxième étape se traduit par la déstabilisation des scapolites en anorthite + calcite, associée à la transformation de certains diopsides en pargasite, et par la réaction du spinelle + corindon + grenat en sapphirine
- et lors de la troisième étape se forme l'association phlogopite + corindon provenant de la déstabilisation du spinelle, grenat, corindon lors de la décompression.

Les équilibres entre les différentes phases analysées peuvent être étudiés dans le système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO)-MgO-SiO}_2$ (CAMS). Pour les calculs de P et T, nous avons utilisé d'une part le logiciel TWEEQ de *Berman (1991)* version 2.02 et 2.3 de 1996 à 2008, et d'autre part la répartition de Fe et Mg entre Opx alumineux et grenat *Haley (1984)* bien calibrée pour l'étude des assemblages de HT et HP.

Dans la **Figure X-9**, l'équilibre d'échange Fe-Mg entre grenat et Cpx, de *Berman et Aranovich (1995)*, est atteint pour une température voisine de 1100°C. Dans cette même figure, les équilibres entre grenat, Cpx et corindon définissent une pression légèrement inférieure à 20 kb. Cette valeur s'inscrit bien dans la gamme 15,5-25 kb déterminée pour 1100°C par les travaux expérimentaux de *Gasparik (1984)* dans le système CAMS. Pour $T = 1100^\circ\text{C}$ et $P = 20$ kb, on peut alors calculer les valeurs des activités d'après les modèles de solutions solides utilisés par TWEEQ2.02 : $a_{\text{Di}} = 0,496$, $a_{\text{Py}} = 0,23$ et $a_{\text{Gr}} = 0,0734$ pour estimer respectivement, les composants diopside, pyrope et grossulaire. Ces valeurs permettront de calculer l'activité du composant Ca-tschermak du Cpx, soit $a_{\text{CaTs}} = 0,25$. Cette valeur est satisfaisante car elle est voisine de la fraction molaire de ce composant ($X_{\text{CaTs}} = 0,26$), en accord avec différentes observations expérimentales. Enfin, on déduit de ces résultats une valeur voisine de $a_{\text{Qz}} = 0,7$ pour l'activité du quartz.

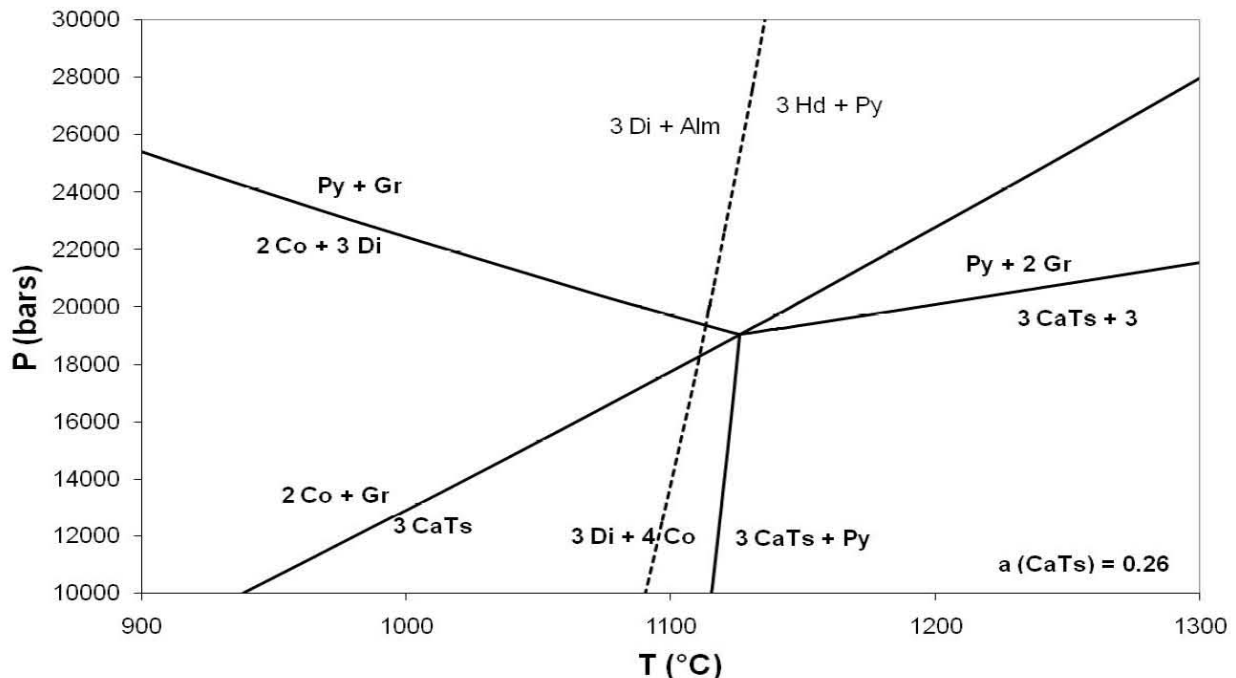


Figure X-9: Equilibre d'échange Fe-Mg entre le grenat et le Cpx (*Berman et Aranovich, 1995*). Co = corindon, Gr = Grossulaire, Py= pyrope, Alm = almandin, CaTs = Ca tschermark des cpx, Di = diopside, Hd = hedenbergite.

On peut maintenant calculer l'ensemble des équilibres dans le système CAMS. La **Figure X-10** montre le résultat de ce calcul pour : $a_{Di} = 0,496$, $a_{Cats} = 0,25$ et $a_{Qz} = 0,7$ alors que les activités dans le grenat et le plagioclase sont calculées directement par le programme TWEEQ. On voit une remarquable convergence des équilibres autour de 1100°C et 20 kb. Ces relations P-T sont très comparables à celles définies par les équilibres entre les pôles Fe-Mg des composants minéraux (**Figure X-10**). Ce diagramme montre en particulier que l'équilibre corindon + diopside = pyrope + Ca-tschermak représente un excellent thermomètre qui vient confirmer les valeurs voisines de 1100°C obtenues par l'échange Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène.

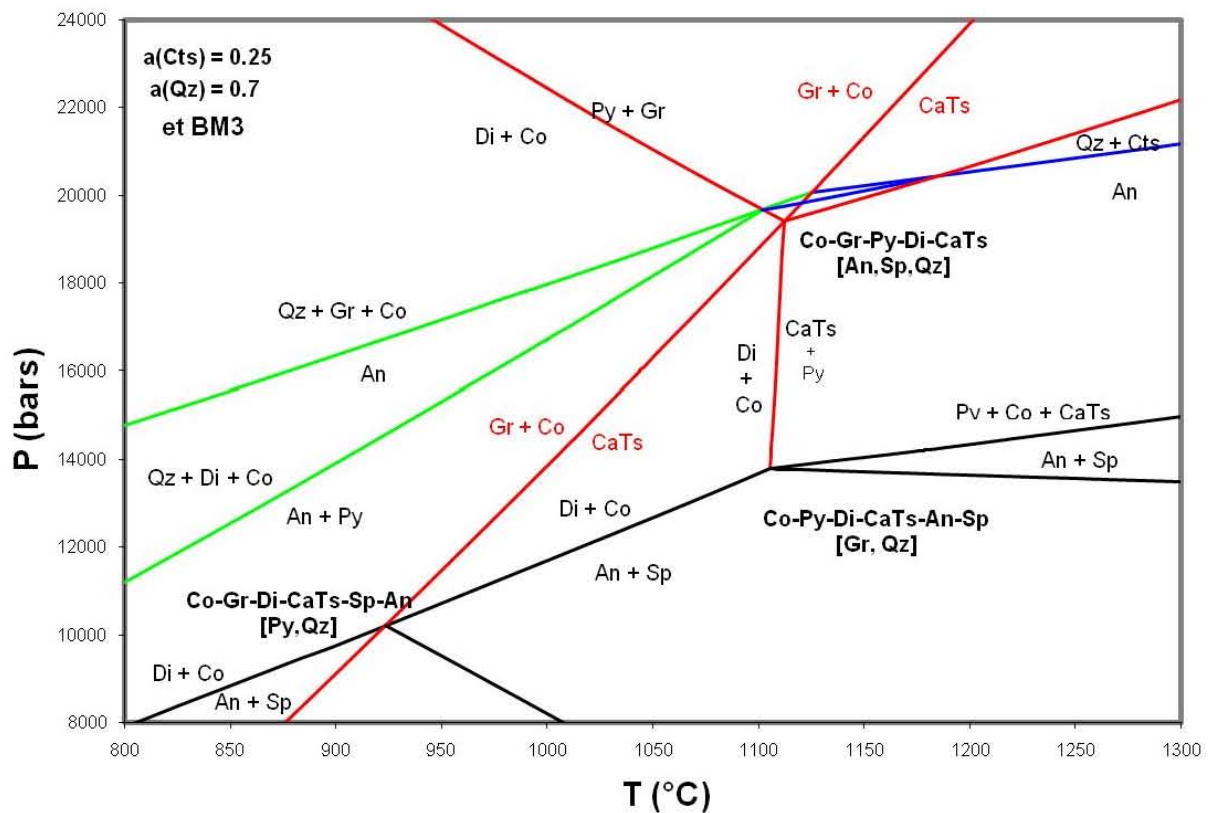


Figure X-10: Diagramme TWEEQ 2.02 de Berman (1991) Co = corindon, Gr = grossulaire, Py= pyrope, Alm = almandin, CaTs = Ca tschermark, Di = diopside, Hd = hédénbergite, An= anorthite, Sp= spinelle, Qz : quartz.

Ces conditions P-T ont été définies pour l'équilibre entre les trois minéraux grenat-clinopyroxène-corindon. Cependant, les observations pétrographiques montrent que le corindon n'est pas à l'équilibre avec le grenat, mais qu'il en est séparé par une couronne de Cpx.

Les diagrammes de phases montrent que pour une roche de composition donnée, par exemple, le rapport $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 0,5-0,6$, on passe de l'assemblage Grt-Co à Grt-Co-CPx et CPx-Co par abaissement de la pression ou augmentation de la température (*Gasparik, 1984*). Cela signifie qu'avant le développement de la structure coronitique, la roche se trouvait dans des conditions de pression supérieures à 20 kbars et/ou des températures inférieures à 1100°C. La **Figure X-10** montre que les conditions $T = 1100^\circ\text{C}$ et $P = 20$ kbars situent la roche actuelle à la limite du domaine des éclogites. L'assemblage initial à Grt-Co \pm Cpx a donc pu se former dans ce domaine. L'échantillon utilisé est la pyroxénite BM3.

La répartition de Fe et Mg entre l'Opx alumineux et le grenat (*Harley, 1984*) de l'échantillon DSOM336 qui est une pyroxénite constituée principalement par du Cpx et grenat (*Rakotosamizany, 2004; 2008*). Les autres échantillons, dont les métagabbros (DSOM334, DSOM334A, DSOM336 et SE 334) montrant d'autres assemblages minéralogiques, spinelle, Opx, sapphirine avec l'abondance de l'anorthite, ont permis d'envisager l'utilisation d'autres démarches pour fixer T et P de la formation de ces enclaves. Ainsi, en plus de la répartition de Fe et Mg entre grenat Opx alumineux (*Harley, 1984*) dans le domaine d'investigation T: 800-1200°C et P: 5-30kb. Les travaux de *Harley (1984)* ont été réalisés dans les systèmes FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ et (FMAS) et CaO- FeO-MgO-Al₂O₃- SiO₂ (CFMAS).

La relation proposée par *Harley (1984)* est la suivante:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{3.74 + 1.4 X_{\text{gr}}^{\text{ga}} + 22.86P \text{ (kb)}}{R \ln K_D + 1.96} - 273$$

$$\text{avec } K_D : [\text{Fe}/\text{Mg}]^{\text{ga}} / [\text{Fe}/\text{Mg}]^{\text{opx}}$$

$$\text{et } X_{\text{gr}}^{\text{ga}} : (\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})^{\text{ga}}$$

Les résultats que nous avons obtenus sur les assemblages Cpx-grt, considérés comme chronologiquement plus récents, donnent des valeurs sensiblement élevées (1180 – 1326°C) pour une pression = 20 kb) (*Ellis et Green ,1979*) que celles déduites de la relation de *Harley (1984)*.

La relation proposée par *Ellis et Green (1979)* est la suivante:

$$T^{\circ} \text{C}: \frac{3104X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 3030 + 10.86P(\text{kb})}{273 \ln K_D + 1,9034} -$$

Avec

$$K_D : [\text{Fe/Mg}]^{\text{ga}} / [\text{Fe/Mg}]^{\text{cpx}}$$

et

$$X_{\text{gr}}^{\text{gt}} = (\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}))^{\text{Gt}}$$

Les courbes de déstabilisation de la scapolite (**Figure X-11**), établies à partir de la nouvelle version de TWQ 2.3 sur les différents échantillons (BM3, DSOM334, DSOM336) confirment la propriété de ce minéral comme insensible à la variation de la pression (*Goldsmith et Newton, 1977; Huckenholz et Seiberl, 1989; Baker et Newton, 1994*) et qu'elle constitue un bon géothermomètre. L'association de ces courbes avec celles déduites par les autres assemblages indique que la température voisine de 1100°C coïncide avec la déstabilisation des scapolites pour une pression légèrement inférieure à 20 kb. Les scapolites des enclaves (BM3) ont été stables au dessus de cette valeur, indiquant que ces enclaves ont été amenées à des conditions des températures supérieures à 1100°C et des pressions supérieures à 20 kb. Mais pour l'échantillon DSOM336, pour 1100°C la pression est plus basse. La bande délimitée par les deux courbes estimées à partir de BM3 et de DSOM336 définit probablement une zone de déstabilisation de scapolites de différente composition (**Figure X-11**).

La sapphirine est décrite comme un minéral des éclogites et des schistes magnésiens de HT (*Lasnier et Simonet, 2001*). Jusqu'à maintenant, l'apparition de la sapphirine avec du rubis était connue dans des roches alumineuses sous saturées en silice lors du métamorphisme de haut degré résultant de l'hydratation de métagabbros. La plupart de ces roches sont actuellement des amphibolites à pargasite. Dans nos échantillons le spinelle, le corindon et le grenat ont précédé l'apparition de la sapphirine. La présence de la phlogopite associée à la sapphirine et du corindon témoigne de la réaction de la déstabilisation de la sapphirine en

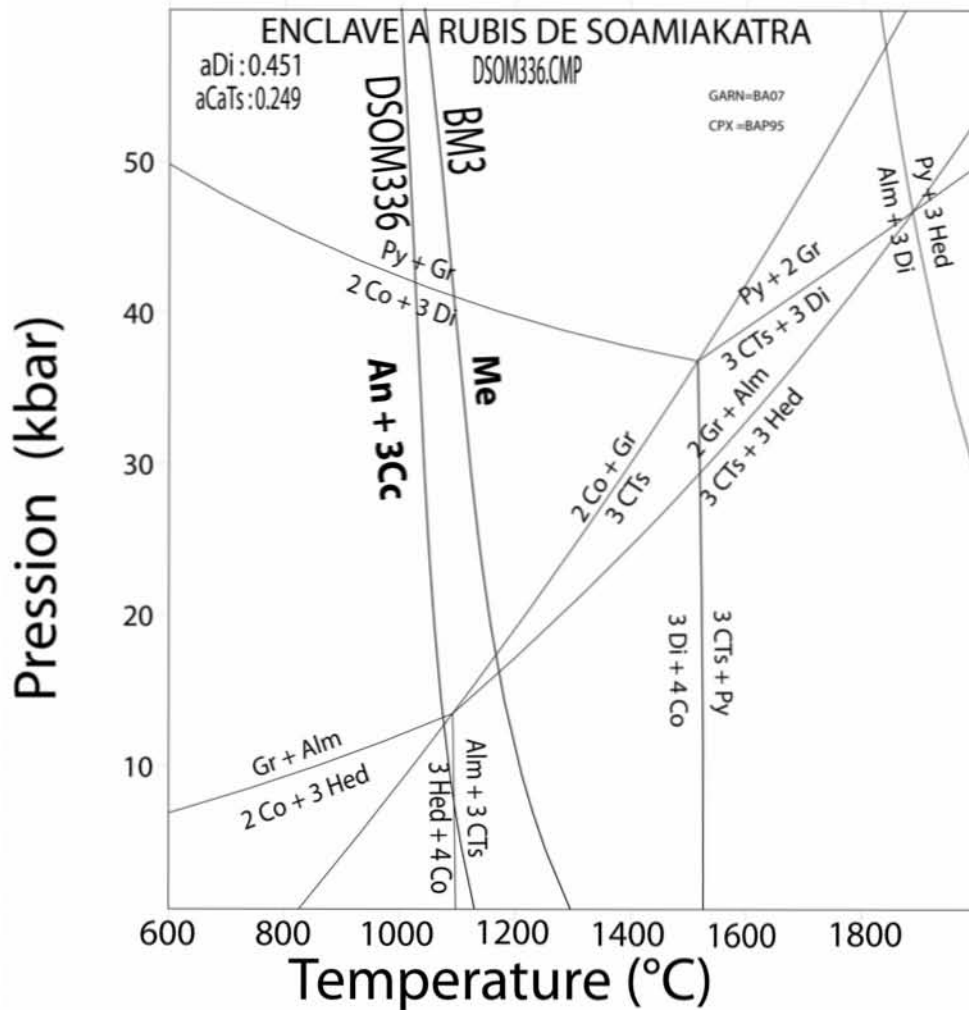


Figure X-11: Courbes invariantes établies par TWEEQ 2.3 (Berman, 1991) pour les échantillons BM3 et DSOM336 dans le système CAMS. Les deux courbes de déstabilisation de la méionite en anorthite + calcite sont également reportées dans le diagramme. Ces courbes montrent que la température de déstabilisation des scapolites dépend de la composition de chaque scapolite.

phlogopite + corindon en présence d'un fluide transportant du K pour cristalliser la phlogopite. La présence et le mode d'apparition de la sapphirine corrobore encore l'hypothèse l'associant à la rétrogenèse du spinelle (cf. chap VI). Les courbes obtenues pour les échantillons DSOM334A et DSOM336 démontrent que la rétrogenèse de l'assemblage spinelle-pyrope - corindon en sapphirine s'effectue autour de 1100°C pour une pression d'au moins 15 kb (**Figure X-12**).

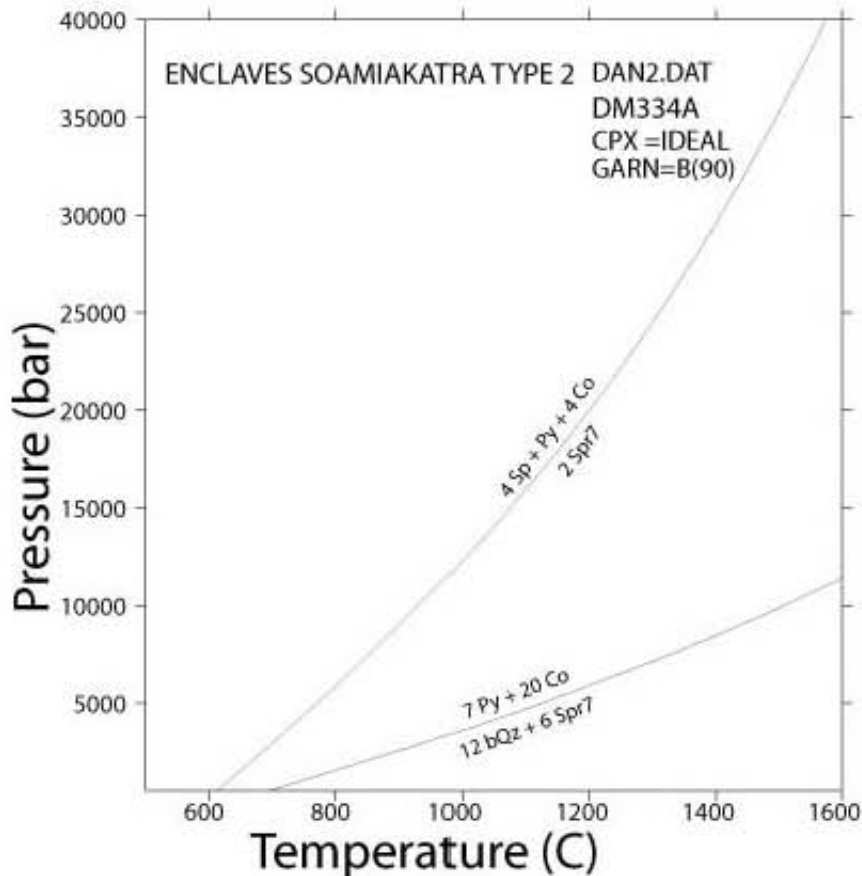


Figure X-12: La présence de la sapphirine associée au grenat et corindon (DSOM334A) autour du spinelle traduit qu'elle s'est formée par décompression à partir de cet assemblage. Pour la première courbe, pour une température de 1100°C, la sapphirine est ainsi formée autour de 18kb. Et une forte décompression conduit à l'apparition du quartz autour de 5kb. La présence du quartz dans les échantillons SE334 et DSOM334A traduirait donc ainsi cette dernière réaction.

