

UNIVERSITE D'ANTANARIVO DOMAINE : SCIENCE ET TECHNOLOGIES MENTION : SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE Pour l'obtention du diplôme MASTER II Parcours : SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT

GEOLOGIE DE LA CHAINE DE VATONDRANGY ET MINERALISATION ASSOCIEE EN OR ET EN CORINDON (Région de Fandriana)

Présenté par : RASOLOARISAONA Bien Aimé

MEMBRES DU JURY

Président : RAHANTARISOA Lydia, Maître de Conférences,

Rapporteur : RALISON André Bruno, Maître de Conférences,

Examinateurs : RASOAMALALA Vololonirina, Maître de Conférences

REMERCIEMENTS

Ce mémoire est le fruit de notre travail, il n'a pas pu être réalisé sans l'aide de plusieurs personnes. Ainsi, je tiens à adresser mes vifs remerciements à :

- Monsieur RAHERIMANDIMBY Marson, Professeur Titulaire, Doyen de la Faculté de Sciences qui m'a autorisé la présentation de ce mémoire.
- Monsieur ANDRIAMAMONJY Solofomampiely Alfred, Maître de Conférences, Responsable de la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement, qui a accepté d'être parmi les examinateurs de ce mémoire.
- Monsieur RALISON André Bruno, Maître de Conférences, Enseignant-Chercheur à la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement, qui, malgré ses nombreuses occupations, m'a encadré pendant la réalisation de cet ouvrage.
- Madame RAHANTARISOA Lydia, Maître de Conférences, Enseignant-Chercheur à la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement d'avoir fait l'honneur de présider ce mémoire.
- Madame RASOAMALALA Vololonirina, Maître de Conférences, Enseignant-Chercheur à la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement, qui a accepté parmi les membres de jury de ce mémoire.

Mes vifs remerciements vont également à tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement qui nous ont transmis leurs connaissances et leurs expériences durant les études que j'ai effectuées.

Je remercie tout le Personnel du Laboratoire de Sciences de la Terre de nous avoir aidé à la confection des lames de roches.

Je tiens exprimer ma reconnaissance envers les amis et collègues qui nous ont soutenue au cours de nos études.

Je tiens vivement à remercier ma famille pour leur soutien moral et financier, et tous ceux qui ont de près ou de loin, contribué à la réalisation du présent mémoire.

SOMMAIRE

Remerciements	i
LISTE DES FIGURES	iv
LISTE DES TABLEAUX	vi
LISTE DES ABREVIATIONS	vii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE .I : GENERALITES	2
I.1. Géologie générale et régionale	2
I.1.1. Aperçu du socle précambrien malgache	2
I.1.2. Domaine d'Antananarivo	4
I.1.3.Géologie régionale	4
I.2. Généralités sur l'Or	6
I .2.1. Propriétés physiques et mécaniques	6
I.1.2. Propriétés chimiques	7
I.1.3.Métallogénie et gisement d'or à Madagascar	8
I.1.3.1. Métallogénie	8
I.1.3.2. Gisement d'or à Madagascar	9
I.3. Généralités sur le corindon	11
I.3.1. Minéralogie du corindon	11
I.3.1.1. Caractéristiques	11
I.3.1.2. Coloration du corindon	12
I.3.1.3. Les inclusions solides et fluides dans le corindon	14
I.3.2. Les gisements de corindon de Madagascar	15
CHAPITRE II:MATERIELS ET METHODES	19
II.1. Matériels	19
II.1.1. Localisation de la zone d'étude	19
II.1.2.Matériels utilisés	20
II.2. Méthodologie	23
II.2.1.Compilation bibliographique	24
II.2.2. Travaux de terrain	24
II.2.3. Travaux de laboratoire	25
CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATION	27
III.1. Pétrographie et pétrologie de la zone d'étude	27

III.1.1. La chaîne de Vatondrangy	27
III.1.2. Les formations environnantes	28
III.1.2.1. Les roches métamorphiques	28
III.1.2.2. Les roches magmatiques	34
III.1.2.3. Les formations récentes	
III.2. Minéralisation en or	
III.2.1. Gisement d'Ankazondrano	
III.2.1.1. Pétrographie de roche encaissante	
III.2.1.2. Faciès minéralisés	40
III.2.2. Gisement d'Analasarotra	40
III.2.2.1. Pétrographie de roche encaissante	41
III.2.2.2. Faciès minéralisés	41
III.2.3. Genèse du gisement d'or d'Analasarotra et Ankazondrano	41
III.3. Minéralisation en corindon	43
III.3.1. Gisement de Vatondrangy (gisement d'Andrefanjaka)	43
III.3.1.1. Pétrographie de la roche encaissante	43
III.3.1.2. Genèse	44
CHAPITRE IV. DISCUSSION	47
CONCLUSION	50
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET WEBOGRAPHIQUES	51
ANNEXES	I

LISTE DES FIGURES

Figure1 : Domaines et sous domaine géologique de Madagascar
Figure. 2 : Les différents couleurs de l'or
Figure 3: Les différents habitus de corindon11
Figure 4 : Gisements de corindon de Madagascar modifiée (Milisenda (1996) ;
Andriamamonjy (2006)16
Figure 5 : Carte de localisation de la zone d'étude19
Figure 6: Carte géologique de la feuille de Miarinavaratra P50, (Welter G. et
Razafimanatsoa, (1959))
Figure 7 : Carte géologique de la zone d'étude extrait de la carte P50 Welter
Razafimanantsoa(1959)22
Figure8 : Organigramme de la méthode d'approche pour la zone d'étude
Figure 09 : Carte d'échantillonnage25
Figure10 : Etapes de la confection des lames minces en laboratoire et observation microscopique
Sciage, (b) dégrossissage et (c) observation microscopique26
Figure 11: Macrophotographie de migmatite granitoïde avec des apports des feldspaths potassiques en
A et leucosome et melanosome en B27
Figure 12 : Microphotographie de migmatite granitoïde, A en LN et B en LPA28
Figure 13 : Photo montrant la migmatite granitoïde au centre de la chaine
Figure 14: Macrophotographie de micaschiste avec des pegmatites altérées(A) et micaschiste riche
en feldspath avec de corindon de grande taille (B)
Figure 15 : Microphotographie de micaschiste à deux micas, A : en LN, B : en LP (Objectif
×5)
Fugure16 : Macrophotographie de migmatite oeillée
Figure 17 : Microphotographie de migmatite oeillée, A en LN et B en LPA31
Figure 18 : Macrophotographie de charnockite
Figure 19 : Photo montrant le quartzite sur le flanc Sud-Est d'Analasarotra
Figure 22 : Macrophotographie de gneiss à biotite avec filon de pegmatite concordant à la foliation.
Figure 20 : Microphotographie de gneiss à biotite en A en LN et B en LPA