En se basant sur les diagrammes que nous avons obtenus dans le système CAMS, la formation du corindon s'organise autour des deux points invariants [Di-Py] vers les conditions de températures et pression plus basses et [Alm-Hed] vers les conditions de P et T plus élevées à partir des réactions suivantes (**Figure X-10**). Nous allons surtout considérer le cas du point invariant [Alm-Hed], la réaction (CaTs) $\text{Alm} + \text{Gr} \Rightarrow 2\text{Co} + 3\text{Hed}$ fait cristalliser le corindon par décompression et par augmentation de la température jusqu'à la valeur correspondant à celle du point invariant, la réaction (Hed) (Alm) $3\text{CaTs} \Rightarrow 2\text{Co} + \text{Gr}$ s'effectue par diminution de la température mais aussi par augmentation de la pression, et la réaction (Gr) $3\text{CaTs} + \text{Alm} \Rightarrow 3\text{Hed} + 4\text{Co}$ est indépendante de la pression jusqu'au point invariant et constitue un bon indicateur de la température (1100°C).

Les conditions P-T ci-dessus montrent que ces xénolithes proviennent du manteau supérieur et les métagabbros et pyroxénites ont subi le faciès éclogite de haute température.

Kornprobst et al. (1990) ont décrit deux types de pyroxénites dans le massif de Beni Bousera au Maroc dont l'un, le type II, à texture granuloblastique forme des litages dans les péridotites. Ce type contient les assemblages cpx + grt ou cpx + grt + sp ou cpx + gt + Co. La roche contient même une association de cpx + opx + ol + sp + Co + spr + plagio + amph comme c'est le cas des échantillons de Soamiakatra (cf. chap. IV). Les conditions P et T de cristallisation de ces pyroxénites à grenat et corindon sont estimées par ces auteurs de 22-25 kb et 1300-1350°C à 10kb et 800-900°C. Dans le massif de péridotites d'Horoman au Japon des roches qui initialement étaient des cumulats gabbroïques à ol, pl et cpx d'abord trouvés en galets (*Morishita et Koderu, 1998*), puis au sein de la péridotite ont été transformées en corindons, amphiboles, spinelles verts et bruns, plagioclases et margarites (*Morishita et Arai, 2001*) pour des pressions > 1,5 GPa et des T de 1000°C. Dans le Limousin, le corindon se forme durant la subduction d'une plaque océanique à la limite amphibolite supérieur-granulite pour des P de 10 kb et des T de 800°C (*Berger et al. soumis*). Des xénocristaux de pyroxène sodiques et de corindons ont été également trouvés dans les basaltes alcalins de Thaïlande avec des conditions de formation estimées entre 800 à 1150°C et des $10 < P < 25$ kb (*Sutthirat et al., 2001*). Ces pyroxènes alumineux (fassaïtes) se rencontrent également dans les alluvions à rubis des autres gisements liés aux basaltes en particulier ceux d'Australie et d'Asie du Sud-Est (*Sutherland et al., 2003*).

Par ailleurs, des skarns métasomatiques à diopside alumineux sans sodium (fassaïte jusqu'à 15% Al_2O_3) sont largement répandus dans le faciès granulite du Sud de Madagascar (*Moine et al., 1985; Rakotondrzafy et al., 1996*). Il est intéressant de rappeler que *Nicollet (1988)* avait estimé des conditions de T = 420-500°C et P = 9-11 kb pour une éclogite de la région de Faratsiho à environ 50 km au Nord-Ouest d'Antsirabe. La pression et la température sont bien plus basses que celles déterminées pour les xénolithes de Soamiakatra, mais les deux roches indiqueraient des gradients géothermiques assez voisins. Ce faciès éclogitique est également confirmé par la composition en pyrope des grenats (cf. chap. VI) qui ont des compositions voisines des grenats appartenant aux éclogites kimberlitiques et aux péridotites à grenat (*Coleman et al., 1965*).

Comme nous l'avons décrit dans le chapitre VI, le faciès éclogitique commence à être déstabilisé en faciès granulitique, les omphacites (pyroxènes sodiques alumineux sodique) de la première génération (Cpx1) sont déstabilisés en pyroxènes alumineux de type fassaïte (Cpx2) légèrement moins alumineux mais sans sodium. Il est à noter que l'évolution de ces

pyroxènes vers des compositions moins sodiques est également enregistrée par les plagioclases, au cours de cette transformation éclogite-granulite, on passe du labrador à une anorthite pratiquement pure.

Les éléments traces de ces xénolithes (**Tableau X-4 et Figure X-13**) sont en faible concentration. Il faut toutefois noter des anomalies positives en Ba, U, K, Sr, et Gd ; et négatives en Nb, Ta, Ti et dans une moindre mesure en Zr et Si. Les Gd + Y entrent bien en substitution dans la structure des grenats, on peut remarquer que l'anomalie positive en K l'inverse de ce que l'on constate pour les laves (**Figure X-5 et X-6**).

roche Echantillon	Px SE333	Θ1scpR SE 334D	Gr SE 335	Θ2sphR SE 336B	Θ SE 336C
Rb	5,2	8,04	4,89	7,56	1,44
Ba	371,4	549,40	820,00	527,00	461,10
Tm	0,02	0,04	0,12	0,04	0,13
U	0,35	0,38	0,17	1,56	0,21
Nb	0,95	1,41	2,45	0,34	0,61
Ta	0,06	0,11	0,19	0,04	0,06
La	7,77	4,74	25,71	7,15	5,10
Ce	10,61	9,18	53,97	6,44	16,66
Sr	659,70	777,90	439,30	738,50	75,65
Nd	2,82	4,35	24,67	4,29	10,71
Sm	0,39	0,78	3,87	0,71	2,50
Zr	6,41	19,52	80,22	11,41	25,48
Gd	0,37	0,61	2,60	0,81	2,84
Y	1,83	2,54	8,70	6,04	12,41
Yb	0,14	0,25	0,84	0,26	0,79
Cr	216,70	344,20	276,30	650,50	305,60
Ni	217,30	235,40	112,40	321,70	423,10
V	16,16	35,30	171,50	19,62	61,44

Tableau X-4: Composition chimique représentative des éléments traces (en ppm) des enclaves rencontrées dans les basaltes de Soamiakatra. Px : pyroxénite, Gr : grenatite, Θ1scpR : métagabbro à rubis et à scapolite, Θ2sphR : métagabbro à rubis et à saphirine, Θ : métagabbro sans rubis.

Ce type de roche pourrait expliquer les anomalies négatives en K observées dans les laves, de même pour les anomalies négatives en Nb et Ta qui contrastent avec les anomalies positives de ces éléments dans les laves.

En conclusion, cette étude apporte des données nouvelles qui permettent d'envisager la présence de roches métamorphiques de haute pression dans le centre de Madagascar. Ces

résultats appellent des recherches approfondies sur les xénolithes des basaltes alcalins du vaste massif de l'Ankaratra.

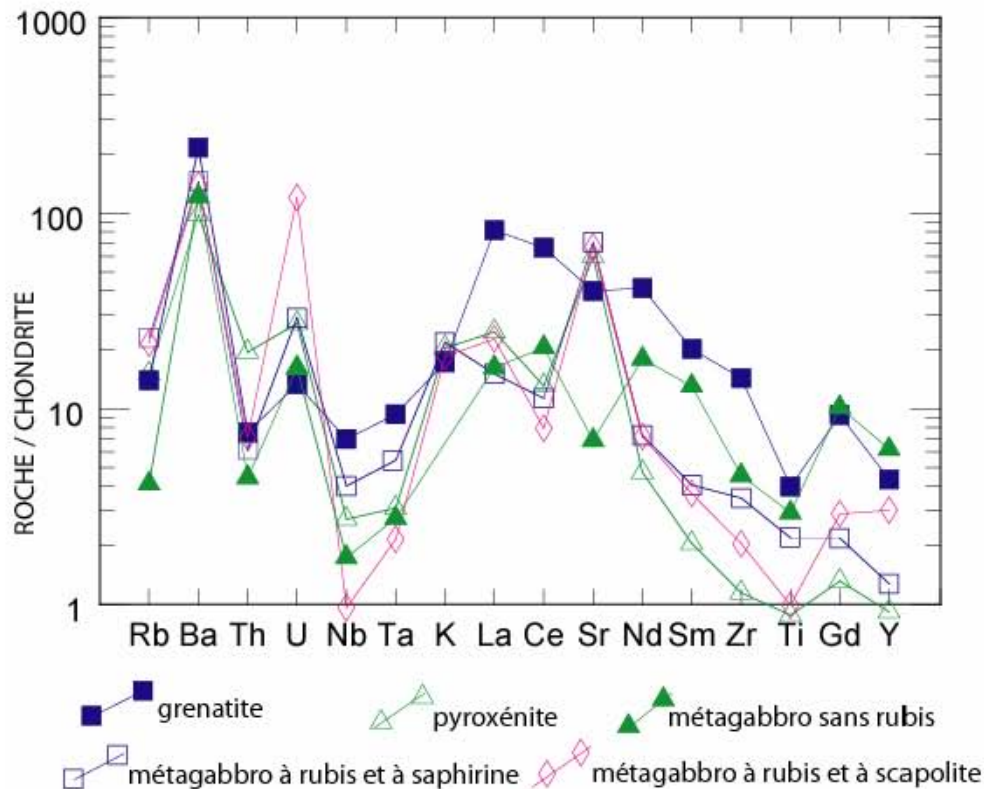


Figure X-13: Arachnogramme des xénolithes inclus dans les basaltes alcalins de Soamiakatra (région centrale de Madagascar).

Les autres xénolithes pourraient être des lherzolites mantelliques sous-continentales plus ou moins métasomatisés comme en témoigne la présence de phlogopite, d'apatite et d'anorthose (cf. Chap. VII et VIII). Le xénocrystal d'olivine contenant des cristaux d'apatite et de calcite (cf. Chapitre VI-5) laisse penser que des carbonatites devraient exister en profondeur. De même, les nodules de lherzolites et de pyroxénites associés à des syénites (**Figure VI-33**) témoignent de la présence de chambres magmatiques à la limite manteau infra-continental- croûte continentale. Les zircons de ces anorthoclasites (**Figure VI-34**) datées entre 35 et 15 Ma (cf. Chapitre IX) suggèrent que ces chambres magmatiques sont contemporaines, voire légèrement antérieures aux émissions volcaniques et contemporaines des saphirs ramenés en surface. Ces enclaves rappellent celles décrites sous la forme de mégacrists et de xénolithes d'anorthoclasite en Ecosse par *Upton et al. (1999)*, et celles du Massif Central français (*Brousse et Varet, 1966; Giuliani et al., 2009c*). De même, les enclaves de syénites à hypersthène d'Amoronkely (cf. chap. VI), les syénites à ferroaugite et

augite aégyrinique de Malakialina (cf. Chap VI) et les syénites à anorthoclase et à fayalite associées aux phonolites de Maroparasy (cf. chap. VI), permettent de suggérer qu'à la base de la croûte se développent des chambres magmatiques qui rappellent les grands complexes alcalins syénitiques tels que ceux de Coldwell au Canada (*Mitchell et Platt, 1978; 1982*) développés en contexte de rift intracontinental.

Le seul problème qui subsiste est de connaître les relations entre les grenatites, pyroxénites à grenats et métagabbros éclogitiques, rétrotransformés dans le faciès granulitique, avec les péridotites mantelliques et les complexes alcalins sous plaqués à la croûte continentale. Seule une datation des grenats par Lu-Hf permettrait de lever l'ambiguïté et conduirait à confirmer et à infirmer l'hypothèse d'enclaves métamorphiques à rubis liées ou non au développement des chambres magmatiques alcalines néogène-quaternaire associées au volcanisme du centre, de l'Est et du Nord de l'île.

CHAPITRE XI

MODELE METALLOGENIQUE : MECANISMES DE FORMATION
ET DE TRANSPORT DES CORINDONS GEMMES
EN ENVIRONNEMENT BASALTIQUE

XI-1 LES CONTEXTES GEOLOGIQUES DES GISEMENTS DE CORINDON ASSOCIES AUX ENVIRONNEMENTS BASALTIQUES

Les contextes géologiques dans lesquels ces gisements associés aux basaltes alcalins se forment diffèrent selon les aires géographiques. Dans le chapitre III, nous avons vu que ces gisements se localisent notamment dans la ceinture à corindon circum-pacifique (*Oakes et al., 1996; Sutherland, 1996; Sutherland et Coenraads, 1996; Graham et al., 2009*) qui s'étend depuis l'Australie jusqu'en Russie (**Figure XI-1**), dans la zone des rifts oriental et occidental africains depuis le Rwanda jusqu'au Nord de la Tanzanie (*Irving et Price, 1981*), dans le rift de la province

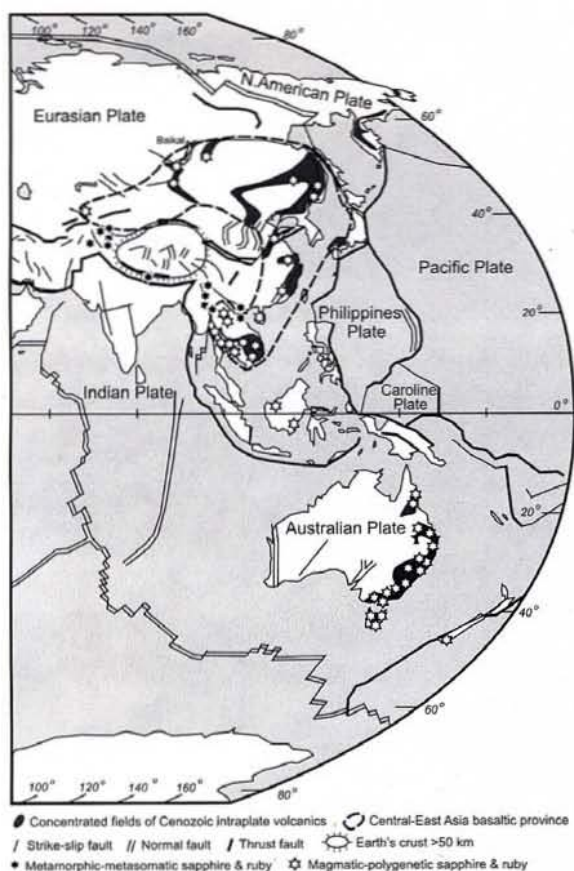


Figure XI-1: Les gisements de corindons gemmes de la ceinture circumpacifique associés au volcanisme intracontinental Cénozoïque (d'après *Graham et al., 2009*).

volcanique de Guinée, dans les rifts péri-alpins européens (*Carbonel et al., 1973; Merle et al., 1998*), dans la région du Rio Mayo située entre les axes des cordillères orientale et occidentale de la Colombie à Mercaderes (*Sutherland et al., 2009*), et finalement dans les régions méridionale, centrale et orientale de Madagascar (*Rakotozamanany, 2003*). Dans le détail :

1- Les gisements du Nigéria et du Cameroun sont associés au rift de la province volcanique de Guinée, qui se prolonge au Nord par les plateaux basaltiques de l'Aïr et du Hoggar - gisements d'Algérie et du Niger (*Wright et al., 1985*). Les gisements ruandais, congolais et kenyans sont associés au grand Rift Est Africain (*Simonet, 2000*).

2- Les gisements du Massif Central en France sont situés immédiatement dans le prolongement sud du graben de la Limagne (*Merle et al., 1998*). Ils se localisent dans la Chaîne de la Sioule, la Chaîne des Puys, le Mont Dore, le Cantal, le Devès, et le Velay (**Figure XI-2**). Les principales occurrences sont celles du Mont Coupet, d'Espaly et le Puy dans la région volcanique du Devès.

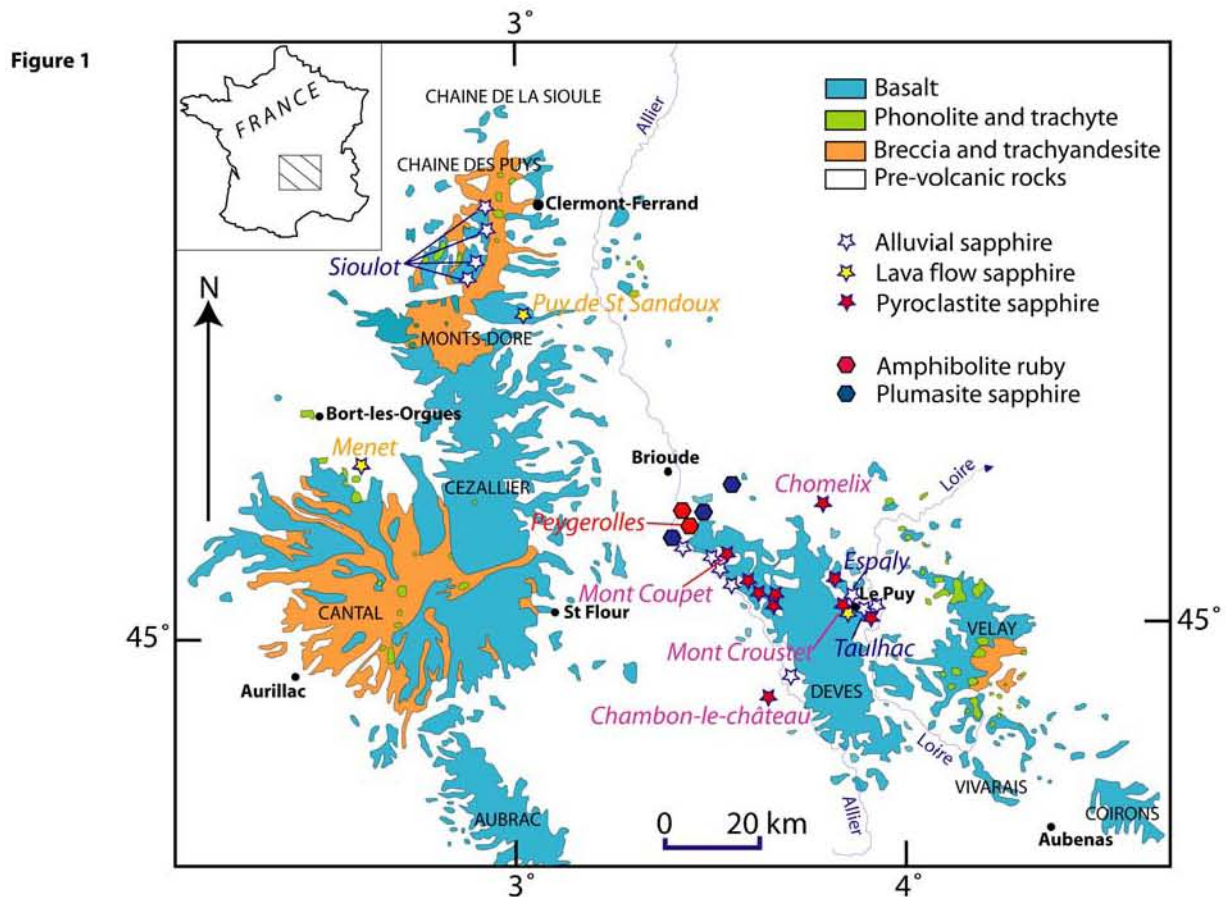


Figure XI-2: Localisation des principales provinces volcaniques du Massif Central Français et des occurrences à corindons associées au socle métamorphique et aux basaltes alcalins (Giuliani *et al.*, 2009c).

Le volcanisme du Massif Central Français fait partie du segment méridional du rift Ouest-européen lié à l'extension lithosphérique Eocène supérieur-Miocène inférieur (Merle *et al.*, 1998; Merle et Michon, 2001; Michon et Merle, 2001). Le volcanisme est divisé en trois épisodes successifs : a) magmatisme pré-rift Paléocène-Eocène; b) sédimentation et magmatisme syn-rift marqués par les dépôts sédimentaires oligocènes dans le bassin de la Limagne avec le début du volcanisme à l'Oligocène supérieur et un développement majeur au Miocène supérieur; c) magmatisme majeur au sud du Massif Central (Cantal, Velay, Aubrac) vers 15 Ma après la sédimentation de l'Oligocène; vers 6 Ma, le volcanisme reprend son activité dans le Nord du Massif Central, puis de 3,5 à 0,5 Ma dans l'ensemble du Massif Central.

Des datations K-Ar à 3 Ma ont été obtenues sur les trachybasaltes sodiques considérés comme les laves plus anciennes du bassin du Puy, et des âges voisins à 3,3 Ma par traces de fission sur des zircons associés aux saphirs du Riou Pezzouliou (Carbonnel *et al.*, 1979).

L'évolution de la composition chimique du magma alcalin s'effectue par cristallisation fractionnée dans des chambres magmatiques différentes et situées à différents niveaux dans la croûte (**Figure XI-3**).

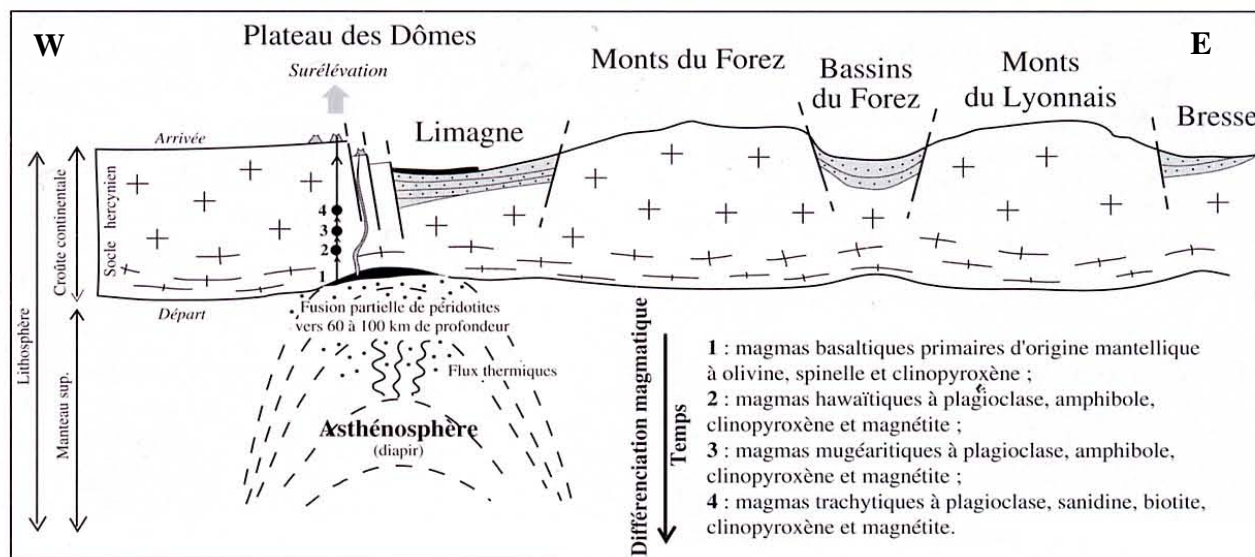


Figure XI-3: Coupe schématique E-W du Massif Central montrant ses demi-grabens de Limagne et de la Bresse ainsi que le graben du Forez (d'après De Ascensão Guedes; 2002). Modèle de formation des différentes chambres magmatiques où la différenciation magmatique pourrait s'effectuer de la manière suivante : (1) magma basaltique d'origine mantellique à olivine, spinelle et clinopyroxène; (2) magma hawaïitique; (3) magma mugéaritique; et (4) magma trachytique à plagioclase, sanidine, biotite, clinopyroxène et magnétite.

Les datations des émissions volcaniques dans le Massif Central Français donnent des âges indirects pour la formation des saphirs mais il apparaît que dans la région du Puy, l'épisode de transport des saphirs est à relier à l'épisode de magmatisme au Miocène supérieur. Les xénolithes d'anatexites, de gneiss à biotite et sillimanite, d'amphibolites et de diorites présentes dans les trachytes de Menet, d'Angoulême et de Voissière sont les témoins de fragments du socle hercynien arrachés par ce volcanisme. Par ailleurs, *Brousse et Varet* (1962), et *Gaillou* (2003) ont montré que les anorthoclases à saphir de Menet étaient les équivalents plutoniques des trachytes, et que les deux roches provenaient du même magma. Par ailleurs, la présence de verre de composition trachytique et rhyolitique dans ces saphirs indique que les magmas felsiques donnèrent lieu à la formation des anorthoclases. Les xénolithes d'anorthoclases à saphir du Menet sont le témoin de la formation d'un magma syénitique qui a cristallisé dans une chambre magmatique en profondeur à la limite du manteau supérieur sous-continentale et la croûte inférieure. La plupart des signatures isotopiques de l'oxygène des saphirs témoigne de cette contribution mantellique (*Giuliani et al.*, 2009c).

3- Dans le cas de l'Australie, il est généralement accepté que les volcans centraux sont de plus en plus jeune vers le Sud. Cette variation enregistrée au cours des derniers 35 Ma suggère la migration vers le Nord de la plaque Indo-Australienne au-dessus d'un panache mantellique. Les grandes provinces basaltiques (70-14 Ma) ont été initiées par la remontée d'une région

mantellique anormalement chaude le long de l'Australie. Cette région à haut gradient géothermique peut être génétiquement liée à l'extension induite par l'ouverture de la mer de Tasmanie et/ou la fracturation du Gondwana à la fin du Mésozoïque (*O'Reilly et Zhang, 1995*).

4- Pour le contexte géologique de mise en place des basaltes en Asie du Sud-est, les auteurs ne sont pas tous d'accord. *Levinson et Cook (1994)* pensent que les basaltes alcalins de Thaïlande, du Cambodge et du Viêt-nam se mettent en place en liaison avec la subduction de la plaque de l'Océan Indien sous la plaque eurasiennne. *Barr et McDonald (1979)* proposent un amincissement crustal avec une remontée du manteau pour expliquer les éruptions volcaniques basaltiques de Thaïlande. *Barr et McDonald (1981)*, *Whitford-Stark (1987)* et *Hoang et Flower (1998)* considèrent que le volcanisme intraplaque Néogène à Quaternaire, omniprésent en Asie du Sud-est et formant des plateaux basaltiques, est associé à des bassins en « pull-apart » et des rifts. Cette activité magmatique est postérieure à la collision Inde-Asie et peut être reliée aux processus d'extrusion tectonique de la péninsule indochinoise (*Tapponnier et al., 1982; 1986*).

5 - Les gisements de saphir des lherzolites d'Urdach et d'Espéchère (Pyrénées): un cas particulier de pegmatites à saphir d'origine magmatique (*Pin et al., 2006*). Il ne s'agit pas de saphirs contenus dans des basaltes alcalins car ces pegmatites à albite et saphir sont associées à des lherzolites d'origine mantellique. Cependant, les minéraux accessoires piégés par les saphirs sont identiques à ceux identifiés dans les saphirs transportés par les basaltes alcalins (*Simonet, 2000; Pin et al., 2006*). Ces filons d'albitites à saphir qui recoupent les massifs de lherzolite d'Urdach et d'Espéchère respectivement dans les Pyrénées-Atlantiques et les Hautes Pyrénées (**Figure XI-4**), ont été décrits par *Monchoux (1969)*. Ces albitites ont été dans un premier temps interprétées comme des "plumasites", d'origine métasomatique (*Monchoux, 1970*), et plus récemment comme des pegmatites à albite, d'origine magmatique (*Monchoux et al., 2006*). Les massifs de lherzolite orogénique des Pyrénées sont répertoriés le long de la zone Nord Pyrénéenne. Dans ce linéament lithosphérique, une tectonique en extension de type rift continental provoqua la formation de bassins en "pull-apart" à remplissage de sédiments de l'Albien supérieur au Sénonien, à la formation d'un magmatisme alcalin, et au développement d'une auréole thermique due à une remontée du manteau, et enfin à la mise en place des lherzolites.

La roche feldspathique présente une texture pegmatitique et une association minérale à éléments particuliers comme les terres rares, l'yttrium, l'uranium, le thorium, le niobium et le titane (*Monchoux et al., 2006*).

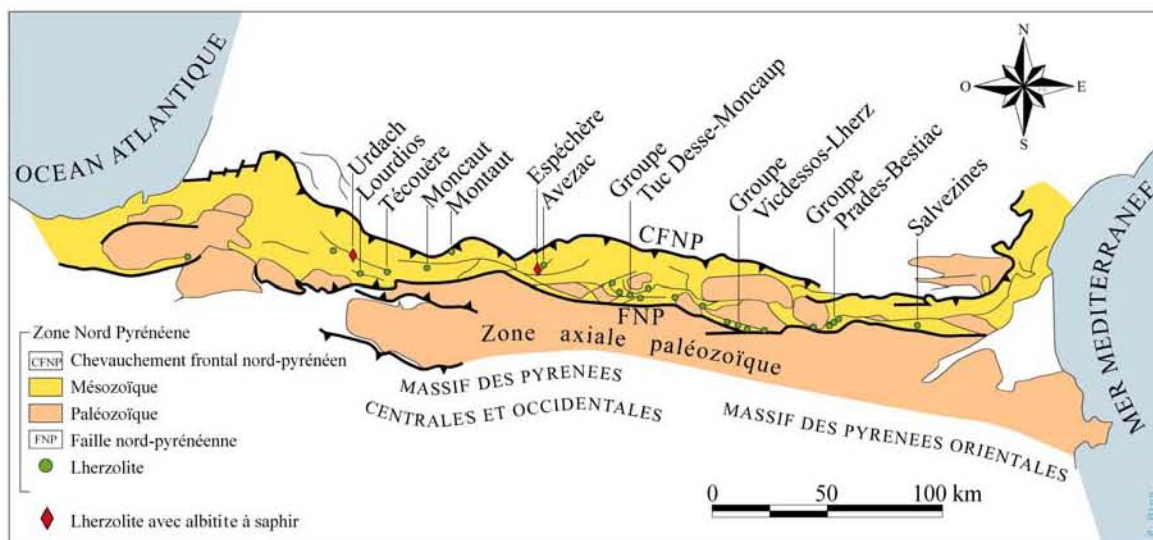


Figure XI-4: Distribution géographique des massifs de lherzolites dans la zone métamorphique nord pyrénéenne. Localisation des albitites à saphir de Urdach et Espéçhère (modifié d'après Monchoux et al., 2006).

XI-2 LES MECANISMES DE FORMATION

Plusieurs équipes australiennes et canadiennes (Coenraads et al., 1990 ; Levinson et Cook, 1994 ; Sutherland et Coenraads, 1996 ; Guo et al., 1996a) ont essayé de déterminer l'origine des corindons. Tous s'accordent sur le fait que ces corindons sont des xénocristaux : des études expérimentales mettent en évidence que ces minéraux, ainsi que leurs inclusions solides de zircon et de colombite, ne peuvent pas cristalliser à partir d'un magma basaltique alcalin (Levinson et Cook, 1994 ; Guo et al., 1996a). Les figures de corrosions observées sur les cristaux indiquent une résorption des corindons par le magma basaltique alcalin, ce qui prouve qu'ils n'étaient pas en équilibre avec le magma qui les a transportés. Selon Sutherland et al. (1998a), ces figures de corrosion ne sont pas suffisantes pour affirmer que les corindons sont des xénocristaux car ces figures sont parfois observées sur des phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase où elles résultent de changements de pression et de température.

Les xénocristaux peuvent avoir plusieurs origines :

XI-2.1 Origine métamorphique, d'origine crustale

Levinson et Cook (1994) proposent un modèle simple de genèse de ces gisements en deux étapes (**Figure XI-5**) :

Etape 1 : genèse des corindons. Ils se forment au cours du métamorphisme de roches alumineuses (shales, équation 1) ou à partir d'oxydes d'aluminium (bauxite, équation 2), dans la croûte terrestre à des profondeurs comprises entre 20 et 50 km.



muscovite \rightarrow feldspath potassique + corindon + eau



gibbsite \rightarrow corindon + eau

Etape 2 : transport des corindons à la surface. Lors de sa remontée rapide vers la surface, le magma généré dans le manteau incorpore des xénolithes à corindon. Ces xénolithes se dissolvent et libèrent les minéraux réfractaires (principalement les corindons et les zircons) qui sont amenés à la surface par le magma basaltique alcalin.

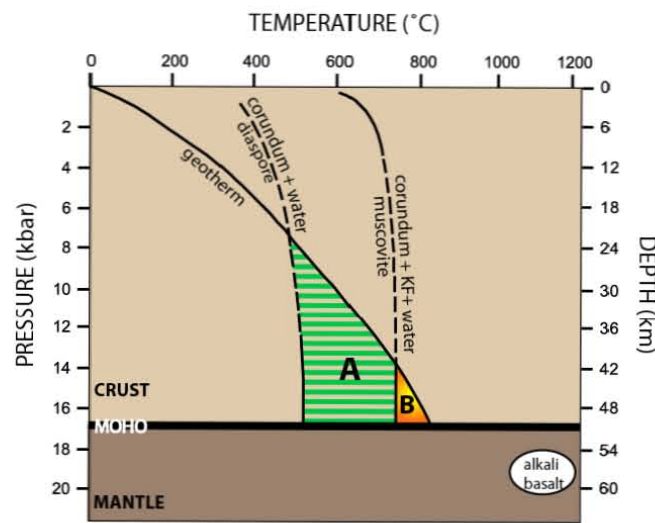


Figure XI-5: Le modèle métamorphique proposé par *Levinson et Cook* (1994) pour la genèse des gisements de corindons associés aux basaltes alcalins. Diagramme Pression - Température (P-T) de genèse des corindons à partir de diaspore (A) ou de la muscovite (B), et de genèse des magmas basaltiques alcalins. Ces magmas se forment à plus grande profondeur que les corindons et peuvent donc ramener ceux-ci à la surface lors de leur remontée.

Ce modèle pose le problème de l'existence d'un protolithe alumineux de type bauxitique ou latéritique, commun à la surface de la terre, dans le plancher océanique subducté. Ensuite, une zone de subduction a effectivement été active avant l'extension crustale en Australie, mais ce n'est pas le cas en Afrique de l'Est ni en Asie du Sud-est (*Saminpanya, 2000*), où ce modèle est inadapté.

XI-2.2 Origine ignée : plusieurs mécanismes sont proposés.

(i) Selon *Irving (1986)*, les corindons sont issus de la cristallisation, à haute pression, de magmas felsiques sous-saturés, ce qui rejoint l'hypothèse d'*Aspen et al. (1990)* qui pensent que les corindons proviennent de la cristallisation de magmas syénitiques issus de la croûte ou du manteau supérieur.

(ii) *Le modèle de Coenraads et al. (1990)*: Coenraads et al. (1990) proposent que les corindons se sont formés à partir de magmas riches en éléments volatiles et incompatibles issus de la fusion partielle mantellique à faible taux de fusion, ce qui pourrait expliquer qu'ils ne sont pas en équilibre avec des magmas issus de fusions partielles plus importantes, comme en témoignent les figures de corrosion affectant la surface des gemmes. Coenraads et al. (1995) proposent que les saphirs des gisements d'Australie et de Thaïlande ont cristallisé à partir de magmas phonolitiques à des pressions correspondant à celles de la limite manteau-croûte et que les événements thermiques qui ont généré ces magmas sont intrinsèquement liés aux processus qui ont gouverné la genèse et l'éruption des magmas basaltiques alcalins contenant les corindons.

(iii) *Le modèle de Guo et al. (1996a)*: en étudiant les inclusions solides incluses dans des corindons issus de gisements australiens, chinois, thaïlandais, américains et kenyans, Guo et al. (1996a) suggèrent que les corindons se forment par mélange et/ou interaction entre des carbonatites et un système de composition alcaline ou hyperalcaline, à l'état magmatique ou solide (un granite alcalin ou une pegmatite syénitique). Au cours d'un événement extensif lié à la remontée de l'asthénosphère, des carbonatites cristallisent dans la croûte entre 10 et 20 km de profondeur ; elles sont localement recoupées par des intrusions de syénites et des granitoïdes. Les processus d'hybridation entre ces deux systèmes peuvent provoquer la cristallisation rapide de corindons, pouvant aboutir à la formation de lentilles de roches renfermant des corindons et à minéralogie complexe reflétée par la diversité des inclusions solides piégées par ces corindons. Plus tard, un épisode de volcanisme basaltique est généré par fusion du manteau. Le magma basaltique remonte rapidement vers la surface en entraînant des fragments de roches encaissantes, dont les lentilles à corindons (**Figure XI-6**).

Ce modèle est complexe et nécessite la coïncidence de plusieurs événements magmatiques successifs, il semble donc inadapté pour expliquer la présence de gisements basaltiques dans des zones géographiques étendues et dispersées sur le globe. Enfin, Sutherland et al. (1998a) rejettent ce modèle, car dans les gisements du grand rift est-africain, les corindons se trouvent généralement dans les basaltes alcalins périphériques et non pas dans les associations de roches ultramafiques/carbonatites du soulèvement central contrairement à ce qui est suggéré par le modèle de Guo et al. (1996a).

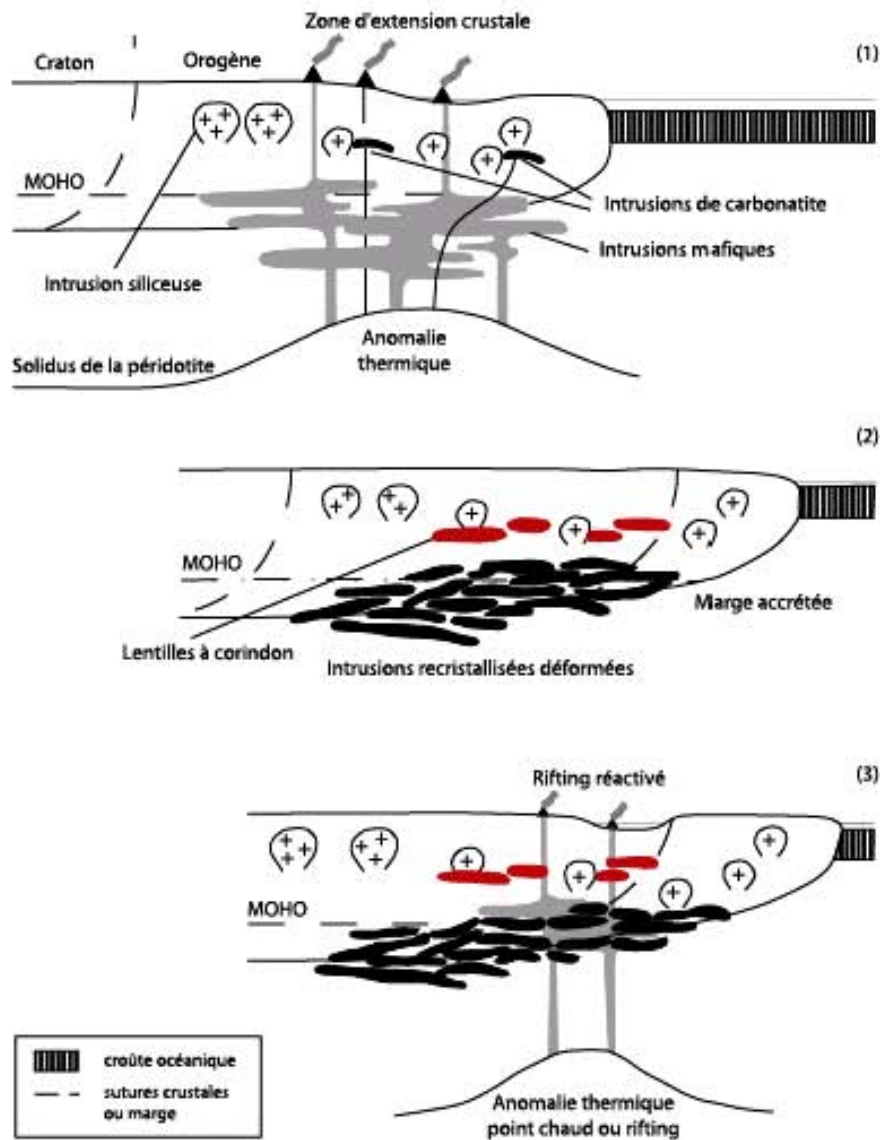


Figure XI-6: Modèle de formation des gisements de corindon associés à des basaltes alcalins dans un contexte de rift continental (Guo et al., 1996).

(iv) *Le modèle de Sutherland et al. (1988a):* Sutherland (1996) propose que les corindons se forment lors de la cristallisation de magmas felsiques alcalins produits par fusion de la lithosphère métasomatisée. Sutherland et Coenraads (1996), étudiant des assemblages à rubis-saphir-saphirine-spinelle présents dans les formations alluviales à corindon de Barrington en Australie, proposent que la fusion de roches ultramafiques à hautes températures et pressions, lors de l'intrusion de magmas basanitiques, peut produire de petits volumes de magmas anatectiques capables de cristalliser ces assemblages à minéraux alumineux et réfractaires. La fusion de phases accessoires riches en Cr, comme du spinelle chromifère ou de la chromite, peut contribuer à concentrer localement le Cr, permettant aux rubis et saphirs de cristalliser ensemble en grains millimétriques.

Sutherland et al. (1998a) proposent un modèle en quatre étapes (**Figure XI-7**) pour la formation des saphirs « magmatiques » est-australiens, dérivé du modèle de *Guo et al. (1996a)*.