Figure 21: Macrophotographie de granite filonien à pyrite au Sud du village d'Andrefanjaka (Andrefanjaka (Andrefan	A);
granite du Vatondrangy (B)	.35
Figure 22 : Microphotographie de granite filonien, A en LN et B en LPA	35
Figure 23: Macrophotographie de pegmatite concordant dans le micaschiste altéré	.36
Figure 24 : Macrophotographie de gabbro	36
Figure 25: Microphotographie de gabbro, A en LN, et B en LPA (objectif×5)	.37
Figure26 : Macrophotographie de Basaltes finement grenus, A en LPA et B en LN (obje	ectif
×20)	.37
Figure 27 : Photo montrant l'alluvion dans la rivière d'Ankazondrano	.38
Figure 28 : Vue générale de gisement d'Ankazondrano (A), puits minier (B), Lankatany (C)	
Batée (C), micaschiste à deux micas et pegmatite qui contient la lentille de quartz aurifère(D),	
lentille de quartz aurifère broyé (E)	.39
Figure29 : Vue générale de la carrière d'Analasarotra (A), roche encaissante formée par le quart	tzite
et micaschiste à deux micas (B), pegmatite dans le quartzite à magnétite (C), quartzaurifère al	téré
(D)	.40
Figure 30. Processus de mise en place de la minéralisation en Or autour de la Chaine	de
Vatondrangy	42
Figure31 : Macrophotographie de corindon automorphe disséminé dans le micaschiste riche	en en
feldspath(A), pauvre en Feldspath en B	.44
Figure32 : Filon de quartz au contact de micaschiste à biotite riche	en
corindon	.44
Figures 33 : Diagramme montrant les facies métamorphiques en fonction de T° et P° (Nicollet 20	10).
Point rouge : secteur d'étude	45
Figure 34 : Schéma montrant la relation entre le processus de la minéralisation en or et corindon et c	et la
chaine de Vatondrangy	49

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Les différents minéraux de l'Or.	.5
Tableau 2 : Classification métallogénique (Raguin, 1958)	.6
Tableau 3 : L'origine de la couleur du corindon	10
Tableau 4 : Les différents types d'inclusions solides dans les corindons	11

LISTE DES ABREVIATIONS

BD: Base de Données
BGS: British Geological Survey
Bt: Biotite
Co: Corindon
FK : Feldspath Potassique
LPA : Lumière Polarisé Analysé
LPNA : Lumière Polarisé Non Analysé
Mi : Microcline
Mu : Muscovite NE: Nord-Est.
Ol: Olivine
P.A.M.M: Pan African Mining Madagascar
PGRM: Projet de Gouvernances des Ressources Minérales
Pl: Plagioclase
Px: Pyroxène
Q : Quartz
RN: Route Nationale
S G D M: Société Géosciences pour le Développement de Madagascar
Sil: Sillimanite
SW: Sud- Ouest WNW: Ouest-Nord-Ouest

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Madagascar est connu pour sa richesse en diverses ressources minérales (l'Or, le corindon, saphir, rubis, béryl, tourmaline,.....) qui sont déposés du fait de contexte géologique complexe marqué par des accrétions successives et de nombreuses phases de déformations et de magmatisme de l'Archéen à la fin du Néoprotérozoïque (Roig, 2012). Mais jusqu'aujourd'hui, l'exploitation de cette richesse n'a aucun impact sur l'économie de notre pays.

Autour de la chaîne de Vatondrangy qui fait partie de l'extrémité sud de la commune d'Antsampandrano, district d'Antanifotsy, Région Vakinankaratra, et de l'extrémité Nord de la commune de Miarinavaratra, district de Fandriana, Région d'Amoron'i Mania, a été des travaux d'exploitations d'Or et de corindon depuis l'époque coloniale. Malgré cette exploitation depuis l'époque coloniale, peu de travaux de recherche a été fait. En 2008, le Pan African Mining Madagascar (P.A.M.M.) a fait de prospection géophysique sur le site aurifère d'Analasarotra.

Le présent mémoire porte sur le thème « **Géologie de la chaîne de Vatondrangy et minéralisation associée en or et en corindon (région de Fandriana)** » qui a pour objectif d'identifier le contexte géologique dans laquelle se rattache la minéralisation en Or et corindon. Le principe consiste à :

- reconnaitre le périmètre étudié (prospection au marteau) en utilisant la carte géologique 1/100 000^é de la région de Miarinavaratra (feuille P50).
- Faire des descriptions (pétrographique, structural) des affleurements, des gisements d'or et corindon et échantillonnages de roche et minéraux dans la zone d'étude
- Confectionner des lames minces des échantillons de roche prélevés et les analyser (étude minéralogique, pétrographique).

Ce travail se divise en quatre chapitres : le premier chapitre présente les généralités sur la géologie générale, l'Or et le corindon, le deuxième chapitre concerne les matériels et les méthodes adoptées pour la réalisation de ce travail, le troisième chapitre nous met en relief, la pétrographie et la minéralisation en Or et en corindon de la zone d'étude Le dernier chapitre où nous présentons les relations entre la chaine de Vatondrangy et la minéralisation en Or et Corindon.

CHAPITRE I : GENERALITES

I.1. Géologie générale et régionale

I.1.1. Aperçu du socle précambrien malgache

Le socle précambrien malgache affleure sur les 2/3 orientaux de la surface de l'Ile alors que les bassins sédimentaires (Permien à Quaternaire) se situent en bordure du canal du Mozambique.

En 1964, Bésairie a subdivisé en trois grands systèmes : le système Androyen la plus ancienne, le système du Graphite, le système du Vohibory le plus récent.

En 1972, Hottin a présenté une carte de synthèse qui présente un découpage chronologique et lithologique assez détaillé. Cette carte a souvent été reprise dans les bases des travaux récents, pour réaliser les nouveaux découpages tectonométamorphiques. Par exemple, le découpage tectono - métamorphique utilisé par Collins et al. (2002), qui a proposé que le socle soit subdivisé en neuf blocs tectoniques constitués de cinq blocs stables (Antongil, Masora, Antananarivo, Bemarivo, Ikalamavony), de trois nappes de charriage (Tsaratanana, Itremo, Vohibory) et une suture (Suture de Betsimisaraka).

En 2012, Roig a proposé que le socle précambrien de Madagascar puisse être subdivisé en six grands domaines géologiques :

- le domaine Antongil/Masora,
- le domaine d'Antananarivo
- le domaine d'Ikalamavony
- le domaine Androyen- Anosyen
- le domaine de Bemarivo
- le domaine de Vohibory.



Figure1 : Domaine et sous domaine géologique de Madagascar

I.1.2. Domaine d'Antananarivo

✤ Le Domaine d'Antananarivo

Le domaine d'Antanarivo d'âge néoarchéen est caractérisé par la présence de quatre unité de gneiss basique-ultrabasique connus sous le nom de « Complexe de Tsaratanana » et interprétées comme des ceintures de roches vertes métamorphisées. Des formations métasédimentaires séparant le domaine d'Antogil/Matsora et d'Antananarivo sont interprétées comme suture panafricaine appelée « suture de Betsimisaraka ». Cette suture était avancée pour expliquer ce complexe comme une seule et même unité lithotectonique charriée sur le socle granito-gneissique d'Antananarivo au cours de l'orogénèse panafricaine (500-550MA).

Les âges de métamorphisme et de déformation témoignent l'évolution commune du « complexe de Tsaratanana » et des formations granito – gneissiques d'Antananarivo depuis 2,7 Ga. Donc, ce complexe peut être interprété comme un domaine juxtaposé au domaine d'Antananarivo au cours de l'Archéen terminal. On constate dès lors que le domaine d'Antanarivo et ce complexe sont très similaire au domaine oriental du craton de Dharwar ou les mêmes caractéristiques structurales, géochronologiques et métallogéniques ont été mises en évidence par ailleurs.

I.1.3. Géologie régionale

La zone d'étude se situe dans la partie Nord sur la feuille de Miarinavaratra P 50 au 1/100 000 (Welter et Razafimanantsoa, 1959), (figure 3). Elle appartient au socle précambrien malgache et rattachée dans le domaine d'Antanarivo Roig J. (2012), plus précisément dans le système de graphite (groupe d'Ambatolampy et groupe de Manampotsy, Hottin 1976).

Les différentes formations géologiques.

D'après (Welter et Razafimanantsoa ,1959), la feuille de Miarinavaratra est composée des séries de schistes cristallins, des roches éruptives et des formations récentes.

- Schistes cristallins

Elles se répartissent en deux groupes métamorphiques différents : le groupe d'Ambatolampy à l'Ouest et le groupe de Manampotsy à l'Est. Le premier groupe est formé par des micaschistes, des gneiss et des migmatites tandis que le deuxième groupe comprend surtout de la migmatite granitoïde et le gneiss à pyroxène, quelques endroits seulement le faciès charnokitique et leptynitique. Les quartzites, les amphibolites, les gneiss à graphite en particulier les migmatites sont les faciès pétrographiques en commun des deux groupes.

Les micaschistes sont souvent altérés et donnent de couleur violacés. Ils renferment en général de biotite en abondance, quelquefois accompagné de la muscovite, de sillimanite, de grenat et corindon. Les gneiss sont bien lités et généralement riche en biotite, et contiennent parfois de la

sillimanite associé à de grenat. Le gneiss à graphite est souvent très latéritique en donnant de couleur de lit de vin et en étroite association avec le gneiss à biotite. Le gneiss à pyroxène très résistants à l'érosion se présente au sud de Tsinjoarivo, en bancs très puissant et contient du pyroxène, amphibole et de feldspath.

L'amphibolite qui s'affleure un peu partout sous forme de banc interstatifiée ou soit sous forme filonienne. Elle est composée essentiellement d'hypersthene, d'olivine, d'hornblende brune et verte et parfois de trémolite et à talc sous forme soapstone. Le quartzite est parfois à magnétite. Il est un niveau excellence repère de la tectonique puisqu'il constitue de crête continue de la topographie.

Les migmatites sont en général sous forme de bancs par apport feldspathique et de biotite. Cet apport feldspathique se révèle parfois sous forme des yeux de microcline en donnant naissance à de migmatites oeilé. Les migmatites granitoïdes sont caractérisées par un apport essentiellement feldspathique (définie par Bésairie ,1950). La stratification tend généralement à disparaitre, une légère foliation formée par la biotite subsiste.

- Roches éruptives

Ils comprennent les granites à orthite, les granites filoniens, gabbros, phonolite et basalte. Le granite à Orthite s'affleure au Sud d'Ankadivory sous forme de massif. Le granite filonien méso à melanocrate, selon les éléments colorés et finement grenue s'affleurent sous forme de boules alignés et recoupent toujours les schistes cristallins. La longueur atteint jusqu'à plusieurs kilomètres mais la largeur n'excède jamais de centaine de mètre. Ces caractères se rapprochent de granite d'Ambatomiranty. Le basalte s'affleure en filon en quelque endroit. Le gabbro se présente sous forme de boule ou sous forme filonien. Le phonolite se trouve au Sud-Est de Tsinjoarivo sous forme de piton.

- Formations récentes

Ils comprennent les alluvions fluviatiles parfois aurifères exploités artisanalement par orpaillage, et les éluvions sur la pente. Les alluvions sont formées du sable, du galet arrondis de quartz de taille centimétrique, décimétrique, de tourmaline noire, de corindon et des argiles au fond des vallées sillonnées par des méandres.

* Géochronologie

La migmatite granitoïde est d'âge 550MA d'après la géochronologie à Madagascar en 1962. Les schistes cristallins qui appartient au groupe d'Ambatolampy est d'âge ≤1056Ma selon des études de zircons détritiques (U-Pb) (Bgs ,2008).

✤ Tectonique

La structure générale de la région se présente en plis orienté Nord-Sud à N25°E et déversée vers l'Est ; les pendages sont généralement fort 45° à la verticale. La direction générale des couches est N20°E et les bancs sont plus ou moins déversés vers l'Est.

I.2. Généralités sur l'Or

I.2.1. Propriétés physique et mécanique

L'or est l'un des métaux les plus mous de dureté entre 2,5 à 3 sur l'échelle de Mohs et le plus malléable et le plus ductile. Sa densité est élevée de 19,3 à l'état pur mais la présence des impuretés pourrait diminuer jusqu'à 14.

Il se cristallise dans le système cubique à l'état natif mais il se présente en imprégnation (poussière d'or), en paillette, ou en masse informe prise dans une gangue de quartz et de sulfure métallique et très rarement en pépite. La teneur moyenne de l'or dans la lithosphère ou « Clarke » est de 0,05g/t.

La couleur de l'or est jaune rouge quand il est très pur, jaune plus pâle du fait de la présence de l'Argent (or argentifère ou électrum) et jaune rouge allié avec du cuivre (figure 2).



L'or fond à 1 064 °C, bout à 2 856 °C. Il est bon conducteur de chaleur et d'électricité.

Figure 2 : les différents couleurs de l'or

I.1.2. Propriétés chimiques

L'or est un élément chimique ayant un symbole chimique Au, de numéro atomique 79 et de masse atomique 197,2. Il existe des isotopes instables, de courte durée de vie, tels que 196Au, 198Au, 199Au. Ces isotopes sont obtenus par transmutation naturelle ou artificielle.

L'or existe sous quatre degrés d'oxydation : +I, +II, +III et +V, ce deuxième et le dernier étant plus rare. Il est le moins électropositif et peu réactif. L'or ne réagit pas avec l'oxygène atmosphérique lorsqu'il est chauffé, ni avec la plupart des solvants. Il est difficilement attaquable par de nombreux produits chimiques, notamment les acides. Il se dissout cependant dans les mélanges de chlorures, de bromures et de certains iodures, ainsi que dans certains mélanges oxydants, dans les cyanures alcalins et dans l'eau régale (mélange des acides chlorhydrique et nitrique). L'or se dissout dans le mercure en formant un amalgame, mais l'or ne réagit pas avec ce dernier.

Les travaux de Romberger, (1986) sur la solubilité de l'or ont montré qu'il est soluble en tant que complexe chloruré dans une solution acide, et comme un complexe bisulfure sur un grand domaine de pH (10 - 14) dans une solution réductrice.