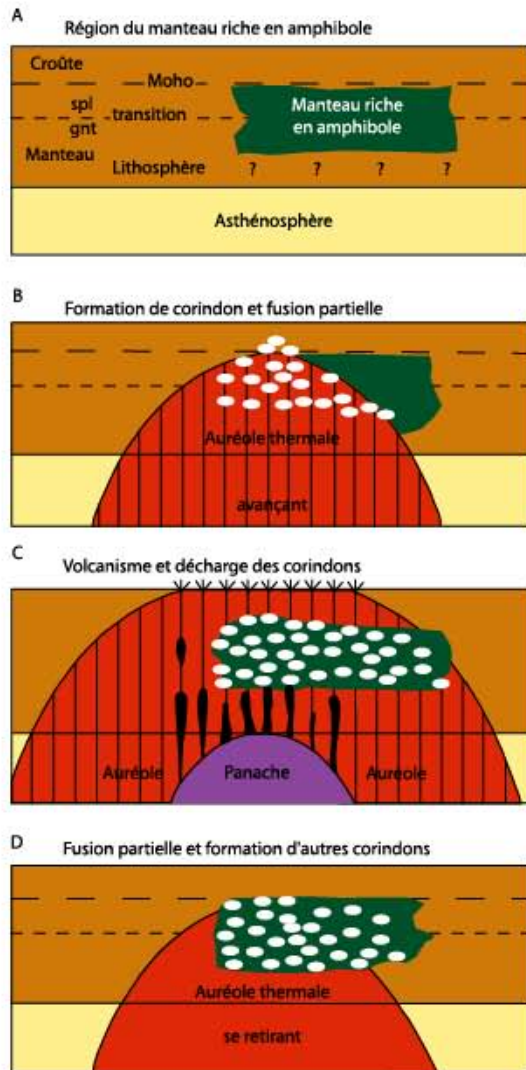


Figure XI-7: Le modèle de formation des gisements de corindon dans les basaltes alcalins proposé par *Sutherland et al. (1998a)*. gnt= grenat; spl= spinelle.

Dans ce modèle, la lithosphère se déplace au-dessus d'un diapir mantellique. Le faible taux de fusion initiale va générer des magmas felsiques riches en volatiles, dans les parties de la lithosphère riches en amphiboles, permettant notamment la cristallisation de corindon et de zircon. Ces magmas peuvent également dériver d'un manteau enrichi en amphibole et mica ou d'un manteau pré-enrichi en composants felsiques, entre 45 et 90 km de profondeur. Lorsque la lithosphère arrive à l'aplomb du diapir, des taux de fusion partielle plus importants produisent des magmas basaltiques alcalins qui arrachent et transportent les assemblages à corindons. Lorsque la lithosphère s'éloigne du diapir, les taux de fusion diminuant peuvent à nouveau mener aux conditions nécessaires à la cristallisation de corindon et de zircon. Ce modèle permet d'expliquer l'enrichissement en Hf, Nb et Ta généralement observé dans les minéraux cogénétiques du corindon, les veines à amphiboles des xénolithes péridotitiques étant très enrichies en ces éléments (*Sutherland et al., 1998b*).

(v) *Les modèles de Sutthirat et al. (2001) et Saminpanya (2000)*: Des considérations thermodynamiques sur la stabilité des assemblages minéraux rencontrés dans les gisements de Chanthaburi-Trat en Thaïlande, indiquent des températures de cristallisation des corindons comprises entre $800 \text{ et } 1150 \pm 100^\circ\text{C}$ et des pressions allant de 10 à 25 kbar, impliquant des profondeurs de 35 à 88 km (*Sutthirat et al., 2001*).

Saminpanya (2000) propose un modèle permettant d'expliquer pour les gisements thaïlandais de Chanthaburi-Trat et de Kanchanaburi, l'association rubis et saphirs. Les rubis se sont formés dans des roches métamorphiques mafiques (clinopyroxénite à rubis et grenat ou pyriclasite à

rubis et grenat) ; leur formation est probablement liée à l'intrusion d'un basalte ou d'un gabbro dans une péridotite mantellique. Les saphirs se sont formés lors de l'intrusion d'un magma très différencié dans des roches de base de croûte (probablement des gneiss précambriens) donnant des syénites néphéliniques, des carbonatites et des gabbros. Ce processus a probablement été la conséquence du rifting qui a affecté la Thaïlande au Tertiaire. Au Néogène, lors de l'extension crustale, des basaltes alcalins se sont formés et sont remontés dans des fractures crustales, sous l'effet de la remontée de l'asthénosphère, arrachant des xénolithes à corindon le long des conduits (*Saminpanya, 2000*).

(vi) *Le modèle de Pin et al. (2006)*: Les massifs de lherzolite orogénique des Pyrénées sont répertoriés le long de la zone Nord Pyrénéenne. Durant le Crétacé inférieur à supérieur, la zone nord pyrénéenne a joué comme une limite de plaque tectonique, en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne, et le mouvement en décrochement sénestre de la péninsule Ibérique par rapport à l'Europe (*Choukroune et Mattauer, 1978*). La remontée des lherzolites dans la partie inférieure des bassins en "pull-apart" à remplissage de sédiments de l'Albien supérieur au Sénonien, s'est effectuée en deux temps: d'abord avec une remontée des corps ultramafiques à 50-60 km de profondeur (1050-950°C), puis à 25 km et accompagnée par un stade de refroidissement jusqu'à 600°C (*Fabriès et al., 1998*). Cette remontée des massifs d'ultramafiques en deux temps résulta par leur mise en place finale à 101 Ma, à la base des bassins sédimentaires du Crétacé supérieur, voire remaniés dans des sédiments sous-marins (*Lagabrielle et Bodinier, 2008*; **Figure XI-8**).

Les données géochimiques et isotopiques témoignent d'une origine mantellique pour ces albitites. De telles compositions ont été par ailleurs identifiées dans certaines inclusions vitreuses observées en inclusions dans les xénolithes remontés par les basaltes alcalins. *Pin et al. (2006)* proposent que ces roches ont cristallisé à partir d'un liquide produit par un très faible degré de fusion partielle d'une source de type harzburgite préalablement enrichie par métasomatose carbonatitique. La cristallisation du corindon à partir des magmas felsiques est expliquée par des

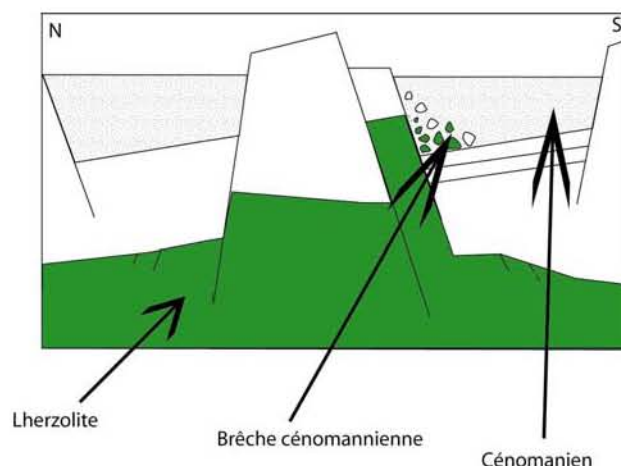


Figure XI-8: Remontée des lherzolites dans la partie inférieure des bassins en "pull apart" pour former un haut fond marin au Cénomani. C'est à cette période que s'est formée la brèche à éléments de lherzolite et d'Ordovicien (Fauvain *et al.*, 2009).

variations locales dans la chambre magmatique en composants volatils tels l'eau et le gaz carbonique. Le liquide silico-alcalin qui permet la formation de la syénite est très particulier car dans le cas présent la chimie est sodique. Par ailleurs, l'hypothèse de la présence d'H₂O dans le système permet de calculer à partir de la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ du saphir, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau du fluide en équilibre avec ce même saphir. Pour une valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰}$, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'H₂O serait compris entre 10 et 12‰ (Giuliani *et al.*, 2007a). Un tel intervalle de valeur impliquerait un réservoir à oxygène de type crustal, ce qui n'est pas le cas. Il faut peut-être imaginer un fluide à CO₂ dominant d'origine juvénile (carbonatites proposées par Pin *et al.*, 2006) qui dans ce cas là pourrait expliquer que le corindon précipite et qu'il ne forme pas de phases silico-alumineuses car la solubilité du quartz dans un fluide à CO₂ (avec $X_{\text{CO}_2} > 0,8$) est près de 100 fois plus faible que dans un fluide aqueux, à des températures comprises entre 750-850°C.

XI-3 LE MODELE METALLOGENIQUE: MECANISMES DE FORMATION ET TRANSPORT DES CORINDONS EN ENVIRONNEMENT BASALTIQUE A MADAGASCAR

XI-3.1 Origine des rubis et saphirs

Les trois régions à corindons gemmes associées aux basaltes de Madagascar présentent des caractéristiques communes et propres. La différence majeure entre la région centrale et orientale, et la région septentrionale est l'absence de rubis dans la région d'Antsiranana. Généralement dans les gisements mondiaux, les provinces à saphir sont plus fréquentes que les provinces à rubis. Les deux types de corindons se rencontrent parfois dans un même gisement comme par exemple dans les placers de Torrington et de Tumbarumba en Australie orientale

(*Sutherland et Fanning, 2001; Sutherland et al., 2002*), au Cambodge dans le gisement de Pailin (*Lacombe, 1970*), en Thaïlande à Kanchanaburi (*Sutthirat et al., 2001*), et à Madagascar dans le placer de Vatomandry (*Rakotosamizany, 2007*). Parfois, les gisements sont à rubis exclusivement comme à Chanthaburi-Trat en Thaïlande (*Sutthirat et al., 2001*) ou à Soamiakatra (*Rakotosamizany, 2003*).

1- **Les rubis** sont d'origine métamorphique (*Garnier et al., 2005; Yui et al., 2006; Giuliani et al., 2007a, b*). Les valeurs isotopiques de l'oxygène de 62 rubis provenant soit de placers en environnement basaltique soit du gisement primaire de Soamiakatra (*Giuliani et al., 2007a; Rakotosamizany, ce travail*), ont des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 1,3 et 5,9‰ avec une moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ égale à $3,1 \pm 1,1\text{‰}$ (*Giuliani et al., 2005; 2007a; Yui et al., 2006*). Cet intervalle de valeurs isotopiques correspond à celui des rubis associés aux roches mafiques et ultramafiques ($1,25 < \delta^{18}\text{O} < 6,8\text{‰}$, $n=19$; *Giuliani et al., 2005*). Ces valeurs sont toujours plus légères que celles obtenues pour les saphirs associés dans les placers mixtes. Ces études isotopiques couplées aux données minéralogiques montrent que pour un même gisement la source du rubis n'est pas la même que celle du saphir.

Le rubis primaire de Soamiakatra se trouve dans des métagabbros et des clinopyroxénites à grenat. Il s'est formé à des températures supérieures à 1100°C pour des pressions d'environ 20 kbar qui indiquent des conditions de formation correspondant à celles des éclogites. De telles paragenèses à clino-pyroxène et grenat ont été décrites également dans des cristaux de rubis provenant des placers de Chanthaburi Trat (*Sutthirat et al., 2001*), et dans des xénolithes à rubis de Thaïlande (*Chualaowananch et al., 2005*). Par ailleurs, du rubis contenu dans des niveaux de pyroxénites intercalés dans les péridotites de Beni Boussera au Maroc ont été décrites par *Kornprobst et al. (1990)* ainsi que du rubis dans des éclogites par *Yui et al. (2006)*.

Ainsi, les pyroxénites à grenat et les métagabbros représentent des sources identifiées des rubis dans les placers en environnement basaltique. Les autres sources probables sont les amphibolites à rubis qui sont contenues dans les vieux socles métamorphiques comme par exemple ceux de la région du Vohibory dans le Sud de Madagascar (*Nicollet et al., 1986*).

2- **Les saphirs** de couleur, vert, jaune, bleu, et les saphirs incolores, ont des compositions chimiques qui se situent dans le diagramme $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO-V}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{FeO+TiO}_2\text{+Ga}_2\text{O}_3$, soit dans le champ des saphirs associés aux syénites, soit à celui des métasomatites métamorphiques (Figure V-34, Chapitre V). De même, le diagramme chimique de

Sutherland et al. (1998a; 2003) permet de mettre en évidence deux origines différentes, c'est-à-dire magmatique et métamorphique (Figure V-31, Chapitre V).

Les saphirs d'origine magmatique contiennent des inclusions solides particulières tels la ferrocolombite, la bétafite, le pyrochlore, la samarskite, l'uraninite et l'uranpyrochlore, et du rutile à niobium. Ces minéraux se forment dans des magmas syénitiques c'est-à-dire dans des environnements riches en éléments incompatibles et volatiles comme les magmas alcalins (*Upton et al., 1999*). Dans le cas des albitites à saphir des Pyrénées, la composition chimique de ces roches présente de basses teneurs en Rb (2-11 ppm) qui sont associées à des teneurs élevées à très élevées en Sr, Ba, Nb (167 à 299 ppm) et Ta (6 à 17 ppm), et extrêmes en terres rares légères (*Pin et al., 2006*).

De même, la présence de micro-xénolithes d'anorthoclase à saphir et d'inclusions de minéraux à niobium dans les saphirs de Kianjanakanga dans la région de Mandrohasina (centre de Madagascar), et d'une gangue formée de feldspath potassique et plus précisément d'anorthoclase, de grenat et de monazite au pourtour de certains saphirs de Maramokotra dans la région d'Antsiranana, indiquent que ces saphirs ont cristallisé à partir d'un magma felsique riche en feldspath potassique.

Par ailleurs, les saphirs d'Ambondromifehy et Nosy Be ont des valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 3,75 et 5,9‰ (n= 11, Tableau V-18, Chapitre V). Le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de $4,5 \pm 0,5\%$ (n= 11) de ces saphirs est similaire à celui des saphirs des régions de Vatomandry et de Antsirabe avec respectivement des valeurs moyennes à $4,1 \pm 0,4\%$ (n= 9), $4,5 \pm 1,5\%$ (n= 8). L'intervalle de valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ de ces saphirs se superpose à l'intervalle défini pour les saphirs associés aux syénites ($4,4 < \delta^{18}\text{O} < 8,3\%$, avec un $\delta^{18}\text{O}$ moyen = $6,8 \pm 1,4\%$, n = 25; *Giuliani et al., 2007a, b*). Ainsi, une origine magmatique (syénitique) est proposée pour l'origine de ces saphirs. Cette hypothèse rejoint celle formulée par *Sutherland et al. (1998a)*, *Upton et al. (1999)*, *Sutherland et Schwarz (2001)*, *Saminpanya et al. (2003)*, *Pin et al. (2006)*, et *Giuliani et al. (2009c)* à savoir la formation du saphir à partir d'un magma felsique.

Pin et al. (2006) proposent la formation du saphir à partir de la cristallisation fractionnée d'un magma d'origine mantellique avec une composition isotopique initiale comprise entre 5 et 6‰. Cette cristallisation s'effectuerait à partir d'un magma alcalin produit par une fusion partielle très lente (<1%) d'une lherzolite à spinelle. Un tel modèle a été repris par *Giuliani et al. (2009c)* à propos des enclaves d'anorthoclases à saphir de Menet dans le Massif Central Français.

XI-3.2 Le modèle métallogénique

La caractérisation minérale et chimique des inclusions solides, et de la composition chimique et isotopique des corindons, permet de contraindre l'origine des rubis et des saphirs associés au volcanisme basaltique intra-continental à Madagascar (**Figure XI-9**). Les rubis peuvent cristalliser dans des roches métamorphiques de haute pression tels les clino-pyroxénites à grenat, les métagabbros à grenat ou les granulites basiques dans la zone de transition croûte-manteau ou dans le manteau supérieur. Les saphirs ont soit une origine métamorphique (HT-MP), tels les domaines granulitiques précambriens rencontrés dans le sud de Madagascar (Nicollet *et al.*, 1986; Rakotondrazafy *et al.*, 2008), soit une origine magmatique, et alors ils ont cristallisé à partir d'un magma alcalin de nature syénitique.

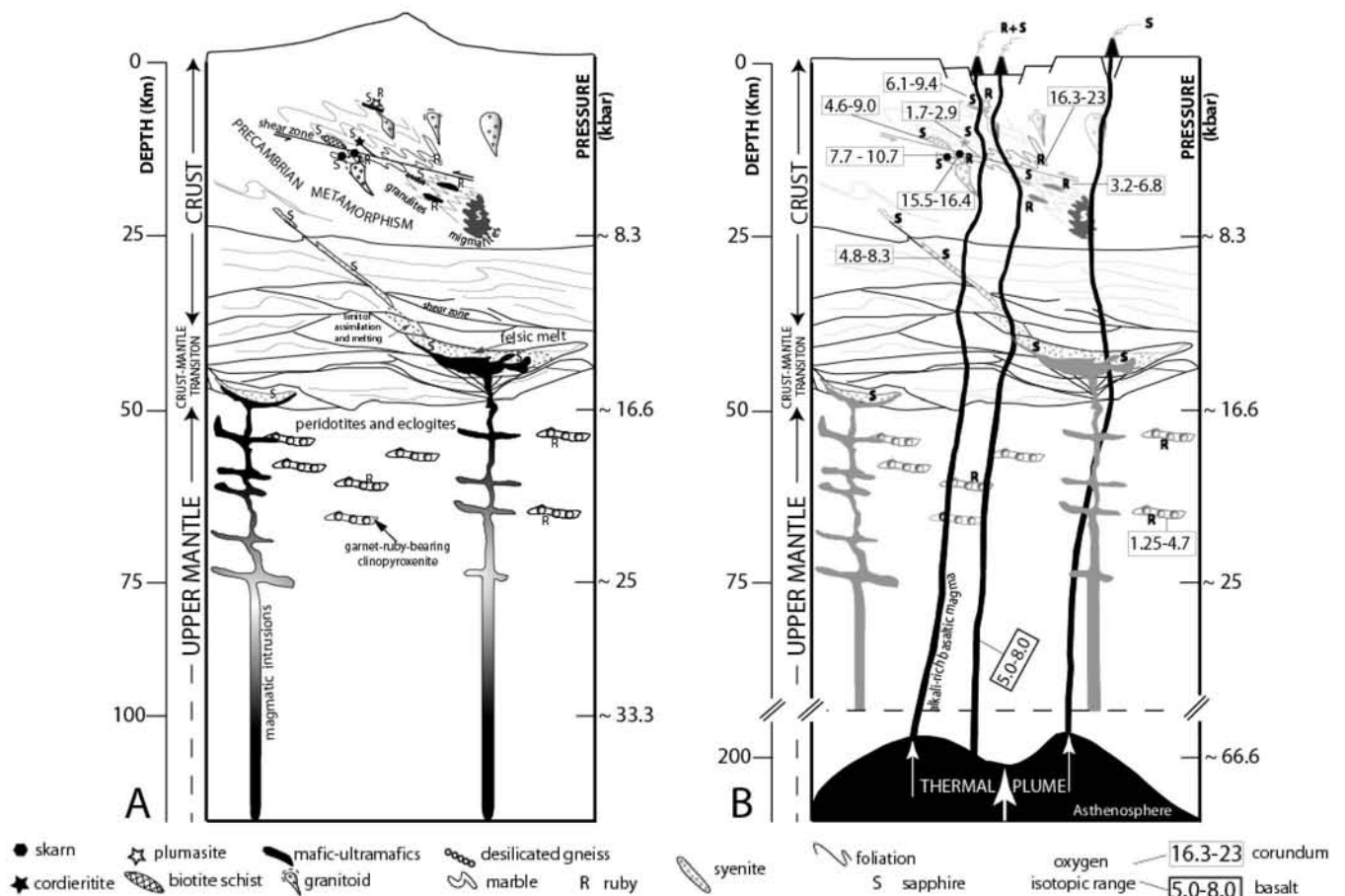


Figure XI-9: Modèle génétique de formation des corindons en environnement basaltique. **A):** Avant le Cénozoïque; **B):** Au Cénozoïque avec la formation des diatrèmes de basalte alcalin et de laves formés durant l'extension crustale (d'après *Giuliani et al.*, 2009c).

Les magmas basaltiques alcalins sont typiquement reliés à un contexte tectonique en extension de type rift continental. Celle-ci provoque dans les parties superficielles de la croûte la formation de bassins sédimentaires résultant d'un étirement et d'un amincissement de la croûte continentale qui fait apparaître une dépression dont les blocs faillés pivotent vers l'axe du rift.

Les blocs basculés sont limités par un réseau de failles d'une grande complexité et les fractures orientées parallèlement au rift constituent un réseau anastomosé. Dans le cas des lherzolites des Pyrénées, les bassins sont de type "pull apart" et contrôlés par des failles en décrochements (*Lagabrielle et Bodinier, 2008*).