L'or est à l'état natif mais il est presque toujours associé à de quantité variable d'argent ; l'alliage naturel d'or et d'argent est appelé électrum. L'or est sidérophile. Il a également une affinité pour : l'arsenic, le calcium, le bismuth, le silicium et le baryum.

Le tableau 1 ci-après présente les principales combinaisons de l'or avec d'autres éléments

Nom	Formule	Système cristallin	Dureté	Densité	% Au	Couleur	Observation
Or	Au	Cubique	5 à 3	19,3	100	Jaune	
Electrum	AuAg	Cubique	5 à 3	2,5 à 15,5	55 à 80	Jaune pâle	Variant suivant la teneur en Ag
Maldonite	Au2 bi	Cubique	5 à 2	5,46	65	Blanc Argent	Très rare
Calaverite	Au,Ag	Triclinique	2,5	9 à 9,5	39,5	Jaune bronze	
Krennite	(Au,Ag) Te2	Orthorombique	2,5	8,35		Blanc Jaunatre	
Sylvanite	(Au, Ag)Te	Triclinique	1,5 à 2,5	7,9 à 8,3	24,5	Gris acier	
Petzite	(Au, Ag)2 Te	Orthorombique	2,5 à 3	8,7 à 9	18 à 25	Gris à noir	
Magagite	Au2 Pb14Sb 3 e7S17	Orthorombique					

Tableau 1 : Les différents minéraux de l'Or

I.1.3. Métallogénie et gisements d'or à Madagascar

I.1.3.1. Métallogénie

La métallogénie est l'étude de la genèse des minéralisations d'un gîte (somme des processus à l'origine du gîte tel qu'il est observable aujourd'hui).

Les gisements d'or sont typiquement de nature hydrothermale (formé à partir de fluides aqueux enrichis en sel, soufre, et parfois CO2). La métallogénie des minéralisations hydrothermales impose des questions : quelle est la roche source du métal ? Comment a-t-il été extrait de la roche source par la solution hydrothermale ? Comment a-t-il été transporté en solution et se précipité ?

L'or peut se trouver dans trois types d'hydrothermalisme suivant la température de formation (tableau 2): hypothermal, mésothermal et épithermal. Il semble alors que l'or soit en rapport avec l'émanation des granitoïdes qui est à l'origine du filon hydrothermal.

CLASSIFICATION METALLOGENIOUE		Désignations du para genèses des pneumatolitiques-			
METALLOOENIQUE		hydrothermales (Shneiderholm 1949)			
(Raguin, 19	958)				
		Température	Profondeur	Pression	
		(°C)	(m)	(Kg/cm^2)	
Types hydrothermaux :	Hydrothermal				
100°C épithermaux	Telethermal	90	0-300	70	
200°C mésothermaux	Epithermal	90-200	300-1300	70-750	
	Mesothermal	200-300	1000-4000	150-1000	
410°C types	Catathermal	300-700	1000-10000	1000-2500	
hypothermaux					
	Pneumatolytique	370-500	1000 - 10 000	1000-10 000	
Type igné > 600	Pegmatitique	500	1000 - 10 000	1000-10 000	
-pneumatolytique et					
Ségrégation					
pvrométasomatique					
Tvoes sédimentaires					
Détritiques, chimiques,					
organique					
Types dus aux eaux					
d'infiltration non					
thermale					
Gites de cimentation					

I.1.3.2. Gisements d'or à Madagascar

Selon Brgm, (1985), on distingue trois types de gites primaires d'Or selon l'âge de formation à Madagascar :

➢ Gisement primaire

Presque les gisements primaires se situent dans les terrains métamorphiques d'âges précambriens à l'exception des filons barytiques aurifères d'Andavakoera. Ils apparaissent sous formes de veines ou filons quartzeux discontinus ou en minéralisation disséminés dans divers faciès de schistes cristallins. On distingue trois types de gîtes primaires d'or selon l'âge des formations encaissantes : les gisements appartenant au domaine Archéen, les gisements primaires du protérozoïque et les gisements liés à la tectonique permo-triasique.

Les gisements appartenant au domaine Archéen

Les gîtes de l'Archéen sont les plus abondants à Madagascar. La minéralisation se trouve dans un système de veines interstratifiées, concordantes aux foliations des formations métamorphiques. Ces filons sont associés à :

- des séries de roches amphiboliques basiques. Par exemple à Andriamena, Maevatanana,

Alaotra et Mananjary (Ampasary);

- des quartzites à magnétites comme à Andriamena, Maevatanana et Alaotra
- des séries silico-alumimeuses : quartzites, gneiss, migmatites, micaschistes alumineux et souvent graphiteux de type d'Ambatolampy-Andriba et dans la région Ouest d'Antananarivo, série de Sahantaha et de Vavatenina, plus accessoirement séries de Maha et de Vohilava-Ampasary et Sud-Est ;
- des filons péribatholitiques, des stockwerks et une dissémination étendue dans les roches métamorphiques grâce aux intrusions granitoïdes tardives qui affectent localement les faciès précédents. L'interférence des phénomènes intrusifs avec les anciennes séries porteuses constitue la métallotecte le plus favorable.

Les gisements primaires du protérozoïque

Ils sont généralement associés aux faciès à micaschistes ou à quartzite du groupe d'Itremo, transformés soit par un métamorphisme régional soit par un métamorphisme de contact intrusif. Ces gites apparaissent le plus souvent sous forme de disséminations de sulfures aurifères telles que la pyrite, l'arsénopyrite, pyrrhotite... Les deux cas les mieux connus sont : i) la région de Betsiriry, à l'Est de Miandrivazo (Moine, 1971), ii) la région d'Itea, au Sud-Ouest d'Ambositra.

D'autres gisements du protérozoïque sont aussi comme le gisement d'Archéen, dont la minéralisation se trouve dans un système de veines interstratifiées, concordantes dans des formations métamorphiques associés :

- à la série silico-alumineuses constituées par de quartzites, gneiss, migmatites, micaschistes alumineux et souvent graphiteux comme le cas d'Ambatolampy-Andriba, Vatondrangy et dans la région Ouest d'Antananarivo, série de Sahantana et de Vavatenina, et la série de Maha.

- à des roches supracrustales métamorphisées du bloc d'Ikalamavony, constituées par des amphibolites, gneiss quartzofelspathiques et des roches metasédimentaires, cas de Dabolava.

Gisements liés à la tectonique Permo-triassique

Ils se présentent sous forme des filons hydrothermaux à remplissage Quartzo-barytiques de fractures, avec or natif et sulfures associés. Ce type de gisement ne se rencontre que sur la bordure socle-sédimentaire de l'extrémité Nord de Madagascar (Andavakoera et au environ de Betsiaka).

I.3. Généralités sur le corindon

I.3.1. Minéralogie du corindon

I.3.1.1. Caractéristiques

Le corindon est une espèce minérale composée d'oxyde d'aluminium de formule chimique α -Al₂O_{3.} Il appartient à la classe des oxydes avec rapport métal/oxygène = 2/3. Le corindon se cristallise dans le système rhomboédrique de Classe de symétrie -32m, hémimorphie hexagonale. La dureté est de 9 sur l'échelle de Mohs. La densité varie de 4 à 4,1. Il n'a pas de clivages mais de séparation sur {001} et {10-11}. Le corindon est tenace, fragile et cassant et présente une cassure conchoïdale, irrégulier et esquilleuse. Lors de la croissance, les cristaux de corindon sont parfois maclés : macles polysynthétiques et macles par interpénétration. Le corindon est optiquement uniaxe mais parfois il existe des cristaux biaxes en relation avec la présence des macles polysynthétiques (Cesbron, 2002). Le corindon est caractérisé par ses indices de réfraction sont : ng=1,767-1,77 et np = 1,759 - 1,763 avec une faible biréfringence ng - np = 0,008; sa transparence : transparent, translucide, opaque ; sa luminescence : Luminescent, fluorescent. Des inclusions peuvent produire un effet lumineux (astérisme, étoile à 6 branches sur surface polie perpendiculaire à l'axe principal = " saphir étoilé "...). Dans la nature le corindon se présente en plusieurs formes : prismatique, en tonnelet, pseudohexagonal, tabulaire (selon {001}, rhomboédrique, lamellaire. Faces des prismes et pyramides striées parallèlement à {001} et, sur les faces {001}, stries parallèles aux faces du prisme, massifs, grenus, compacts, sableux.



Figure 3 : les différents habitus de corindon

I.3.1.2. Coloration du corindon

Les corindons ont une diversité de couleur (rouge, bleu, jaune...). Les variétés de corindon sont définies en fonction de la couleur. Le rubis désigne le corindon rouge et le saphir désigne le corindon des autres couleurs (souvent bleu, mais aussi jaune, violet, rose). Le très rare corindon orange est appelé « saphir padparadscha ».

L'origine du couleur de corindon est produite par :

- certains ions métalliques (éléments de transition), présents en très petite quantité. Ces ions métalliques sont des impuretés présentes à l'état de " traces " dans le minéral (substitution du site octaédrique de l'aluminium par des éléments-traces comme le Cr, Fe, Ti, V, etc.,), des transferts de charge (Fe₂₊-O-Ti₄₊) et à la présence de "centres colorés" qui correspondent à différents défauts dans la structure du corindon notamment pour le saphir jaune et orangés (Schmetzer et Bank, 1981 ; Fritsch et Rossman, 1988).
- des éléments chromophores qui sont des ions métalliques appartenant aux éléments de transition (Cr, Fe, Ti, V, ...) et (2) les inclusions minérales tels que le rutile, la boehmite, la diaspore, les carbonates, l'apatite, le zircon, etc. les éléments chromophores qui sont des ions métalliques appartenant aux éléments de transition (Cr, Fe, Ti, V, ...) et (2) les inclusions minérales tels que le rutile, la boehmite, la diaspore, les carbonates, l'apatite, le zircon, etc. (Garnier (2003)).
- la substitution dans le site octaédrique de l'Al₃₊ par du Cr₃₊ pour le rubis.
- la présence d'atome de fer et de titane qui se substituent à l'aluminium dans le réseau cristallin du corindon pour le saphir bleu ; pour le saphir jaune et orange par transfert de 3+ charge entre des paires d'ions Fe en substitution dans la structure du corindon et aussi 3+ par la présence de centres colorés ; pour le saphir vert l'existence d'ion Fe en 2+4+ coordination octaédrique

avec des transferts de charge entre des ions Fe et Ti3+ l'existence d'ion Fe en coordination octaédrique avec des transferts de charge entre 2+4+ des ions Feet Ti(Emmet et Douthit, 1993).

Couleur	Origine	Référence
Rouge (rubis)	Cr^{3+} en coordination octaédrique avec contribution mineur de V^{3+} et Fe ³⁺	Harder (1969) Gübelin (1975
Bleu (Saphir)	Transfert de charge Fe^{2+} -O-Ti ⁴⁺ avec influence de transfert de charge Fe^{2+} \longrightarrow Fe^{3+}	Smith et Strens (1976) Schmetzer (1987
Vert	Fe^{3+} en coordination octaédrique coexistant avec un transfert de charge Fe^{3+} Ti^{3+}	Schmetzer et Bank (1981)
Jaune	Transfert de charge O^{2-} Fe^{3+} F e^{3+} et Ti ³⁺ des centres colorés variés, de structure inconnue paires d'ions F e^{3+}	Schmetzer et al. (1982) Nassau et Valente(1987) Schmetzer et Bank (1981) Schiffmann (1981) ; Schmetzer et al., (1983) Nassau et Valente (1987) Ferguson et Fielding (1971)
Orange à brun orangé	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés avec une contribution de Fe ³⁺	Schmetzer et Bank (1981) Schmetzer et al., (1983)

Tableau 3 : l'origine de la couleur du corindon

I.3.1.3. Les inclusions solides et fluides dans le corindon

Les corindons renferment des inclusions solides et fluides. Gübelin et Koivula, (1986) proposent trois types d'inclusion :

- Les inclusions protogénétiques :

Elles sont strictement de nature solide et formées avant la cristallisation du corindon. Leur nature varie suivant les types de gisement de corindon. Le tableau 4 ci-dessous montre le différents types d'inclusions solides dans les corindons.

Inclusion solides	Types de gisement	Références
pyrite, biotite, analcime, calcite	roches intrusives mafiques	Gübelin et Koivula., 1986
Zircon, et soies de rutile	Syénites	Guo et al., 1996
uraninite,ilménorutile,zircon, ferrocolombite, uranpyrochlore	basaltes	Saminpanya 2000
calcite, spinelle, feldspath, fluorite phlogopite, uranothorianite, zircon,	Skarns	Schwarz et al., 1996
hématite, vermiculite	roches ultrabasiques	Solesbury 1967, Peretti et al., 1990
calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, rutile, soufre, diaspore	marbres	Hänni et Schmetzer, 1991 ; Smith et al., 1997
rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline, feldspath, grenat	gneiss, granulites, charnockites	Simonet, 2000 ; Saminpanya, 2000
zircon, rutile, anorthite, spinelle, ilménite	pyroxénites, métagabbros	Rakotosamizanany, 2003, 2009

Tableau 4 : Les différents types d'inclusions solides dans les corindons

- Les inclusions syngénétiques

Elles sont essentiellement de nature fluide et se développent durant la croissance minérale. Ce sont des inclusions fluides primaires, pseudo-secondaires et secondaires. L'inclusion de fluide primaire est généralement de grandes tailles (100 à 500µm), isolées et de formes variables (Shepherd et al, 1984). Certaines formes sont celle de la forme du cristal hôtes (dite forme en cristal négatif). Elles sont formées sur l'imperfection du minéral lors de la précipitation. L'inclusion pseudo-secondaire sont plus petites que les inclusions primaires (10 à 100µm) et possèdent des formes variables et formées sur la microfracture qui peuvent affecter le minéral durant la croissance. Les inclusions fluides secondaires sont piégées après la cristallisation du corindon et formées le long de fracture et aussi le long de macle. L'inclusion contient: un gaz carbonique CO2 observé dans des corindons de gisements du Sud de Madagascar (Rakotondrazafy et al., 1996 ; Ravolomiandrinarivo et al., 1997), de la Tanzanie et du Kenya (Mercier et al., 1999), un H2O et parfois un solide (sels).