La formation du magmatisme alcalin et sa remontée vers la surface sont reliés à la présence d'une auréole thermique due à une remontée du manteau (*Sutherland et al., 1998*). Une telle remontée du manteau a été mise en évidence dans la partie centrale, est et nord de Madagascar (*Nougier et al., 1986; Piqué et al., 1999; de Wit, 2003; Kusky et al., 2007*). Dans la partie centrale à l'aplomb des massifs volcaniques de l'Ankaratra, les données gravimétriques et sismologiques montrent une ondulation des isobathes du manteau et une croûte amincie à 32-30 km (*Rakodondraompiana et al., 1999; de Wit, 2003*). Il s'agit d'un amincissement de la lithosphère qui ne se limite pas à la verticale des massifs volcaniques. Cet amincissement est compatible avec l'extension est-ouest enregistrée dans le plateau de l'Ankaratra et en accord avec le volcanisme Néogène à Quaternaire. *Rasimamana* (1996) a établi une relation de causalité entre la remontée asthénosphérique, les altitudes du socle malgache et le volcanisme récent depuis 10 Ma. Les datations U/Pb obtenues sur les zircons associés aux saphirs "volcaniques" de la région de Mandrohasina-Kianjanakanga ont fourni des âges compris entre 32 et 7 Ma confirmant le rôle du volcanisme alcalin dans le transport des saphirs à l'oligocène et Miocène.

Plus à l'Est, la tectonique en extension Est-Ouest (**Figure XI-10**) est matérialisée par les fossés d'effondrement du Lac Alaotra et d'Ankay (*Laville et al., 1998*), et une série de bassins parallèles qui sont limités par des failles normales, orientées Nord-Est - Sud-Ouest. Ces failles se rencontrent jusque dans la région de Vatondranza où se situent les gisements de saphirs étudiés. Les datations U/Pb obtenues sur les zircons associés aux saphirs et rubis de la région de Vatondranza ont donné des âges compris entre 37 et 13 Ma qui sont quasiment identiques à ceux déterminés pour les zircons associés aux anorthoclases du plateau de l'Ankaratra.

Ces structures du Lac Alaotra et d'Ankay sont des rifts dont les grabens sont couverts par des sédiments néogènes à récent (*de Wit, 2003*). A l'échelle du continent africain, ce grand rift malgache est parallèle aux structures extensives d'Afrique orientale et du canal du Mozambique c'est-à-dire parallèle à la ride Davie (*Chorowicz et al., 1987; Kusky et al., 2006*).

La partie nord de Madagascar avec la Montagne d'Ambre, la péninsule d'Ampasindava et l'île de Nosy Be, et l'archipel des Comores forment le volcanisme Méso-Cénozoïque de l'océan indien occidental. L'étude du volcanisme Cénozoïque a permis de caractériser les différents faciès pétrologiques rencontrées et d'obtenir en partie les âges d'émission des laves (*Nougier et al., 1986; Class et al., 1998; Melluso et al., 2000*). L'âge du volcanisme obtenu par des mesures

K-Ar, croît depuis les grandes Comores (1 à 0 Ma) jusqu'à Mayotte (8 à 1,5 Ma), puis Nosy Be (10 à 7 Ma). Les âges du volcanisme alcalin de la Montagne d'Ambre sont compris entre 20 et 0,8 Ma mais le volcanisme s'est poursuivi jusqu'au Quaternaire (*Emerick et Dencan, 1982; Nougier et al., 1986*).

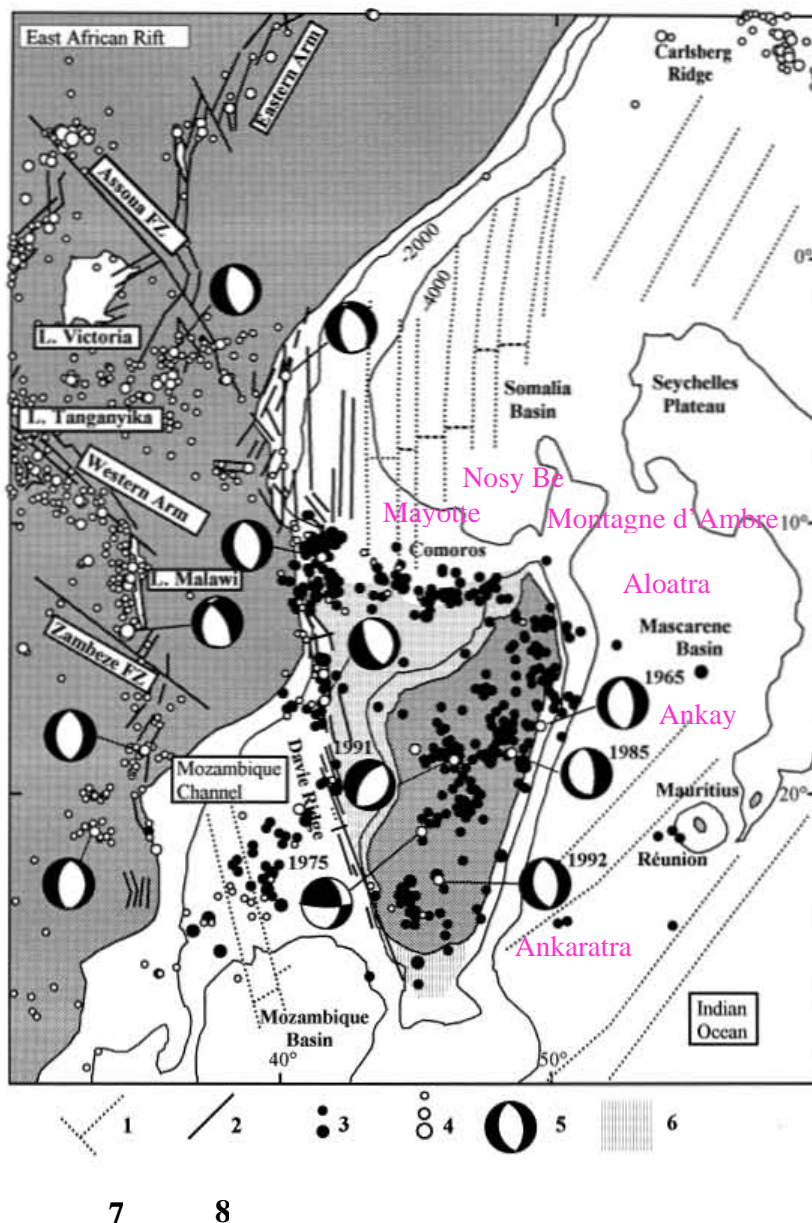


Figure XI-10: Sismicité et tectonique à Madagascar. Relation du magmatisme alcalin avec les grands zones sismiques (modifié d'après *Bertil et Regnault, 1998*). 1: Failles transformantes dans les bassins océaniques (d'après *Malod et al., 1991*). 2: Failles et fractures en Afrique de l'Est et la Ride Davie (d'après *Malod et al., 1991*). 3: Détermination des épicentres d'après les bulletins de l'USGS entre 1979 et 1994 (magnitudes de 4 à 6). 5: Mécanismes au foyer. 6: Extension de la croûte continentale de Madagascar sous le niveau de la mer (d'après *Segoufin, 1981*). 7: Minéralisation à rubis associée aux basaltes alcalins. 8: Minéralisation à saphir associée aux basaltes alcalins.

L'âge obtenu par la méthode U/Pb sur un zircon associé aux saphirs volcaniques de Maramokotra, a donné un âge Eocène à 41 Ma. Cet âge est relativement plus vieux que ceux établis pour les coulées de la Montagne d'Ambre (cf. chapitre IX). Il est intéressant de noter par

ailleurs que le volcanisme des Seychelles, situé au Nord-Est de la Montagne d'Ambre, est daté entre 70 et 60 Ma (dans *Nougier et al., 1986*).

Par contre, l'âge U/Pb obtenu sur un zircon associé à un saphir de Nosy Be a fourni un âge très jeune de 0,7 Ma. Cet âge très récent démontre d'une part, qu'une infime partie de ce volcanisme a été actif en même temps que celui des Grandes Comores ou de la Montagne d'Ambre (âge mesurée à 0,8 Ma par *Emerick et Duncan, 1982*), et d'autre part, qu'il a véhiculé à la surface des saphirs contrairement au volcanisme des Comores. L'absence de saphirs dans le volcanisme des îles comoriennes peut s'expliquer par la nature et la composition de la lithosphère qui a été soumise à l'effet du point chaud des Comores (*de Wit, 2003*). Les Comores sont situées sur une croûte océanique ancienne de 142 à 135 Ma qui repose sur une lithosphère océanique d'environ 100 km d'épaisseur (*Class et al., 1998*). Les basanites de Nosy Be se sont formées au cours d'une faible fusion partielle (4 à 5%) du manteau lithosphérique subcontinental (péridotite à spinelle) enrichi en éléments incompatibles durant le Pan-Africain. En effet, la géochimie isotopique du néodymium des roches volcaniques de Nosy Be suggère la participation significative d'une source lithosphérique subcontinentale qui a été enrichie durant le Néoprotérozoïque (âge modèle Nd = 550-610 Ma; *Melluso et Morra, 2000*). Cet âge modèle est en accord avec les âges U/Pb Pan-Africain déterminés pour les terrains précambriens et les minéralisations à corindons du Sud de Madagascar (*Paquette et Nédélec, 1998; Paquette et al., 2003; Giuliani et al., 2007a*). Ainsi, les événements de rifting à la fin de l'orogénèse panafricaine ont été responsables du "resetting" de la lithosphère mantellique sous le continent Africain (*Ashwal et Burke, 1989*), avec l'influx de manteau fertile provenant de la lithosphère. Dans ces conditions, la fusion de cette lithosphère enrichie en éléments incompatibles et en volatiles sous la région Nord de Madagascar expliquerait l'enrichissement en K et Ti des laves. Cette différence majeure avec les laves des Comores peut expliquer également la présence de magmas riches en éléments alcalins notamment en potassium qui ont générés des syénites à saphirs avec des inclusions solides à Ti-Nb-Ta. Ce modèle permet également d'expliquer pourquoi le rubis n'est pas associé à ce volcanisme. Les saphirs sont d'origine magmatique et associés aux syénites.

Pour les régions centrale et orientale à corindons de Madagascar, la remontée asthénosphérique et l'amincissement de la lithosphère compatible avec l'extension est-ouest enregistrée dans le plateau de l'Ankaratra et dans la région de Vatomandry, affecte grandement la croûte continentale d'âge Pan-africain constituée de roches mafiques-ultramafiques à rubis, et de granulites à saphirs. La fusion de l'ensemble ce matériel peut engendrer des magmas alcalins à saphirs mais également remonter à la surface des enclaves de roches mafiques à rubis de la base

de la croûte ou des saphirs d'origine métamorphique comme ceux qui ont été mis en évidence dans les placers de Vatomandry.

CHAPITRE XII

CONCLUSIONS

Madagascar est l'un des plus grands pays producteurs mondiaux de corindons gemmes provenant des environnements basaltiques continentaux. Ces gisements se situent dans les régions centrale, orientale et septentrionale de la grande île. Dans le centre, les gisements se localisent sur le plateau formé par le massif de l'Ankaratra. Deux types sont décrits: (i) le gisement primaire de Soamiakatra formé par des enclaves de métagabbros et de pyroxénites à rubis remontées à la surface par le basalte alcalin de Morarano; (ii) des gisements secondaires de type placer ou paléoplacer à rubis et saphir déjà décrits par Lacroix (1922). On pourra citer les sites de Mandrosohasina, Kianjanakanga, Antsabotraka et Ambatomainty. Dans l'Est près de Vatomandry, les gisements sont des paléoplacers et des placers à rubis et saphir formés au pied des édifices basaltiques du massif de Takarindiona-Vohibalaina. Dans le Nord, dans la région d'Antsiranana au sud-ouest de la Montagne d'Ambre, dans le district minier d'Ambondromifehy, et sur la bordure est de l'île de Nosy Be, les gisements sont uniquement à saphirs et se concentrent dans des paléoplacers et des placers déposés dans les karsts des calcaires du Jurassique.

L'étude minéralogique des rubis et des saphirs a permis d'établir la relation entre la composition chimique des saphirs et rubis, leur couleur, et la nature des inclusions solides piégées lors de leur croissance. Le fer est l'élément chromophore prédominant du saphir et la proportion de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans la structure du corindon associée à la quantité de titane ou de chrome disponible dans le fluide nourricier déterminera la couleur finale dominante du cristal ou de la tonalité de la couleur des saphirs polychromes. Le chrome est le second élément chromophore après le fer pour les saphirs rosé, bleu violacé et certains saphirs bleu vert à verdâtre et bleu clair. Pour le rubis, le chrome est un élément chromophore majeur mais le fer et le vanadium interviennent également pour les couleurs brun rouge à violacé. Les rubis d'excellente qualité en couleur sont caractérisés par un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1$. Les diagrammes chimiques de classification génétique des corindons a permis de mettre en évidence une origine métamorphique commune pour tous les rubis du centre et de l'Est de Madagascar: il s'agit de rubis provenant soit de roches mafiques ou ultramafiques, soit de métasomatites résultant de la circulation de fluides et de l'altération de protolithes basiques, soit de "plumasites" formées dans des roches mafiques et ultramafiques. Pour les saphirs des trois régions considérées, deux origines sont identifiées : (i) une origine magmatique prédominante qui a pour origine des syénites, (ii) une origine métamorphique. La composition isotopique de l'oxygène des rubis confirme l'hypothèse métamorphique pour les rubis, et celle des saphirs corrobore la source syénitique comme par exemple ceux de Kianjanakanga, et la source métamorphique probablement de type skarn pour certains saphirs de Vatomandry. La

nature des inclusions solides identifiées dans les saphirs comme la samarskite, l'uraninite, le pyrochlore, la bétafite et l'anorthoclase confirment la source syénitique pour la quasi totalité des saphirs de Madagascar. Les inclusions solides des rubis tels que la pentlandite, le talc, la sillimanite, la titanite et la phogopite sont typiques d'une origine métamorphique.

Les datations U-Pb réalisées sur les zircons ont fourni de manière indirecte un âge de formation des saphirs qui les contiennent ou qui leur sont intimement associés. Les datations des zircons provenant des gisements de l'Ankaratra et de Vatomandry ont fourni deux gammes d'âges voisins : (i) âges U-Pb compris entre 36,6 et 7 Ma pour ceux de Mandrohasina-Kianjanakanga et Ambatomainty; (ii) âges compris entre 36,7 et 13 Ma pour ceux de Sahanonoka à Vatomandry. Les datations des zircons dans le Nord de Madagascar ont mis en évidence deux âges bien contrastés, soit 0,7 Ma pour le gisement de Betofaka sur l'île de Nosy Be, et un âge ancien à 40,6 Ma pour un zircon provenant du paleoplacer de Maramokotra dans la Montagne d'Ambre. Les âges de formation des zircons voire des saphirs sont contemporains du volcanisme.

Les manifestations volcaniques néogènes et quaternaires de Madagascar (Centre, Est et Nord de l'île) ont été datées par différentes méthodes géochronologiques et également par les sédiments interstratifiés entre les coulées. Les âges varient de l'Aquitainien (23,5 Ma) au sub-actuel. Ce volcanisme alcalin de type OIB, débute toujours par des rhyolites, suivis de trachytes (hawaïte-mugéarite, benmoréite), phonolites, basalte, basanites et néphélinites (ankaratrites). Ce volcanisme présente de grandes affinités avec le volcanisme des Comores. Les compositions de ces laves pourraient être expliquées par la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des magmas issus du panache lors de l'interaction plume-lithosphère.

Les laves basanitiques et basaltiques à olivine du centre et du Nord de Madagascar sont issues d'un faible taux de fusion du manteau métasomatisé. Ce métasomatisme de nature hyper-alcaline, voir carbonatitique aurait provoqué l'adjonction d'amphiboles et peut-être de phlogopite et calcite dans la source péridotitique. Ces laves contiennent un cortège de xénolithes soit d'origine mantéllique, magmatique, soit d'origine métamorphique. Les conditions $P \sim 20$ kb et $T \sim 1100^{\circ}\text{C}$ montrent que les xénolithes de Somiakatra proviennent du manteau supérieur, ces métagabbros et pyroxénites à grenat ont subi le faciès éclogitique de haute température. Cette paragenèse commence à être déstabilisée en faciès granulitique, les omphacites et pyroxènes sodiques de la première génération sont déstabilisés en fassaites. En conclusion, cette étude apporte des données nouvelles qui permettent d'envisager la présence de roches métamorphiques de haute pression dans le centre de Madagascar.

Les autres xénolithes sont des lherzolites mantélliques sous-continentales plus ou moins métasomatisés. Un xénocrystal d'olivine contenant des cristaux d'apatite et de calcite laisse supposer que des carbonatites devaient exister en profondeur. De même, les nodules de lherzolites et pyroxénites associées à des syénites témoignent de la présence de chambres magmatiques présentes à la limite manteau infra-continental - croûte continentale. Les zircons de ces anorthoclasites datées à 36 et 17 Ma suggèrent que ces chambres magmatiques sont contemporaines des émissions volcaniques et des saphirs ramenés en surface. De même les enclaves de syénites à hypersthène, les syénites à ferroaugites et augite aégyriniques et les anorthoclasites à fayalite associées aux phonolites permettent de suggérer qu'à la base de la croûte se développent des chambres magmatiques qui rappellent les grands complexes alcalins syénitiques développés en contexte de rift intracontinental.

Le seul problème qui subsiste est de connaître les relations entre les grenatites, pyroxénites à grenats et métagabbros éclogitiques, rétrotransformés dans le faciès granulitique, avec les péridotites mantéllaires et les complexes alcalins sous plaqués à la croûte continentale.

La caractérisation minérale et chimique des inclusions solides associés aux corindons, les compositions chimique et isotopique des corindons et la pétrogenèse des roches alcalines associées, permet de contraindre l'origine des rubis et des saphirs. Les magmas basaltiques alcalins sont typiquement reliés à un contexte tectonique en extension de type rift continental identifié dans la partie centrale de Madagascar, à l'aplomb des massifs volcaniques de l'Ankaratra, et relié à une intumescence thermique et à la remontée de l'asthénosphère. Cet amincissement est marqué également par une extension est-ouest et la formation de petits rifts plus à l'Est. C'est dans ce contexte que la région de Vatomandry doit être replacée à l'Oligocène et au Miocène. Les rubis sont associés à des roches mafiques et ultramafiques rétrotransformées dans le faciès granulitique au Pan-Africain, âge U-Pb des zircons inclus dans les rubis de Sahanonoka à environ 750 Ma, et qui ont été recoupées par les basaltes alcalins et éjectées à la surface par les épanchements volcaniques. Le magma basaltique a servi de moteur pour la remontée des rubis et des saphirs, et en même temps de magma nourricier pour les saphirs associés aux syénites de type anorthoclasite rencontrées notamment à Kianjanakanga dans le Massif de l'Ankaratra ou dans les gisements du district minier d'Ambondromifehy dans la région d'Antsiranana.

CHAPITRE XIII

BIBLIOGRAPHIE

- ABOSSALY S. (1999) Update on production in Pakistan, Afghanistan. *Jewellery News Asia*, vol. January, 60-64.
- ABDURIYIM A., KITAWAKI H. (2006) Determination of the origin of blue sapphire using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) *J. Gemmol.*, 30, 23-36.
- ALTHER R., OKRUSCH M., BANK H., (1982) Corundum- and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania. *Lithos*, 15, 191-197.
- ANDREOLI M.A.G. (1984) Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralizations of Mozambique belt granulites from South Malawi and Tete (Mozambique). *Precambrian Research*, 25, 161-186.
- ANDRIAMAROFAHATRA J., De la BOISSE H. (1986) Premières datations sur zircon du métamorphisme granulitique du sud-est de Madagascar. 11^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, p. 3.
- ANDRIAMAMONJY S.A. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du sud-ouest de Madagascar : le gisement de saphir de Zazafotsy. Thèse Maîtrise Univ. Antananarivo, 103 p.
- ANDRIAMIRADO R. (1970) Géochronologie de quelques formations "crétacées" de Madagascar. *C.R. Géol. Madagascar*, 53-54.
- ANDRONOPOULOS B. (1964) Preliminary report on the geological and ore deposit reconnaissance of red corundum outcrops near Xanthi, Athens, Institute for Geology and Subsurface Research
- ANTHONY J.W., BIDEAUX R.A., BALDH K.W., NICHOLS M.C. (1997) *Handbook of Mineralogy*, vol. III, Halides, Hydroxides, Oxides. Mineral Data Publishing Tucson, Arizona, p. 139.
- ASHWAL L.D., BURKE K. (1989) African Lithospheric structure, volcanism and Topography, *Earth Planet. Sci. Letters*, 96, 8-14
- ASHWAL L.D., ARMSTRONG R.A., ROBERTS R.J., SCHMITZ M.D., CORFU F., HETHERINGTON C.J., BURKE K., GERBER M. (2007) Geochronology of zircon megacrysts from nepheline-bearing gneisses as constraints on tectonic setting : implications for resetting of the U-Pb and Lu-Hf isotopic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153, 389-403.
- ASPEN P., UPTON B.G.J., DICKIN A.P. (1990) Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalts : high-pressure syenitic debris from upper mantle sources. *Eur. J. Mineral.*, 2, 503-517.