- Les inclusions épigénetiques

- Elles peuvent être de nature solide ou fluide et piégées pendant ou après la cristallisation du cristal. Les inclusions fluides piégées sur des zones de fractures développées au cours de la

croissance du minéral et qui ne recoupent pas l'ensemble du cristal sont appelées « pseudo secondaires » ; les inclusions piégées sur des plans de fractures postérieurs à la croissance du cristal sont appelées : inclusions secondaires.

I.3.2. Les gisements de corindon de Madagascar

D'après Giuliani et al. (2007), les gisements primaires et le gisement secondaires sont rencontrés à Madagascar (figure 3). Les gisements primaires qui se divisent en deux types :

- Gisements magmatiques, associés à des « syénites", des pegmatites et des xénolites de clinopyroxénites en enclaves dans des basaltes alcalins
- Gisements métamorphiques, et/ou associés à la métasomatose alcaline qui s'est développée lors de l'interaction de fluides sur différentes roches précambriennes (gneiss, roches mafiques et ultramafiques, marbres et roches calco-silicatées, cordiéritite).

Les gisements secondaires, suivant leur environnement géologique, trois types de gisements sont distingués :

- gisement sédimentaire avec les paléoplacers détritiques des formations triasiques de l'Isalo,
- gisement 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 Vatomandry sur la bordure Nord-Est,
- gisement d'origine inconnue pour le gisement d'Andilamena (Giuliani et al. (2007).



Figure 4 : gisements de corindon de Madagascar modifiée (Milisenda (1996) ; Andriamamonjy (2006)

1= Anivorano Nord, 2= Ambondromifehy, 3=Nosibe, 4=Antalaha, 5=Ambohimitsinjo,
6= Sahamanezo, 7=Andilamena, 8= Anivorano, 9=Ambohitrafenitra, 10=Ankorabe,
11=Vatomandry, 12=Faratsiho, 13=Antsahanandriana,14=Mandrosohasina15=Soamiakatra
16=Soamiakatra, 17=Tsivalano, 18=Ambalantenina, 19=Marovato, 20= Miarinarivo, 21=Zazafotsy,
22=Sakalalina, 23=Sahambano, 24=Ambinda-Ihosy, 25=Ilakaka, 26=Ilakaka,27=Sakaraha,
28=Ianampera, 29=Ambatomena, 30=Andranondambo, 31= Bazaribe, 32=Fenoarivo, 33=Fotadrevo,
34= Vohitany.

Gisements primaires

***** Gisements magmatiques :

• Gisement basaltique

Les exemples les plus connus sont les gisements basaltiques de Soamiakatra de la région d'Antanifotsy (Lacroix, 1922 ; Rakotosamizanany, 2003). Les rubis se trouvent des enclaves de pyroxènites foncés et le métagabbro dans des basaltes alcalins. Ils ont de petite taille et de forme tabulaire et associés à du clinopyroxène, du grenat, de la scapolite et de l'amphibole (Rakotosamizanany, 2003). Le rubis renferme de rutile, de calcite, du plagioclase, de mica ou des minéraux opaques. Les roches à corindons se forment à de température autour de 1100°C à 1114°C et des pressions comprises entre 11Kbar à 20Kbar (Rakotosamizanany 2003).

• Syénites

En 1922, Lacroix a signalé la présence de gisements de syénite à corindon dans la région d'Ambohitrafenitra-Beforona. En 2002, des gisements de rubis ont été découverts en 2002 dans la région d'Ihazomena à l'Est d'Ambalavao et leur origine semblerait liée à des syénites.

* Gisements métamorphiques :

• Le gisement du Sud de Madagascar

Sahambano au Nord-Est d'Ihosy

Les gisements de corindons se trouvent dans le domaine granulitique d'âge Précambrien (Ralantoarison et al., 2006). Ils se présentent sous forme de lentilles de gneiss feldspathiques encaissées dans les leptynites à grenat et associée des cisaillements (Madison Razanatseheno et al, 2005). Les faciés minéralisés sont formés par deux zones : une zone à gneiss feldspathique à saphirine et grenat renfermant des saphirs roses et rouges ; une zone à biotite provenant de de la circulation metasomatique et contenant de saphirs multicolores. Ces deux sont recoupés par des pegmatites. Les paragenèses minérales sont formés par : corindon, feldspath potassique, biotite, plagioclase, sillimanite, spinelle et des minéraux opaques.

- Sakena au Nord-Est d'Ihosy et Vohidava Ampandrandava

Dans ces régions, les indices de corindon se présentent sous forme de lentille de faibles puissances entourées par des bandes épaisses de phlogopitites metasomatiques. Les sakénites sont des roches plagioclasiques à corindon, spinelle et saphirine provenant de la région de Sakena, au Nord-Ouest d'Ihosy (Lacroix, (1941). Ces types de roches sont présents dans d'autres régions : Vohidava et Ampandrandava (Rakotondrazafy, (1992). Ils sont formés par du corindon (bleu-vert), de l'anorthite, du clinopyroxène ou de l'amphibole, de la saphirine, avec ou sans phlogopite, spinelle, kornérupine et musgravite (Rakotondrazafy, (1999). 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).

- La région d'Ambinda-Ranotsara, à l'Est d'Ihosy

Un indice de corindon se trouve au niveau de la colline d'Ambohitrampela dans des gneiss feldspathiques à saphirine, à cordiérites et à grenat (Kiefert et al., (1996)).

- Ejeda-Fotadrevo-Vohitany

Selon, Besairie (1956), Schmetzer (1986) Nicollet (1990) et Mercier et Al., des gisements de rubis appartiennent au système de Vohibory. Ils ont associé aux complexes basiques et ultrabasiques métamorphisés dans le faciès granulite. Les faciès minéralisés sont des amphibolites et des veines d'anorthosites (Nicollet (19986) et Mercier et Al. ;(1999)). A Vohitany, il existe de gisement de rubis qui sont constitués par des amphibolites et pegmatites potassiques recoupées par des stokwerks calciques.

- Ambatomena, et Ianakora dans le district de Betroka

Ambatomena, les rubis se trouvent dans des cordieritites et pyroxenites qui sont encaissés par des gneiss à cordierite. Ianakora, des indices de saphir ont été découverts en 1986 par Salemo (1992). La roche minéralisée est une cordiérite à saphir.

- Le gisement d'Andranondamabo

Les gisements de corindon d'Andranondambo sont des skarn qui se rencontrent dans le groupe de Tranomaro métamorphisés dans le faciès granulite durant l'événement Panafricain (Paquette et al., (1994) ; Rakotondratsima 1983 ; Moine et al., (1985)). Ils renferment de plagioclasites riche en anorthite, corindon et hibonite (Rakotondrazafy ,(1995) ; Rakotondrazafy et al ., (1996). Les gisements d'Andranondamabo sont formés au cours de deux stades metasomatiques qui se développent à des conditions thermobarométriques (stade 1 : T=850°C et P= 5kbar ; stade 2 : T= 800°C et P=3kbar) (Rakotondrazafy et al., (1996)).

- Le Gisement de Vatondrangy

Il est signalé par Lacroix en 1922. Le faciès minéralisé est un micaschiste à corindon. Ce gisement seront développés en détail en chapitre III.

CHAPITRE II : MATERIELS ET METHODES

II.1. Matériels

II.1.1. Localisation de la zone d'étude

> Localisation

La zone d'étude se trouve à l'extrémité sud de la commune d'Antsampandrano, district d'Antanifotsy, Région Vakinakaratra, et à l'extrémité Nord de la commune de Miarinavaratra, district de Fandriana, Région d'Amoron'i Mania, de coordonnées laborde X= 500000-530000m et Y= 640000-670000m.



Figure 5 : Carte de localisation de la zone d'étude (Source BD 500)



> Voie d'accès

On y accède par la route nationale (RN 7, Antananarivo-Ikelikampona (250Km)), puis par la RN 41 jusqu'à Fandriana (45 km) et après par une piste de 35km en passant par Miarinavaratra pour atteindre la chaine de Vatondrangy.

Climat et végétation

Elle présente un climat tropical humide. La couverture végétale est formée surtout de savane herbeuse avec par endroit de touffes d'eucalyptus. Le sol, est de type ferralitique, de couleur rouge et jaune prédomine.

➤ La population

L'agriculture et l'orpaillage constituent les principales sources de revenus de la population. Ce dernier est surtout pratiqué en saison sèche dans la rivière de Fisakana affluant de la Mania.

II.1.2. Matériels utilisés

Pour amener à bien notre étude, nous avons utilisés divers matériels :

- Les cartes géologiques et topographique (1/100 000) (figure 6) pour connaître la lithologie qui domine le secteur,
- Le GPS pour déterminer la position des formations et pour se repérer,
- Le marteau pour collecter des échantillons,
- La boussole «chaix » pour mesurer la direction et le pendage des affleurements,
- Les sacs à échantillon et des journaux pour conserver les échantillons
- Une bande collante et marqueur pour marquer les références pour chaque échantillon,
- Un carnet de terrain pour enregistrer toutes les données obtenues sur terrain,



Figure 6 : Carte géologique de la feuille de Miarinavaratra P50, (Welter G. et Razafimanatsoa, (1959))



Figure 7 : Carte géologique de la zone d'étude extrait de la carte P50 Welter G. et Razafimanantsoa(1959).

II.2. Méthodologie

L'organigramme ci-dessous montre la méthodologie adoptée pour la présente étude.



Figure8 : organigramme de la méthode d'approche pour la zone d'étude

II.1.2.1. Compilation bibliographique

- Il s'agit de :
 - Compiler toutes les données bibliographiques, des travaux antérieurs et consulter des sites internet concernant la géologie et la métallogénie de la zone d'étude.
 - Collecter des cartes topographiques et géologiques à l'échelle 1/100.000è de la feuille de Miarinavaratra P50.

Elles ont donné préalablement des informations pour la réalisation des études sur terrain.

II.2.2. Travaux de terrain :

Les travaux de terrain ont duré 20 jours. Pendant ces travaux, on a fait des échantillonnages systématiquement de toutes les formations géologiques, des gisements et des indices (or et corindon) rencontrés (21 échantillons), (figure9) et des mesures de foliations, de linéations minérales, et axes de plis.



Figure 9 : Carte d'échantillonnage

II.2.3. Travaux de laboratoire <u>Confection en lame mince</u>

On a réalisé la confection des lames minces polies à partir des échantillons sains au laboratoire de Science de la Terre et de l'Environnement, l'université d'Antanarivo. 8 lames minces ont été fait pour cette étude. Ils sont destinés aux observations microscopiques pour l'étude pétrographique et pétrologique.

La réalisation de ces 8 lames minces suit les étapes suivantes :

- Sciage de la roche à la scie diamantée, fabrication du sucre
- Le collage de l'échantillon sur plaque de verre
- Le sciage de la préparation à environ 1 mm
- La mise à l'épaisseur de la lame mince





Figure10 : Etapes de la confection des lames minces en laboratoire et observation Rodage de surface à coller(a), Sciage, (b) dégrossissage et (c) observation microscopique

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATION
III.1. Pétrographie et pétrologie de la zone d'étude

III.1.1. La chaîne de Vatondrangy

La chaîne de Vatondrangy est constituée principalement par la migmatite granitoïde qui est une roche de couleur claire et sombre, foliée estompée, à grain grossière. Elle est associée à de charnockite et quelquefois couverte par des micaschistes et des quartzites sur la bordure. Le leucosome est constitué par le quartz et feldspath sous forme de filon plissé et le neosome est formé par la biotite. Près de la bordure de la chaine, il existe des apports de feldspath important (figure 11).

Au microscope, la migmatite granitoïde montrant une structure granoblastique. (Figure 12). L'association minéralogique est constituée par :

- Quartz 40-30% à extinction complexe, xenomorphe, et gris en LPA ;

- Feldspath 50%-60% du type microcline caractérisé par sa macle quadrillée ;

- Biotite 20%-30% en cristaux subautomorphe, de couleur brun en lumière polarisant.

La migmatite granitoïde est considérée comme résultat des actions métamorphiques qui affectent la totalité du socle cristallin et qui se manifestent par une migmatisation et par des larges zones de granitisation durant les cycles 550- 485MA. Ce cycle se poursuit par un venu pegmatitique concordant à la foliation de micaschistes à deux micas et au gneiss à biotite.



Figure 11 : Macrophotographie de migmatite granitoïde ; X : 20°04'21" ; Y : 047°23'57" ; Z : 1956m
a) : avec des apports des feldspaths potassiques
b) : avec de leucosome et melanosome en B



Figure 12 : Microphotographie de migmatite granitoïde,
a) : Sous LN (Objectif ×5)
b) : Sous LP (Objectif ×5)



Figure 13 : Photo montrant la migmatite granitoïde au centre de la chaine

III.1.2. Les formations environnantes

III.1.2.1. Les roches métamorphiques

> Micaschistes

Ce sont des roches superficiellement altérées, claires, foliées, généralement de couleur violacées. Ils renferment de veines de quartz plissés, boudinés et de pegmatite parfois de gros grain (figure 8). En général, les micaschistes sont riches en biotite et par endroit ils sont très riches en

feldspaths avec de corindon de grande taille et leur aspect semble comme un gneiss (figure 14). Les assemblages minéraux sont constitués par de biotite, sillimanite, muscovite, graphite, corindon et grenat.