- ATKINSON D., KOTHAVALA R.Z. (1983) Kashmir sapphire. *Gems & Gemology*, 19, 64-76.
- BAKER J., NEWTON R.C. (1994) Experimentally determined activity-composition relations for Ca-rich scapolite in the system $\text{CaAl}_2\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ at 7 kbar. *Am. Min.*, 80, 744-751.
- BANK H., HENN, U., MILISENDA C.C. (1996) Korunde aus Madagaskar. *Gemmologie Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*, 45, N°4, p. 155.
- BARIANT P., POIROT J.P. (1985) *Larousse des pierres précieuses, fines, ornementales, organiques*. Librairie Larousse, Paris, 261p.
- BAROT N., FLAMMIN A., GRAZIANI G., GÜBELIN E.J. (1989) - Star sapphire in Kenya. *J. Gemmology*, 21, 467-473.
- BAROT N., HARDING R.R. (1984) Pink corundum from Kitui, Kenya. *J. Gemmol.*, 24, 165-172.
- BARR S.M., MacDONALD A.S. (1979) Palaeomagnetism, age and geochemistry of the Denchai basalt, Northern Thailand. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 113-124.
- BARR S.M., MacDONALD A.S. (1981) Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of southeast Asia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, 1069-1142.
- BARRABE L. (1929) Contribution à l'étude stratigraphique et pétrologique de la partie médiane Sakalava (Madagascar). *Mém. Soc. Géol. France*, 12, 269p.
- BARRABE L.(1943) Sur la nature et le mode de gisements des gros massifs intrusifs de l'aire anticlinale du Cap Saint André, à Madagascar, et leurs relations avec les grandes coulées volcaniques voisines. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, 66, 1-24.
- BATTISTINI R. (1959) La structure du massif de l'Androy (Madagascar). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 187-191.
- BERMAN R.G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations : a new technique, with petrological applications. *Can. Mineral.*, 29, 833-855.
- BERMAN R.G., ARANOVICH L.Y. (1996) Optimized standard state and solution properties of minerals. I Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO-MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 1-24.
- BERMAN R.G., ARANOVICH L.Y, PATTISON D.R.M.. (1995) Reanalysis of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. II thermodynamic analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 30-42.

- BERTIL D., REGNOULT J.M. (1998) Seismotectonic of Madagascar. *Tectonophysics*, 294, 57-74.
- BESAIRIE H (1956) Carte géologique de Madagascar au 1/500000 en treize feuilles. Serv. Géol. Madagascar.
- BESAIRIE H (1966) Gîtes minéraux de Madagascar. *Annales Géologiques de Madagascar*, Fascicule XXXIV, Tananarive, 437p.
- BESAIRIE H. (1971) The Precambrian of Madagascar. In Rankama S. (ed) *The Precambrian*. Interscience, 133-142.
- BESAIRIE H. (1973a) Précis de géologie malgache. *Ann. Géol. Madagascar* 177.
- BESAIRIE H. (1973b) Brève revue du volcanisme à Madagascar. *Arch. Bur. Géol. Madagascar*, A 2189.
- BESAIRIE H., BOULANGER J. , BRENON P., BUSSIERE P., EMBERGER A., DE SAINT OURS J.(1957) Le volcanisme à Madagascar. *Trav. Bur. Géol. Madagascar*, 83.
- BESSAIRIE H., COLLIGNON M. (1972) Géologie de Madagascar : Les terrains sédimentaires. *Ann. Géol. Madagascar*, 35, 105p.
- BOTRILL R.S. (1998) A corundum-quartz assemblage in altered volcanic rocks, Bond Range, Tasmania. *Mineral. Mag.*, 62, 325-332.
- BOULANGER J. (1957) Le système volcanique fissural du pays Mahafaly. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 529-537. *Ann. Géol. mines Madagascar*, 26.
- BOULANGER J. (1959) Les anorthosites de Madagascar. *Ann. Géol. Mines Madagascar*, 26, 71
- BOULVAIS P., FOURCADE S., GRUAU G., MOINE B., CUNEY M. (1998) Persistence of pre-metamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U-Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar) *Chem. Geol.*, 150, 247-262.
- BOWERSOX G.W., CHAMBERLIN B.E. (1995) *Gemstones of Afghanistan*. Geoscience Press, Tucson, 240p.
- BOWERSOX G.W., FOORD E.E., LAURS B.M., SHIGLEY J.E., SMITH C.P. (2000) Ruby and sapphire from Jegdalek, Afghanistan. *Gems & Gemology*, 36, 110-126.
- BRANDT J. (1947) Corundum "indicator" basic rocks and associated pegmatites in the northern Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 49, 51-91.
- BRENON P., BUSSIERE P. (1959) Le volcanisme à Madagascar. *Bull. Volcanology*, 25, 77-93.

- BROUSSE R., VARET J. (1966) Les trachytes du Mont Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves. *Bull. Soc. Géol. France*, VII (7) 246-262.
- BROWNLOW A.H., KOMOROWSKI J.C. (1988). Geology and origin of the Yogo sapphire deposit, Montana. *Econ. Geol.*, 83, 875-880.
- CALLIGARO T., MOSSMANN A., POIROT J.P. , QUERRE G. (1998) Provenance study of rubies from a Parthian statuette by PIXE analysis. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, B 136-138, 846-850.
- CALLIGARO T., POIROT J.P., QUERRE G. (1999) Trace element fingerprint of jewellery rubies by external beam PIXE. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, B 150, 628-634.
- CARBONEL J., DUPLAIX S., SELO M. (1973) Géochronologie par traces de fission des zircons et par K-Ar des andésites basaltiques d'Espaly (Haute Loire). Position du Villafranchien régional et évolution magmatique du Sud-Est du Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 215-224.
- CARBONEL J., ROBIN C. (1972) Les zircons gemmes dans les roches ignées basiques. le gisement d'Espaly (Haute Loire, France). Implications génétiques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 14, 159-170.
- CARTWRIGHT I., BARNICOATA.C. (1986) The generation of quartz-normative melts and corundum-bearing restites by crustal anatexis : petrogenetic modelling based on an exemple from the Lewisian of North-West Scotland. *J. Metam. Geol.*, 3, 79-99.
- CESBRON F., LEBRUN P., LE CLEACH J.M., NOTARI F., GROBON C., DEVILLE J. (2002) Corindons et spinelles. *Minéraux et Fossiles*, hors-série 15, 104p.
- CHAYES F. (1963) Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.*, 68, 1519-1534.
- CHOROWICZ J., le FOURNIER, J., VIDAL G. (1987) A model for rift development in eastern Africa. *Geol. J.*, 22, 495-513.
- CHOUKROUNE P., MATTAUER M. (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 21, 689-700.
- CLABAUGH S.E. (1952) Corundum deposits of Montana. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 983, 100p.
- CLASS C., GOLDSTEIN S.L. (1997) Plume-lithosphere interactions in the ocean basins : constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 150, 245-260.
- CLASS C., GOLDSTEIN S.L., ALTHERR R., BACHELERY P. (1998) The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins : the case of Grande Comore. *J. Petrol.*, 39, 881-903.

- COATES J.S. (1935) - The geology of Ceylon. Ceylon. J. Sci., Sect. B, 19, 101-187.
- COENRAADS R.R., SUTHERLAND F.L., KINNY P.D. (1990) The origin of sapphires : U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light. Mineralogical Mag., 54, 113-122.
- COENRAADS R.R., VICHIT P., KINNY P.D. (1995) An unusual sapphire-zircon-magnetite xenolith from the Chantaburi gem province, Thailand. Mineral. Mag., 59, 465-479.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B., BRANNOCK W.W. (1965) Eclogites and eclogites : their differences and similarities. Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 483-580.
- COLLIGNON M., BOUSTEYAK L. (1971) Faune turonienne et coniacienne du N.E. de Madagascar. C.R. Som. Tananarive.
- COLLINS A.S., WINDLEY B.F. (2002) The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. J. Geol., 110, 325-339.
- CONQUERE F., GIROD M. (1968) Contribution à l'étude des paragenèses précoces des basaltes alcalins : les spinelles du volcan de l'Oued Temorte (Massif de l'Atakor, Sahara Algérien). Contrib. Mineral. Petrol., 20, 1-29.
- COOMARASWAMY A. (1903) Occurrence of corundum in situ near Kandy, Ceylon. Geol. Mag., 10, 348-350.
- COORAY P., KUMARAPALI P. (1960) Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Polgahawela, Ceylon. Geol. Mag., 97, 480-487.
- CROSS W., IDDINGS J.P., PIRSSON L.V., WASHINGTON H.S. (1902) A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. J. Geol., 10, 555-690.
- CUSHMAN T. (2006) interview "Le Newyorkais".
- DAHANAYAKE K. (1980) Mode of occurrence and provenance of gemstones of Sri Lanka. Mineral. Deposita, 15, 81-86.
- DAHANAYAKE K., RANASHINGHE A.P. (1981) Source rocks of gem minerals. A case study from Sri Lanka. Mineral. Deposita, 16, 103-111.
- DAWSON J.B., STEPHENS W.E. (1975) Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. J. Geol., 589-607.
- De ASCENCAO GUEDES R. (2002) La chaîne des Puys: derniers symptômes d'un rift actif ? Le Règne Minéral 46: 46-48.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1963) Rock-forming minerals, Vol 2. Chain silicates. Longmans ed., 379p.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1978) An introduction to rock-forming minerals. Longmans ed.

- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1982) Rock-forming minerals, Vol 2a. Single-chain silicates. Longmans 2ⁿ ed.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1992) An introduction to rock-forming minerals. Pearson Prentice Hall ed., 2nd edition, 696p.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- DELOULE E., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B., BARBEY P. (2002) in-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in Eastern Pyrenees, France : the Canigou orthogneisses. *Inter. J. Earth Sci.*, 91, 398-405.
- DEVOUARD B., RAITH M.M., RAKOTONDRAZAFY R., EL-GHOZZI M., NICOLLET C. (2002) Occurrence of musgravite in anorthite-corundum-spinel-sapphirine rocks (sakenite) from south Madagascar : evidence for a high-grade metasomatic event. Abstracts General Meeting of IMA. *Min. Mag.*, 18, p. 207.
- DE WIT M.J. (2003) Madagascar: heads it's a continental tails it's an island. *Earth Planet Sci. Letters*, 31, 213-248.
- DIMITRIEV E.A. (1982) Corundum-bearing in metasomatites in marbles of the Muzkholarangulskii anticlinorium in the Pamirs. In: *Metasomatism and ore formation. Abstracts, V all-union conference, Russie*, p. 32.
- DIRLAM D.M., MISIOROWSKI E.B., YOZER R., STARK K.B., BASSETT A.M. (1992) Gem wealth of Tanzania. *Gems & Gemology*, 28, 80-102.
- DISSANAYAKE C.B., CHANDRAJITH R. (1999) Sri-Lanka-Madagascar Gondwana linkage : evidence for a Pan-African mineralized belt in Sri Lanka. *J. Geol.*, 197, 223-235.
- DISSANAYAKE C.B., WEERASOORIVA S.V.R. (1986) Sri-Lanka-Madagascar Gondwana linkage : evidence for a Pan-African mineralized belt in Sri Lanka. *J. Geol.*, 197, 223-235.
- DOSTAL J., DUPUY C., NICOLLET C., CANTAGREL J.M. (1992) Geochemistry and petrogenesis of Upper Cretaceous basaltic rocks from Southern Madagascar. *Chem. Geol.*, 97, 199-218.
- DUNN P., FRONDEL C. (1990) An uncommon margarite/corundum assemblage from Sterling Hill, New Jersey. *Mineral. Record*, 21, 425-427.
- DUTOIT A.L. (1918) Plumasite (corundum aplite) and titaniferous magnetite rocks from Natal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 21, 53-73.

- ELLIS D.J., GREEN D.H. (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxenes Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22
- EMERICK C.M., DUNCAN R.A. (1982) Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Letters*, 60, 415-428.
- EMERICK C.M., DUNCAN R.A. (1983) Errata. *Earth Planet. Sci. Letters*, 62, 439.
- EPSTEIN D.S., BRENNAN W., MENDES J.C. (1994) The Indaia sapphire deposits of Minas Gerais, Brasil. *Gems & Gemology*, 30, 24-32.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- FABRIES J., LORAND J.P., BODINIER J.L. (1998) Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenées. *Tectonophysics*, 292, 145-167.
- FAUVAIN L., RAY B., OTT d'ESTEVOU Ph., ROSE J.E., MOUTHIER B. (2009) : Cartographie des pegmatites à corindons de la région d'Urdach dans les Pyrénées Atlantiques. *Le Règne Minéral* (sous presse).
- FERGUSON, J., FIELDING P. E. (1971) The origins of the colours of yellow, green and blue sapphires. *Chem. Phys. Lett.*, 10, 262-265.
- FORESTIER F. (1993) Histoire de l'un des gisements de gemmes les plus anciennement connu d'Europe occidentale : saphirs, grenats et hyacinthes du Puy en Velay (43). *Cahiers de la Haute Loire*, 43, 81-148.
- FORESTIER F., LASNIER B. (1969) Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins du Haut-Allier. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 194-235.
- FRAZIER S., FRAZIER A. (1990) South of the Equator - The importance of gem mineral deposits in Southern Africa is saluted by this year's Intergem show. *Lapidary J.*, 36-58.
- FREMY E. (1877) *Synthèse du Rubis*. Dunod ed., 58 p.
- FREMY E. (1887) *Synthèse des rubis*. C. R. Acad. Sci. Paris 104, 735-738.
- FRITSCH ROSSMAN (1987) An update on colors in gems. Part 1. Introduction and colors caused by dispersed metal ions. *Gems & Gemology*, 23, 126-129.
- FRITSCH ROSSMAN (1988a) An update on colors in gems. Part 2. Colors involving multiple atoms and color centers. *Gems & Gemology*, 24, 3-15
- FRITSCH E., ROSSMAN G.R. (1988b) An update on colours in gems. Part 3. Colors caused by band gaps and physical phenomena. *Gems & Gemology*, 24, 81-103

- FURUI W. (1988) The sapphires of Penglai, Hainan Island, China. *Gems & Gemology*, 24, 155-160.
- GALIA W. (1987) Eine neue Generation synthetischer Rubine von P.O. Knischka unter Verwendung natürlicher Nährsubstanz. *Zeitsch. Deutschen Gemmol. Gesell.*, 36, 467-473.
- GAILLOU E. (2003) Les saphirs du Massif Central : étude minéralogique des saphirs du Sioulot, du Mont Coupet et de Menoyre. Détermination de leur origine. DEA Univ Clermont-Ferrand, 45p.
- GARNIER V. (2003) Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-est : Genèse et caractérisation isotopique. Thèse INPL, Nancy, 371p.
- GARNIER V., GIULIANI G., MALUSKI H., OHNENSTETTER D., PHAN TRONG T., HOANG QUANG V., PHAM VAN L., VU VAN T., SCHWARZ D. (2002a) Ar-Ar ages in phlogopites from marble-hosted ruby deposits in northern Vietnam : evidence for Cenozoic ruby formation. *Chem. Geol.*, 188, 33-49.
- GARNIER V., OHNENSTETTER D., GIULIANI G., SCHWARZ D. (2002b) Rubis trapiches de Mong Hsu, Myanmar. *Revue de Gemmologie Assoc. Fr. Gemmol*, 144, 5-12.
- GARNIER V., GIULIANI G., OHNENSTETTER D., SCHWARZ D. (2004) Saphirs et rubis. Classification des gisements de corindons. *Le Règne Minéral*, 55, 4-47.
- GARNIER V., OHNENSTETTER D., GIULIANI G., FALLICK A.E., PHAN TRONG T., HOANG QUANG V., PHAN VAN L., SCHWARZ D. (2005) Age and genesis of sapphires from the basaltic province of Dak Nong, Southern Vietnam. *Mineral. Mag.*, 69, 21-38.
- GARNIER V., GIULIANI G., OHNENSTETTER D., FALLICK A.E., DUBESSY J., BANKS D., HOANG QUANG V., LHOMME T., MALUSKI H., PECHER A., BAKHSH K.A., PHAN VAN L., PHAN TRONG T., SCHWARZ D. (2008) Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia : towards a new genetic model. *Ore Geol. Rev.*, 34, 169-191.
- GASPARIK T. (1984) Experimentally determined stability of clinopyroxene + garnet + corundum in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Amer. Min.*, 69, 1025-1035.
- GAST P.W. (1968) Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-1086.

- GAUTHIER G., GROAT L.A., TAYLOR R.P., FALLICK A.E. (1995) Mineralogical, lithogeochemical and stable isotope characteristics of the sapphire-bearing Yogo dyke, Montana. GAC-MAC, Victoria, 17-19 Mai 1995.
- GIULIANI G., DUBESSY J., BANKS D., HOANG QUANG V., LHOMME T., PIRONON J., GARNIER G., PHAN TRONG T., PHAM VAN L., OHNENSTETTER D., SCHWARZ D. (2002) CO₂-H₂S-COS-S₈-AlO(OH)- bearing fluids in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. *Chem. Geol*, 194, 167-185.
- GIULIANI G., FALLICK A.E., GARNIER V., FRANCE-LANORD C., OHNENSTETTER D., SCHWARZ D. (2005) Oxygen isotope composition as a tracer for the origin of rubies and sapphires. *Geology*, 33, 249-252.
- GIULIANI G., OHNENSTETTER D., GARNIER V., FALLICK A., RAKOTONDRAZAFY M., SCHWARZ D. (2007a) The geology and genesis of gem corundum deposits. GAC-MAC Short Course, 37, 23-78.
- GIULIANI G., FALLICK A., RAKOTONDRAZAFY M., OHNENSTETTER D., ANDRIAMAMONJY A., RALANTOARISON T., RAKOTOSAMIZANANY S., RAZANATSEHENO M., DUNAIGRE Ch., SCHWARZ D. (2007b) Oxygen isotope systematics of gem corundum in Madagascar : relevance for their geological origin. *Mineral. Deposita*, 42, 251-270.
- GIULIANI G., OHNENSTETTER D., RAKOTONDRAZAFY M., FALLICK A.E., RAKOTOSAMIZANANY S., ANDRIAMAMONJY A., RALANTOARISON TH., RAZANATSEHENO M., DUNAIGRE CH., SCHWARZ D. (2007c) Les gisements de corindons gemmes de Madagascar. *Revue de gemmologie AFG*, 159, 14-28.
- GIULIANI G., LASNIER B., OHNENSTETTER D., FALLICK A.E., PEGERE G. (2009a) Les gisements de corindons de France. *Le Règne Minéral* (sous presse).
- GIULIANI G., FALLICK A.E., OHNENSTETTER D., PEGERE G. (2009b) Oxygen isotopes of sapphire from the French Massif Central : implications for the origin of gem corundum in basaltic fields. *Mineral. Deposita*, 44, 221-231.
- GOLDSCHMIDT J.R., NEWTON R.C. (1977) Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-CaCO₃-CaSO₄. *Am. Min.*, 62, 1063-1081.
- GOUJOU J.C. (2002) Les saphirs des plages vendéennes : un gisement à localisation variable. *Le règne Minéral*, 46, 19-27.
- GONTHIER E. (1997): Les saphirs du Nord de Madagascar. *Revue de gemmologie AFG*, 132, 14-17.

- GRAHAM I., SUTHERLAND L., WEBB G.B., FANNING C.M. (2004) Polygenic corundums from New South Wales gemfields. In : Khanchuk A.I., Gonevchuk G.A., Mitrokhin A.N., Simanenko I.F., Cook N.J., Seltman R. (eds) Metallogeny of the Pacific Northwest : tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Dal Nauka Vladivostok, 336-339.
- GRAHAM I., SUTHERLAND L., ZAW KHIN, NECHAEV V., KHANCHUK A (2008) Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields. *Ore Geol. Rev.*, 34, 200-215.
- GRAPES R., PALMER K., (1996) (Ruby-sapphire)-chromian mica-tourmaline rocks from Westland, New Zealand. *J. Petrol.*, 37, 293-315.
- GÜBELIN E.J. (1975) *The color treasury of gemstones*. Elsevier 138p.
- GÜBELIN E.J. (1982) Gemstones of Pakistan : emerald, ruby and spinel. *Gems & Gemology*, 28, 123-139.
- GÜBELIN E.J., KOIVULA J.L. (1986) *Photoatlas of Inclusions in gemstones*. ABC Edition, Zurich, 345-347.
- GÜBELIN E.J., PERETTI A. (1997) Sapphires from the Andranondambo mine in SE Madagascar : evidence for metasomatic skarn formation. *J. Gemmol.*, 25, 453-516.
- GUIGUES J. (1952) *Les terrains cristallins de la partie centrale de Madagascar entre Miandrivazo et Vatondranjy*. Thèse Nancy.
- GUIGUES J. (1954) *Etude des gisements de pegmatites de Madagascar*. Travaux Bur. Géol. Serv. Géol. Tananarive, 58.
- GUO J., O'REILLY S.Y., GRIFFIN W.L. (1996a) Corundum from basaltic terrains : a mineral inclusion approach . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 368-386.
- GUO J., O'REILLY S.Y., GRIFFIN W.L. (1996b) Zircon inclusions in corundum megacrysts: I. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in alkali basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 2347-2363.
- GUO J., WANG F., YAKOUMÉLOS G. (1992) Sapphires from Changle in Shandong Province, China. *Gems & Gemology*, 28, 255-260.
- HARLEY S.L. (1984) The solubility of alumina in orthopyroxene co-existing with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrol.*, 25, 665-696.
- HANNI H.A., SCHMETZER K. (1991) New rubies from the Morogoro area, Tanzania. *Gems & Gemology*, 27, 156-167.
- HANNI H.A., SCHMETZER K., BERNHARDT H.J. (1991) Synthetic rubies by Douros : a new challenge for gemmologists. *Gems & Gemology*, 30, 72-86.

- HARDER H. (1969) Farbgebende Spurelemente in den natürlichen Korunden. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 110, 128-141.
- HARDLEY J. (1949) Preliminary report on corundum deposits in Buck creek Peridotite caly count, north Carolina. U.S. Geol. Surv. Bull., B. 0948-E, 103-128.
- HARDING R.R., SCARRATT K. (1986) A description of ruby from Nepal. J. Gemmol., 20, 3-10.
- HARKER A. (1909) The natural history of igneous rocks. MacMillan ed., 384p.
- HENN U., SCHRADER H. (1985) Some aspects of identification of Kashan synthetic rubies. J Gemmol., 19, 469-478.
- HESS H.H. (1952) Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions. Amer. J. Sci., Bowen vol., 173-187.
- HOANG N., FLOWER M. (1998) Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province'. J. Petrol., 39, 369-395.
- HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1998) An internally consistent thermodynamic data for phases of petrological interest. J. Metam. Geol., 16, 309-343.
- HOCHLEITNER R. (1998) Europa: Korunde zum Sammeln. In : Weise Ch. Ed., Rubin, Saphir, Korund : schön, hart, selten, kostbar. ExtraLapis, 15, 76-85.
- HUCKENHOLZ H.G., SEIBERL W. (1989) Occurrences of carbonate scapolites and their bearing on geothermometry of rocks of (high temperature) granulite facies. 28th Int. Geol. Congress, 2, 79-80.
- HUGHES R.W. (1990) Corundum. Butterworths Gem Books, London, 314 p.
- HUGHES R.W. (1994) The rubies and spinels of Afghanistan. A brief history. J. Gemmol., 24, 256-267.
- HUGHES R.W. (1997) Ruby and sapphire. RWH publishing, Boulder
- HUNSTIGER C. (1990) Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen - Petrographie und Phasenpetrologie - Teil III. Zeits. Deut.e Gemmol. Gesell., 39, 121-145.
- IRVING A. (1986) Polybaric magma mixing in alkali basalts and kimberlites; evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. Abstracts Geol. Soc. Australia, 16, 262-264.
- IWASAKI M. (1960) Clinopyroxenes intermediate between jadeite and aegirine from Suberidani, Tokushima prefecture. J. Geol. Soc. Japan, 66, 334-340.

- IYER L.A.N. (1953) The geology of gem-stones of the Mogok Stone Tract, Burma. Geological map of the Mogok Stone Tract. Mem. Geol. Surv. India, 82. Government of India Press, Calcutta, 99p.
- JACKSON B. (1984) Sapphire from Loch Roag, Isle of Lewis, Scotland. J. Gemmol., 19, 336-342.
- JANARDHARAN A., LEAKE B.E. (1974) Sapphirine in the Sittampundi complex, India. Miner. Mag., 39, 901-902.
- JOBING E.A., BERRANGE J.P. (1981) The Pailin ruby and sapphire gemfield, Cambodia. J. Gemmol., 27, 555-567.
- JONS N., SCHENK V. (2008) Relics of the Mozambique ocean in the Central East african orogen : evidence from the Vohibory block of Southern Madagascar. J. Metam. Geol. 2-, 17-28.
- JUREWICZ A.J.G., WATSON E. (1988) Cation in olivine. Part 1. Calcium partitioning and Ca-Mg distribution between olivines and coexisting melts, with petrological applications. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 176-185.
- KAMMERLING R.C., SCARRATT K., BOSSHART G., JOBBINS E.A., KANE R.E., GUBELIN E.J., LEVINSON A.A. (1994) Myanmar and its gems – an update. J. Gemmol., 24, 3-40.
- KANE R.E., McCLURE S.F., KAMMERLING R.C., KHOA N.D., MORA C., REPETTO S., KHAI N.D., KOIVULA J.I. (1991) Rubies and fancy sapphires from Vietnam. Gems & Gemology, 27, 136-155.
- KANE R.E., KAMMERLING R.C. (1992) Status of ruby and sapphire mining in the Mogok Stone Tract. Gems & Gemology, 28, 152-174.
- KARCHE J.P. (1973) Le massif volcanique d'Ambre et les régions voisines du Nord de Madagascar. Etude volcanologique et pétrologique. Thèse Annales Sci. Univ. Besançon, 19, 1, 173p.
- KEIFERT L., SCHMETZER K. (1987) Blue and yellow sapphire from Kaduna province, Nigeria. J. Gemmol., 20, N° 7/8, 427-442.
- KELLER P. (1992) Gemstones of East Africa. Phoenix, Geoscience Press, 144p.
- KELLER A.S., KELLER P.C. (1986) The sapphires of Mingxi, Fujian Province, China. Gems & Gemology, 22, 41-45.
- KELLER P., KOIVULA J., JARA G. (1985) Sapphire from the Mercaderes-Rio Mayo area, Cauca, Colombia. Gems & Gemology, 21, 20-25.

- KERRICH R., FYFE W.S., BARNETT R.L., BLAIR B.B., WILLMORE L.M. (1987) Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-element enrichment - geochemical and isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 481-498.
- KERRICH R., FYFE W.S., BARNETT R.L., BLAIR B.B., WILLMORE L.M. (1988) Reply to a discussion Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-element enrichment - geochemical and isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 555-559.
- KIEFERT L., SCHMETZER K. (1987) Blue and yellow sapphire from Kaduna Province, Nigeria. *J. Gemmol.*, 20, 369-370.
- KISSIN A.J. (1994) Ruby and sapphire from the Southern Ural Mountains, Russia. *Gems & Gemology*, 30, 243-252.
- KNISCHKA P.O., GÜBELIN E. (1980) Edelsteinqualität, isometrischen Habitus und hoher Zahl unbeschädigter Kristallflächen. *Zeisch. Deutschen Gemmol. Gesell.*, 29, 155-185.
- KOIVULA J.I. (1983) Induced fingerprints. *Gems & Gemmol.*, 19, 220-227
- KOLTSOV A.B. (2002) Ruby-bearing metasomatites in marbles : conditions and numerical model of the formation. *Experiments in Geosci.*, 10, 94-96.
- KORNPORST J., PIBOULE M., RODEN M., TABIT T. (1990) Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle ? *J. Petrol.*, 31, 717-745.
- KRETZ R. (1994) *Metamorphic crystallisation*. J. Willey & Sons ed., 507 p.
- KRZEMNICK M., HANNI H.A., GUGGENHEIM R., MATHYS D. (1996) Investigations on sapphires from an alkali basalt, South West Rwanda. *J. Gemmol.*, 25, 90-106.
- KUPFERBERGER W. (1935) Corundum in the union of South Africa. *Bull. Geol. Surv. S. Afr.*, 6, 49p.
- KUSKY T.M., TORAMAN E., RAHARIMAHEFA T. (2006) The great rift valley of Madagascar : an extension of the Africa-Somalia diffusive plate boundary ? *Gondwana Res.*, 11, 577-579.
- LACOMBE P. (1970) Le massif basaltique quaternaire à zircons-gemmes de Ratanakiri (Cambodge Nord-oriental), 3^{ème} partie. *Bull. BRGM*, 4, 33-79.
- LACROIX A. (1890) Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, II(11), 1-49.

- LACROIX A. (1916) La constitution des roches volcaniques de l'extrême Nord de Madagascar et de Nosy bé; les ankaratrites de Madagascar en général. C.R.Acad. Sci., Paris, 163, 253-258.
- LACROIX A. (1922a) Minéralogie de Madagascar, 3 vol.. A. Challamel (Ed.), Paris.
- LACROIX A. (1922b) Sur une syénite à corindon et sillimanite formée par endomorphisme de granite. C.R.Acad. Sci, Paris, 174, 899-904.
- LACROIX A. (1933) La constitution géologique de Nosy Mitsio (Nord de Madagascar) : conséquences à en tirer. Bull. Soc. Géol. France, 5, 107-124.
- LACROIX A. (1939) Sur un nouveau type de roches métamorphiques (sakénites) faisant partie des schistes cristallins du sud de Madagascar. C.R.Acad. Sc., Paris, 209, 609-612.
- LACROIX A. (1941) Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. Chapitre II. Plagioclases à minéraux magnésiens et alumineux (Sakénites et leur cortège). Ann. Géol. Service Mines, Tananarive, 11, 27-36.
- LAGABRIELLE Y., BODINIER J.L. (2008) Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenées. Terra Nova 20, 11-21.
- LASNIER B. (1977) Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut Allier) - Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse Univ. Nantes, 351p.
- LA TOUCHE T. (1890) Sapphire mines of Kashmir. Rec. Geol. Surv. India, 23, 59-69.
- LAURS B.M. (2000) Visiting Madagascar, one of the world's foremost supplier of gem rough. The loupe GIA World News, 9, 14-15.
- LAURS B.M. (2001) Gem news international. recent gem discoveries in Pala, California. Gems & Gemology, 37, 228-231.
- LAVILLE E., PIQUE A., PLAZIAT J.C., GIOAN P., RAKOTOMALALA R., RAVOLOLONIRINA Y., TIDAHY E. (1998) Le fossé d'Ankay-ALaotra, témoin d'une extension crustale récente et actuelle à Madagascar. Bull. Soc. Géol. France, 169, 775-788.
- LAWSON A.C. (1903) Plumasite, an oligoclase-corundum rock near Spanish Peak, California. Univ. California Pub. Berkeley, 3, 8, 219-229.
- LENOBLE A., MANGUIN E., BOUREAU. E (1949) Les dépôts lacustres Pliocènes pléistocènes de l'Ankaratra (Madagascar). A.G.S.M., fasc. XVIII.

- LE MAITRE R.W. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- LEMOINE P. (1906) Etudes géologiques dans le Nord de Madagascar : Contribution à l'histoire géologique de l'Océan indien. Thèse Paris, Hermann ed., 520p.
- LETTERMANN M., SCHUBNEL H.J. (1970) Un nouveau gisement de saphir. Bull. de gemmologie AFG., 24, 8-9.
- LEVIEN L., PAPIKE J.J. (1976) Scapolite crystal chemistry : aluminium-silicon distributions, carbonate group disorder and thermal expansion. Amer. Miner., 61, 864-877.
- LEVINSON A.A., COOK F.A. (1994) Gem corundum in alkali basalt: origin and occurrence. Gems & Gemology, 30, 253-262.
- LIMKATRUN P., ZAW K., RYAN C.G., MERNAGH T.P. (2001) Formation of the Denchai gem sapphires, northern Thailand: evidence from mineral chemistry and fluid/melt inclusion characteristics. Mineral. Mag., 65, 725-735.
- LONG J.V.P., AGRELL S.O. (1965) The cathodo-luminescence of minerals in thin sections. Min. Mag., 34, 318-326.
- MACDONALD G.A. (1960) Dissimilarity of continental and oceanic rock-types. J. Petrol., 1, 172-177.
- MACDONALD G.A., KATSURA T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5, 82-123.
- MAHONEY J., NICOLLET C., DUPUY C. (1991) Madagascar basalts : tracking oceanic and continental sources. Earth Planet. Sci. Letters, 104, 350-363.
- MAHONEY J.J., SAUNDERS A.D., STOREY M., RANDRIAMANANTENASOA A. (2008) Geochemistry of the volcan de l'Androy basalt-rhyolite complex, Madagascar Cretaceous igneous province. J. Petrol., 49, 1069-1096.
- MALIK R.H. (1994) Geology and resource potential of Kashmir ruby deposits. Distt. Muzaffarabad (ak) Pakistan. Azad-Kashmir Mineral and Industrial Dev. Corp., 21p.
- MALIKOVA P. (1999) Origin of the alluvial sapphires from the Jizerska Louka alluvial deposit in North Bohemia, Czech Republic, Europe. Australian Gemmol., 20, 202-206.
- MALOD J.A., MOUGENOT D., RAILLARD S., MAILLARD A (1991) Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne Davie. C.R. Acad. Sci. Paris, II, 312, 1639-1646.

- MARCHAND J., BOUILLER R., CORNEN G., BURG J.P. (1989) Carte géologique de la France (1/50000), feuille Langeac (790). BRGM.
- MARTELAT J.E., LARDEAUX J.M., NICOLLET C., RAKOTONDRAZAFY R. (2000) Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Res.*, 102, 1-20.
- MARTIN L.(2004) Signification des âges U-Pb sur zircon dans l'histoire métamorphique de Naxos et Ikaria (Cyclades, Grèce). Thèse Université de Nancy I, 274p.
- McCOLL D., WARREN R.G. (1980) First discovery of ruby in Australia. *Mineral. Record*, 11-12, 371-375.
- MEHNERT K.R. (1971) Migmatites and origin of granitic rocks. *Developments in Petrology* I, 2nd Edition, Elsevier Publishing Compagny, 405 p.
- MELLUSO L., MORRA V. (2000) Petrogenesis of Late Cenozoic mafic alkaline rocks of the Nosy Be archipelago (northern Madagascar) : relationships with the Comorean magmatism. *J. Volc. Geotheth. Res.*, 96, 129-142.
- MELLUSO L., MORRA V., BROTZU P., RAZAFINIPARANY A., RATRIMO V., RAZAFIMAHATRATRA D. (1997) Geochemistry and Sr-isotopic composition of the late cretaceous flood basalt sequence of northern Madagascar: petrogenic and geodynamic implications. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 371-390.
- MERCIER A., DEBAT P., SAUL J.M. (1999) Exotic origin of the ruby deposits of the Mangari area in SE Kenya. *Ore Geol. Review*, 14, 83-104.
- MERCIER A., RAKOTONDRAZAFY M., RAVOLOMIANDRINARIVO B. (1999) Ruby mineralization in Southwest Madagascar. *Gondwana Res.*, 2, 233-438.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., De GOER A. (1998) L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 615-626.
- MEYER H.O.A., MITCHELL R.H. (1988) Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana: a ouachitite. *Can. Mineral.*, 26, 81-88.
- MILISENDA C.C., HENN U (1996) Compositional characteristics of sapphire from a new find in Madagascar. *J. Gemol.*, 28, 198-209.
- MITCHELL R.H., PLATT R.G.(1978) Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada. *J. Petrol.*, 19, 627-651.
- MITCHELL R.H., PLATT R.G.(1978) Mineralogy and petrology of nepheline syenites from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada. *J. Petrol.*, 23, 186-214.

- MOINE B., RAKOTONDRATSIMA C., CUNEY M. (1985) Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la mérasomatose. *Bull. Minéral.*, 108, 325-340.
- MOINE B., RAMAMBAZAFY A., RAKOTONDRAZAFY A.F.M., RAVOLOMIANDRINARIVO B., CUNEY M., De PARSEVAL P. (1998) The role of fluor-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar. *Mineral. Mag.*, 62A, 999-1000.
- MONCHOUX P. (1969) Minéralogie de la France: corindon. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 92, p. 392.
- MONCHOUX P. (1970) Les lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse Univ. Toulouse.
- MONCHOUX P., FONTAN F., De PARSEVAL Ph., MARTIN R.F., WANG R.C. (2006) Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrénées, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. I. Mineralogical associations. *Can. Mineral.*, 44, 811-836.
- MORIMOTO N (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52, 535-550.
- MORISHITA T., KODERA T. (1998) Finding of corundum-bearing gabbro boulder possibly derived from the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. *J. Min. Pet.* 93, 52-63.
- MORISHITA T; ARAI S.(2001) Petrogenesis of corundum-bearing mafic rocks in the Horoman peridotite complex, Japan. *J. Petrol.*, 42, 1279-1299.
- MOTTET G. (1981) L'Ankaratra et ses bordures (Madagascar). Thèse Université de Lyon III
- MOTTET G. (1982) Tectonique et volcanisme dans le massif de Tsaratanana-Ankizina (Nord de Madagascar). *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 59, 485, 109-112.
- MUHLMEISTER S., FRITSCH E., SHIGKEY J.E., DEVOUARD B., LAURS B.M. (1988). Separating natural and synthetic rubies on the basis of trace-element chemistry. *Gems & Gemology*, 34, 80-101.
- MUNASINGHE T., DISSANAYAKE C.B. (1981) The origin of gemstones of Sri Lanka. *Econ. Geol.*, 76, 1216-1225.
- MYCHALUK K.A. (1995) The Yogo sapphire deposit. *Gems & Gemology*, 31, 28-41.
- NASSAU K. (1972) The state of art-crystal growth. *Mineral. Record*, 3, 103-110.
- NASSAU K. (1980) Gems made by man. Chilton Book C°, 364p.
- NASSAU K. (1983) The physics and chemistry of color : the fifteen causes of color. John Willey 496p.

- NASSAU K., VALENTE G.K. (1987) The seven types of yellow sapphire and their stability to light. *Gems & Gemology*, 23, 222-231.
- NICOLLET C. (1984) Le volcanisme dans le Sud Ouest de Madagascar. *J. Afr. Earth Sci.*, 2, 383-388.
- NICOLET C. (1986) Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bull. Minéral.*, 109, 599-612.
- NICOLET C. (1988) Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'Etat Univ. Blaise Pascal. Clermont Ferrand, 315p.
- NICOLET C. (1990) Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In : Vielzeuf D., Vidal Ph. (eds) *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Dordrecht, 291-310.
- NOTARI F. (1997) Le saphir padparadscha. *Rev. Gemmol. AFG*, 132, 24-27.
- NOUGIER J., CANTAGREL J.M., KARCHE J.P. (1986) The Comores archipelago in the western Indian Ocean / volcanology, geochronology and geodynamic setting. *J. Afr. Earth Sci.*, 5, 135-145.
- OAKES G., BARRON L., LISHMUND S.R. (1996) Alkali basalts and associated volcanoclastic rocks as a source of sapphire in Eastern Australia. *Australian J. Earth Sci.*, 43, 289-298.
- OFFANT Y. (2005) Caractérisation pétrographique et minéralogique du gisement à saphir de Sahambano (Madagascar). DEA Univ. Aix en Provence, 33p.
- OHNENSTETTER D., CESBRON F., REMOND G., CLAUDE J.M., CARUBA R. (1991) Emissions de cathodoluminescence de deux populations de zircons naturels : tentative d'interprétation. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 313, 641-647.
- OHNENSTETTER D., GIULIANI G., FALICK A., RAKOTONDRAZAFY M. (2008) Are "sakenites" from southern Madagascar a jigsaw puzzle of a metamorphic dismembered anorthositic suite ? GAC-MAC Quebec 2008, p. 125.
- OKRUSCH M., BUNCH T.E., BAK H. (1976) Paragenesis and petrogenesis of a corundum-bearing marble at Hunza (Kashmir). *Mineral. Deposita*, 11, 278-297.
- O'REILLY S.Y., ZHANG M. (1995) - Geochemical characteristics of lava-field basalts from eastern Australia and inferred sources: connections with the subcontinental lithospheric mantle ?. *Contrib. Mineral. Petro.*, 121, 148-170.

- OZEROV K. (1945) Form of corundum crystals as dependent upon chemical composition of medium. *Dokladi Akademii Nauk SSSR*, 47, 49-52.
- PAMIC J., SCAVNICAR S., MEDJIMOREC S. (1973) Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine-type ultramafics in the Dinaride ophiolite zone (Yugoslavia). *J. Petrol.*, 14, 133-157.
- PAQUETTE J.L., NEDELEC A., MOINE B., RAKOTONDRAZAFY M. (1994) U-Pb single zircon Pb-evaporation and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *J. Geol.*, 102, 523-538.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- PEARSON D.G., DAVIES G.R., NIXON P.H., GREENWOOD P.B., MATTEY D.P. (1993) Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Letters*, 102, 289-301.
- PECHER A., GIULIANI G., GARNIER V., MALUSKI H., KAUSAR H., MALIK R.H., MUNTAZ H.R. (2002) Geology and geochemistry of the Nanguimali ruby deposit, Nanga-Parbat Himalaya (Azar Kashmir, Pakistan). *J. Asian Earth Sci.*, 21, 265-282.
- PERETTI A., MULLIS J., KUNDIG R. (1990) Die Kaschmir-Saphire und ihr geologisches Erinnerungsvermögen. *Neue Zürcher Zeitung*, 187, p. 59.
- PERETTI A., MULLIS J., MOUAWAD F., GUGGENHEIM R. (1995) Inclusions in synthetic rubies and synthetic sapphires produced by hydrothermal methods (Tairus, Novosibirsk, Russia). *J. Gemmol.*, 25, 540-561.
- PERETTI A., SCHMETZER K., BERNHARDT H.J., MOUAWAD F. (1995) Rubies from Mong Hsu. *Gems & Gemology*, 31, 2-26.
- PERETTI A., SMITH C.P. (1993) A new type of synthetic ruby on the market : offered as hydrothermal rubies from Novosibirsk. *Australian Gemmol.* 18, 149-156.
- PEUCAT J.J., RUFFAULT P., FRITSCH E., BOUHNICK-LE COZ, SIMONET C., LASNIER B. (2007) Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. *Lithos*, 98, 261-274.
- PEZZOTA F. (2005) Rubini e Zaffiri. Corindoni policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar. *Riv. Mineral. Ital.*, 2, 116-124.

- PHAM VAM LONG L., HOANG QUANG V., GARNIER V., GIULIANI G., OHNENSTETTER D., LHOMME Th., SCHWARZ D., FALLICK A.E., DUBESSY J., PHAN TRONG T. (2004) : Gem corundum deposits in Vietnam. *J. Gemmol.*, 29, 3, 129-147.
- PIQUE A., LAVILLE E., CHOTIN P., CHOROWICZ J., RAKOTONDRAOMPIANA S., THOUIN C. (1999) L'extension à Madagascar du Néogène à l'actuel : arguments structuraux et géophysiques. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, 975-983.
- PIN C., MONCHOUX P., PAQUETTE J.-L., AZAMBRE B., WANG R.C., MARTIN R.F. (2006) Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrénées, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. II. Geochemical and petrogenetic considerations. *Can. Mineral.*, 44, 837-850.
- POIROT J.P. (1997) Rubis et saphirs du Viêt-Nam. *Revue de Gemmol. AFG*, 131, 3-5.
- POLDERVAART A., HESS H.H. (1951) Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59, 472-489.
- POMIAN-SZREDNICKI I.P. (1997) Caractérisation des corindons par des mesures du rapport isotopique de l'oxygène $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$. *Mém. Dipl. Institut Minéral. et Pétrol. Univ. Lausanne*, 88p.
- QI L., LIN S. (1998) Tairus hydrothermal synthetic ruby. *China Gems*, 7, 122-124.
- RAITH M.M., RAKOTONDRAZAFY R., SENGUPTA P. (2008) Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks (sakenites) from the type locality in southern Madagascar. *J. Metam. Geol.*, 26, 647-667.
- RAKODONDRAOMPIANA S., ALBOUY Y., PIQUE A. (1999) Modèle de lithosphère pour l'île de Madagascar (océan indien occidental) : nouvelle interprétation des données gravimétriques. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, 961-973.
- RAKOTOSAMIAZANANY S. (2003) Les gisements de rubis de Somiakatra : caractères minéralogiques-gemmologiques-conditions de formation. (au Sud d'Antanifotsy). *Mémoire de DEA Antananarivo*, 101p.
- RAKOTONDRAZAFY M. (1995) La hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) du Sud-Est de Madagascar. Caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. *Thèse Univ. Toulouse*, , 195p.
- RAKOTONDRAZAFY M.A.F., MOINE B., CUNEY M (1996) Mode of formation of hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) within the U-Th skarns from the granulites of the S-E Madagascar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 190-201.

- RAKOTONDRAZAFY M., GIULIANI G., FALLICK A.E., OHNENSTETTER D., ANDRIAMAMONJY A., RAKOTOSAMIZANANY S., RALANTOARISON Th., RAZATSEHENO M., OFFANT Y., GARNIER V., MALUSKI H., DUNAIGRE Ch., SCHWARZ D., MERCIER A., DUNAIGRE Ch., SCHWARZ D., MERCIER A., RATRIMO V., RALISON B. (2008) Gem corundum deposits in Madagascar : a review. *Ore Geol. Rev.*, 34, 134-154.
- RAKOTONDRAZAFY R (1999) Les granulites alumineuses et magnésiennes de haute température et roches associées au sud de Madagascar. Thèse d'Etat Univ. Antananarivo.
- RAKOTOSAMIZANANY S. (2003) Les gisements de rubis de Somiakatra : caractères minéralogiques et condition de formation (au Sud d'Antanifosy). Mém. Maîtrise Univ. Antananarivo, 74p.
- RAKOTOSAMIZANANY S., RAKOTONDRAZAFY A.F.M., OHNENSTETTER D., GIULIANI G., MOINE B., SCHWARZ D. (2005) Corindons associés aux basaltes alcalins de Madagascar. Workshop Antananarivo 13-18 juin 2005.
- RALANTOARISON L.T. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar : le gisement de Sahambano (Sud-Est d'Ithosy). Mem. Maîtrise Univ. Antananarivo, 100p.
- RALANTOARISON T., OFFANT Y., ANDRIAMAMONJY A., GIULIANI G., FETY A., RAKOTONDRAZAFY A.F.M., SCHWARZ D., OHNENSTETTER D., FALLICK A., RAZANASEHENO M., RAKOTOSAMIZANANY S., MOINE B., BAILLOT P. (2006) Les saphirs multicolores de Sahambano et Zazafotsy, région granulitique d'Ithosy, Madagascar. *Rev. Gemmol. AFG*, 158, 4-13
- RAMDOHR R., MILISENDA C.C.(2006) Neue Vorkommen von Saphir-Seifenlagerstätten auf Nosy-Bé, Madagaskar. *Zeitsch. Deutsch. Gemmol. Gesell.*, 53, (4), 143-158.
- RANKIN A.H., EDWARDS W. (2003) Some effects of extreme heat treatment on zircon inclusions in corundum. *J. Gemmol.*, 28, 257-264.
- RASIMANANA G. (1996) Caractérisations géochimiques et géochronologiques de trois épisodes magmatiques (Crétacé, Miocène terminal et Quaternaire) à Madagascar liés aux phénomènes de rifting. Thèse Univ. Orsay, 234p.
- RASOLOFOMANANA A.H. (1998) Les complexes annulaires de la province magmatique du Cap Saint André (Madagascar) : géologie, pétrologie et géodynamique. Thèse Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 180p.

- RAVOLOLOMIANDRINARIVO B., RAKOTONDRAZAFY M., MOINE B. (1997) Pétrographie des roches à saphir de la région d'Andranondambo, S-E de Madagascar. Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Symposium and Field Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, 2p.
- RAZANATSEHENO M. (2003) Le granite porphyroïde de Carion (centre de Madagascar), témoin d'un magmatisme shoshonitique à la fin de l'orogénèse Est Africaine. Thèse Univ. Antananarivo, 203p.
- REMOND G., CESBRON F., CHAPOULIE R., OHNENSTETTER D., ROQUES-CARMES C., SCHVOERER M. (1992) Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials : a present status in experimentation and interpretation. Scanning Microsc., 6, 23-68.
- RIZANOVA N.G., LEVCHENKOV O.A., BELOUS A.E., BEZMEN N.I., MASLENIKOV A.N., KOMAROV A.N., MAKEEV A.F., LEVSKIY L.. (2000) Zircon reaction and stability during interaction with carbonate fluid : experimental hydrothermal study. Contrib. Mineral. Petrol., 139, 101-114.
- ROBB L.J., ROBB V.M. (1986) Archean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal. Mineral Deposits S. Afr., 437-449.
- ROSSOVSKIY L.N., KOVALENKO S.I., ANAJEV S.A. (1982) Conditions of ruby formation in marbles. Geol. Rudn. Mes., 24, 57-66 (en Russe).
- RUBIN J.J., VAN UITERT L.G. (1966) Growth of sapphires and ruby by the Czochralski technique. Materials Res. Bull., 1, 211-214.
- RUFER D., SCHREURS G., BERGER A., GNOS E., VILLA I. (2006) Cenozoic alkaline volcanism in central Madagascar in the context of intracontinental rifting. 4th Swiss Geosci. Meeting, Bern.
- RUFFAULT P. (2002) Les saphirs de Houai-Sai (Nord Laos) Gemmologie et géochimie des éléments traces par ICPMS à ablation laser. Dipl. Gemmologie Univ. Nantes, 81p.
- RUPASINGHE M.S., DISSANAYAKE C.B. (1985) Charnockites and the genesis of gem minerals. Chem. Geol., 53, 1-16.
- SAINT OURS J. de (1958) Etudes géologiques de l'Extrême Nord de Madagascar et de l'archipel des Comores. Thèse Univ. Strasbourg
- SALERNO S. (1992) Minéraux et Pierres de Madagascar. Revue de Gemmologie, AFG, 111, 9-10.
- SAMINPANYA S. (2000) Mineralogy and origin of gem corundum associated with basalt in Thailand. Thèse Univ. Manchester, 395p.

- SANTOSH M., TSUNOGAE T., KOSHIMOTO S.O. (2004) First report of sapphirine-bearing rocks from the Palghat-Cauvery shear zone system, Southern India. *Gondwana Res.*, 7, 2, 620-626.
- SCHIFFMAN C.A. (1981) Unstable colour in a yellow sapphire from Sri Lanka. *J. Gemmol.*, 17, 615-618.
- SCHMETZER K. (1986) Production techniques of commercially available gem rubies. *Australian Gemmol.*, 16, 95-100.
- SCHMETZER K. (1987) Production techniques of commercially available Knischka gem rubies- an additional note. *Australian Gemmol.*, 16, 192-194.
- SCHMETZER K., BANK H. (1981) The colour of natural corundum. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 981, 59-68.
- SCHMETZER K., BANK H. (1987) Synthetische Lechleitner-Rubine mit natürlichen kernen und synthetischen Überzügen. *Zeisch. Deutsch. Gemmol. Gesell.*, 36, 1-10.
- SCHMETZER K., BANK H., GUBELIN E. (1980) The alexandrite effect in minerals : chrysoberyl, garnet, corundum, fluorite. *Neues Jahrb. Mineral. Abhand.*, 138, 147-164.
- SCHMETZER K., BOSSHART G., HANNI H.A. (1982) Naturfarbene und behandelte gelbe und orange braune Sapphire. *Zeisch. Deutschen Gemmol. Gesell.*, 31, 265-279.
- SCHMETZER K., BOSSHART G., HANNI H.A. (1983) Naturally-coloured and treated yellow and orange brown sapphires. *J. Gemmol.*, 18, 607-621.
- SCHMETZER K., SCHUPP F.J. (1994) Flux-induced fingerprint patterns of synthetic ruby : an update. *Gems & Gemology*, 30, 33-38.
- SCHREYER W. (1988) - A discussion of: "Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-element enrichment - geochemical and isotopic evidence". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 552-554.
- SCHREYER W., WERDING G., ABRAHAM K. (1981) Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: Petrology, Geochemistry and possible origin. *J. Petrol.*, 22, 191-231.
- SCHWARTZ D. (1998) Aus Basalten, Marmoren und Pegmatiten. Spezielle Ursachen formten in der Erdkruste edle Rubine und Sapphire. *In : Weise Ch. Ed., Rubin, Saphir, Korund : schön, hart, selten, kostbar. ExtraLapis*, 15, 5-9.

- SCHWARZ D., KANIS J., SCHMETZER K. (2000) Sapphires from Antsiranana Province, Northern Madagascar. *Gems & Gemology*, 36, 216-233.
- SCHWARZ D., PETSCH E.J., KANIS J. (1996) Sapphires from the Andranondambo Region, Madagascar. *Gems & Gemology*, 32, 80-99.
- SCHWARZ D., SCHMETZER K. (2001) Rubies from the Vatomandry area, eastern Madagascar. *J. Gemmol.*, 27, 409-416.
- SCHULZE D. (2003) A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite. A tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 71, 195-213.
- SECHER K., LARSEN L.M. (1980) Geology and mineralogy of the Sarfartôq carbonatite complex, southern West Greenland. *Lithos*, 13, 199-212.
- SEDERHOLM J.J. (1923) On migmatites and associated Precambrian rocks of southwestern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 58, 153 p.
- SEIFERT A., HYRSL J. (1999) Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. *Gems & Gemmol.*, 35, 108-120.
- SEGOUFIN J. (1981) Morphologie et structure du Canal de Mozambique. Thèse Univ. Strasbourg, 236p.
- SILVA K., SIRIWARDENA C. (1988) Geology and the origin of corundum bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka. *Mineral. Deposita*, 23, 186-190.
- SIMONET C. (1997) Géologie des gisements de saphirs. *Rev. Gemmologie AFG*, 132, 21-23.
- SIMONET C. (2000) La géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul Ruby Mine, Mangare, Kenya. Thèse Univ. Nantes, 349p.
- SIMONET C., PAQUETTE J.L., PIN C., LASNIER B., FRITSCH E. (2004) The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya- a unique Panafrican corundum-bearing monzonite. *J. Afr. Earth Sci.*, 38, 401-410.
- SIMONET C., FRITSCH E., LASNIER B. (2008) A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. *Ore Geol. Review*, 34, 127-133.
- SINHA A.K., WAYNE D.M., HEWITT D.A. (1992) The hydrothermal stability of zircon; preliminary experimental and isotopic studies. *geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3551-3560.
- SLOAN G.J., McGLIE A.R. (1988) Techniques of melt crystallisation. John Wiley 544p.
- SMITH C.P. (1998) Rubies and pink sapphires from the Pamir Mountain Range in Tajikistan, former USSR. *J. Gemmol.*, 26, 103-109.
- SMITH C.P., BOSSHART G. (1993) New flux-grown synthetic rubies from Greece. *Jewelsiam*, 4, 106-114.

- SMITH C.P., GÜBELIN E.J., BASSETT A.M., MANANDHER M.N. (1997) Rubies and fancy-color sapphires from Nepal. *Gems & Gemmol.*, 33, 24-41.
- SMITH C.P., KAMMERLING R.C., KELLER A.S., PERETTI A., SCARRATT K.V., KHOA N.D., REPETTO S. (1995) Sapphires from Southern Vietnam. *Gems & Gemology*, 31, 168-186.
- SMITH C.P., KAMMERLING R.C., KELLER A.S., PERETTI A., SCARRATT K.V., KHOA N.D., REPETTO S. (1995) Sapphire occurrences at Ambondromifehy on the Antsiranana province, North Madagascar. *Proceedings International Gemmological Conference, Idar-Oberstein, Abstract volume*, p. 62-63.
- SMITH C.P., STRENS R.G.J. (1976) Intervalence transfer absorption in some silicate, oxide and phosphate minerals. In : Strens R.G.J.ed. *The physics and chemistry of minerals and rocks*. John Willey, p. 583-612.
- SOLESBURY F. (1967) Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. *Econ. Geol.*, 62, 983-991.
- SPIRIDONOV (1998) Gemstone deposits of the former Soviet Union. *J. Gemmol.*, 26, 11-124.
- STOREY M., MAHONEY J.J., SAUNDERS A.D., DUNCAN R.A., KELLEY S.P., COFFIN M.F. (1995) Timing of hot spot-related vulcanism and the breakup of Madagascar. *Science*, 267, 852-855.
- STOREY M., MAHONEY J.J., SAUNDERS A.D. (1997) Cretaceous basalts in Madagascar and the transition between plume and continental lithosphere mantle sources. In: Mahoney J.J., and Collins M.F. (eds) *Large Igneous Provinces : Continental, Oceanic, and Planetary Flood volcanism*. AGU Monograph 100, 95-122.
- SUN S.S., McDONOUGH W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 42, 313-345.
- SUPERCHI M., DONINI A., MUZZIOLI D., ROMAN E. (1997) Sapphire occurrences at Ambondromifehy on the Antsiranana province, North Madagascar. *Proceedings International Gemmological Conference, Idar-Oberstein, Abstract volume*, p. 62-63.
- SUTHERLAND F.L. (1996) Alkaline rocks and gemstones, Australia. *Australian J. Earth Sci.*, 43, 323-343.

- SUTHERLAND F.L., COENRAADS R.R. (1996) An unusual ruby-sapphire-saphirine-spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales, Australia. *Mineral. Mag.*, 60, 623-638.
- SUTHERLAND F.L., COENRAADS R.R., SCHWARZ D., RAYNOR L.R., BARRON B.J., WEBB G.B. (2003) Al-rich diopside in alluvial ruby and corundum-bearing xenoliths, Australian and SE Asian basalt field. *Mineral. Mag.*, 67, 717-732.
- SUTHERLAND F.L., GRAHAM R.E., POGSON R.E., SCHWARZ D., WEBB G.B., FANNING C.M., HOLLIS J.D., ALLEN T.C. (2002) The Tumbarumba basaltic gem field, New South Wales in relation to sapphire-ruby deposits of eastern Australia. *Records Australian Museum*, 54, 215-248.
- SUTHERLAND F.L., HOSKIN P.W.O., FANNING C.M., COENRAADS R.R. (1998a) Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133, 356-372.
- SUTHERLAND F.L., SCHWARZ D., JOBBINS E.A., COENRAADS R.R., WEBB G. (1998b) Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, gemfields. *J. Gemmol.*, 26, 65-85.
- SUTHERLAND F.L., SCHWARZ D. (2001) Origin of gem corundums from basaltic fields. *Australian Gemmol.*, 21, 30-33.
- SUTTHIRAT C., SAMINPANYA S., DROOP G.T.R., HENDERSON C.M.B., MANNING D.A.C. (2001) Clinopyroxene-corundum assemblages from alkali basalt and alluvium, eastern Thailand : constraints on the origin of Thai rubies. *Min. Mag.*, 63, 277-295.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., Le DAIN A.Y., ARMIJO R., COBBOLD P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 7, 611 - 616.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., ARMIJO R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M.P. & Ries A.C. (Eds.) *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 19, p. 115 - 157.
- TARASCHCHAN A.N. (1978) *Luminescence of minerals*. Naukova Dumka, Kiev, Ukraine, 296p. (en russe).

- TEREKHOV E.A., RYAN J.G., SNOW E.A. (1999) Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachians. *J. Metam. Geol.*, 14, 103-114.
- THENTHOREY E.A., RYAN J.G., SNOW E.A. (1996) Petrogenesis of sapphire-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, Southern Appalachians. *J. Metam. Geol.* 14, 103-114.
- TIEPOLO M.(2003) In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 199, 159-177
- TORSVIK T.H., TUCKER R.D., ASHWAL L.D., EIDE E.A., RAKOTOSOLOFO N.A., de WIT M.J. (1998) Late Cretaceous magmatism in Madagascar : paleomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth Planet. Sci. Letters*, 164, 221-232.
- UPTON B.J., ASPEN P., CHAPMAN N. (1983) The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidence from inclusions in volcanic rocks. *J. Geol. Soc. London*, 140, 105-121.
- UPTON B.G.J., HINTON R.W., ASPEN P., FINCH A.A., VALLEY J.W. (1999) Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the uppermantle beneath Scotland. *J. Petrol.*, 40, 935-956.
- VERNEUIL A. (1904) Mémoire sur la reproduction du rubis par fusion. *Ann. Chimie Phys.*, 8, 20-48.
- VICHIT P., VUDHICHATIVANICH S., HANSAWEK R. (1978) The distribution and some characteristics of corundum-bearing basalts in Thailand. *J. Geol. Soc. Thailand*, M4-1 - M4-27.
- WAGER L.R., BROWN G.M. (1968) Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh and London, 588p.
- WAGER L.R., BROWN G.M., WADSWORTH W.J. (1960) Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, 73-85.
- WALLACE M.E., GREEN D.H. (1988) An experimental determination of primary carbonatitic magma composition. *Nature*, 335, 343-346.
- WARD F. (1992) Rubies and sapphires. *Gem Book* 64p.
- WARD F. (1993) Emeralds. *Gem Book* 64p.
- WELDON R. (1994) Yes, that is a Kashan Jeweler's Circular keystone, 165, 38-42.
- WHITFORD-STARK J.L. (1987) A survey of Cenozoic volcanism on mainland Asia. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 213, 74p.

- WRIGHT J., HASTINGS D., JONES W., WILLIAMS H. (1985) Geology and mineral resources of West Africa. Allen & Unwin (Eds.), London, 187p.
- YAYERBAUM L. H. (1980) Corundum. Synthetic Gems Production Techniques, 4-34.
- YODERH.S, TILLEY C.E. (1962) Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-532.
- YUI T.F., ZAW K., LIMKATRUM P. (2003) Oxygen isotope composition of the Denchai sapphire, Thailand : a clue to its enigmatic origin. Lithos, 67, 153-161.
- YUI T.F., WU C.M., LIMKATRUM P., SRICHARN W., BOONSOONG A. (2006) Oxygen isotope studies on placer sapphire and ruby in the Chanthaburi-Trat alkali basaltic gemfield, Thailand. Lithos, 86, 197-211.
- YURKOVITH S.P. (1985) Ruby mines of North Carolina. Rocks Minerals, 60, 54-57.
- ZHAW K., SUTHERLAND L., GRAHAM I., McGEE B. (2008) Dating zircon inclusions in gem corundums from placer deposits - a guide to their origin. 33rd Inter. Geol. Congress, Oslo.