Au microscope, le micaschiste présente une structure granolepidoblastique (figure 15). Elle est constituée par :

- microcline 80 à 85 % reconnu par son clivage quadrillé.
- Biotite 20 à 25% présente en cristaux subautomorphes, pleochroique brun rouge à jaune.
 En LPA la biréfringence est moyenne marron du second ordre.
- Muscovite 1à 2%., relief fort, clivage très bien marqué, teinte vert vive pure du second ordre.
- Sillimanite 5% à 10% en fines aiguilles, incolores, clivage facile et à relief moyen. En LPA, la biréfringence est faible et sa teinte de polarisation est orange de la fin du premier ordre.
- Corindon 2% à 5% incolore teinté en bleu et jaune, rouge et isotrope en LPA.



Figure 14 : Macrophotographie de micaschiste avec des pegmatites altérées ;

X : 20°07'40" ; Y : 047°26'06" ; Z : 1660

- a) Et micaschiste riche en feldspath
- *b)* Avec de corindon de grande taille (B)



Figure 15 : Microphotographie de micaschiste à deux micas,

a) : sous LN, (Objectif ×5)

b) : en LP (Objectif \times 5)

> Migmatites oeillés

Ce sont des roches leucocrates à grain moyennes, et grossières. Les migmatites oeillés sont caractérisées par la foliation estompée, marquée par l'abondance des yeux de « microcline » de forme arrondie, étiré, et de taille moyenne 2cm et quelques fois de très grande taille 10cm (figure 16). Les paragenèses minérales sont formées par le microcline, la biotite et le quartz.

Sous microscope, la migmatite oeillé présente une structure porphyroblastique. Elle est constituée par de :

- Feldspath potassique (60-70%) du type microcline caractérisé par sa macle quadrillée et qui se présente sous forme de cristaux xenomorphes.
- Quartz (30-40%) en petits cristaux xénomorphe à extinction roulante à relief faible, teinte gris du premier ordre en LPNA.
- Biotite (3%-5%) en cristaux xenomorphe, pleochroique, clivage parfait et extinction droite.



Fugure16 : Macrophotographie de migmatite oeillée ; X : 20°07'40" ; Y : 047°26'06" ; Z : 1660m



Figure 17 : Microphotographie de migmatite oeillée, a) : Sous LN b) : Sous LPA

> Charnockite

C'est une roches fragile, leucocrate, foliée et à grain grossière. Elle est associée à la chaine de Vatondrangy. Les minéraux constitutifs sont : quartz, biotite, feldspath et hypersthene, qui confèrent à la roche une couleur jaune cassonade.



Figure 18 : Macrophotographie de charnockite ; X :20°04'45" ; Y :047°24'05" ; Z : 2028m

> Quartzites

Ce sont des roches claires et aspect gras, très fracturé à grain moyen. Il affleure en banc et constitue la crête de la topographie de terrain de la région comme un excellent repère de la tectonique. Ils sont constitués essentiellement par de quartz et dans quelques endroits tels qu'Analasarotra avec de magnétite. Selon la composition, on observe dans ce secteur deux types de quartzites : les quartzites et le quartzite à magnétite.



Figure 19 : photo montrant le quartzite sur le flanc Sud-Est d'Analasarotra $X: 20^{\circ}04'08''; Y: 047^{\circ}24'40''; Z: 1877m$

> Gneiss à biotite

C'est une roche de couleur sombre, folié, en général de direction N190. Parfois, il existe des pegmatites concordant à la foliation de cette roche. (Figure 19). Le gneiss à biotite est souvent intercalé avec les micaschistes. Les paragenèses minérales sont des biotites en paillette très abondant, de sillimanite, microcline et quartz.

Au microscope, il présente une structure granolepidoblastique (figure 20). Les para genèses minérales sont constitués par des :

- biotites 70% en cristaux xenomorphe, pleochroique, clivage parfait et extinction droite
- sillimanite 5 % en aiguilles, clivage facile
- microcline caractérisé par son macle quadrillé et qui se présente sous forme de cristaux xenomorphes et renferme de biotite.



Figure 20 : Macrophotographie de gneiss à biotite avec filon de pegmatite concordant à la foliation ; X : 20°04'51" ; Y : 047°29'54" ; Z : 1781m



Figure 21 : Microphotographie de gneiss à biotite, a) : Sous LN (Objectif ×20).

b) : Sous LPA (Objectif $\times 20$).

III.1.2.2. Les roches magmatiques

Granites filoniens

En général, ils recoupent les micaschistes et la chaine de Vatondrangy. Leur couleur est leucocrate et quelquefois rose qui est due à l'abondance des feldspaths potassiques qui est très développé au sud d'Andrefanjaka (figure 22). Au pic de Vatondrangy, ce granite présente des veines orthogonales (figure 17). La structure est généralement grenue. Les granites renferment souvent d'enclaves des biotites marquant son caractère intrusif. Les minéraux essentiels constituants sont : quartz, microcline et biotite. Le minéral accessoire est la pyrite qu'on trouve au Sud d'Andrefanjaka.

Au microscope, le granite filonien montre une structure grenue (figure 23).

Il est constituée par :

- quartz (30%-40%) sous forme de cristaux xenomorphe, limpide au LN et de teinte blanche de premier ordre en LNA ;
- Muscovite 1 à 2% en cristaux xenomorphes, bleu en LPA.
- de feldspath potassique (50%-60%) de type microclinique et oligoclase, qui se présente sous forme de cristaux xenomorphe ;
- biotite (20%-30%) en cristaux subautomorphe, pleochroique, clivage parfait et extinction droite.



Figure 22 : Macrophotographie de granite filonien

a) : A pyrite au Sud du village d'Andrefanjaka ; X : 20°05'39" ; Y : 047°29'10" ; Y : 1761m

b) : granite du Vatondrangy ; X : 20°05'11" ; Y : 047°30'50" ; Z : 1905m



Figure 23 : Microphotographie de granite filonien, a) : Sous LN b) : Sous LPA

> Pegmatites

Dans le secteur d'étude, les pegmatites sont abondantes mais de faible puissance. Elles sont en générales de couleur blanche, intercalées dans le micaschiste et gneiss. Les pegmatites renferment d'améthyste et le cristal de roche à l'Est du village d'Andrefanjaka, de quartz rose au pic Analasarotra, de beryl Ambohimilemaka et de lentilles de quartz carrié à Ankazondrano et Analasarotra qui a donné ces exploitations aurifères. Les pegmatites sont concordantes à la foliation de micaschistes et gneiss et souvent altérés.



Figure 24 : Macrophotographie de pegmatite concordant dans le micaschiste à deux micas altéré ; $X: 20^{\circ}06'55"; Y: 047^{\circ}26'00"; Z: 1829m.$

➤ Gabbro

Le gabbro se trouve au sud de la chaine de Vatondrangy et s'affleurant sous forme de boule éparpillé au milieu de foret. Il a de structure grenue et de couleur melanocrate. Sa composition minéralogique est formée par les plagioclases et hypersthènes qui occupent les interstices.

Sous microscope, il présente une structure granulaire et constitué par :

- Plagioclases sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, macle polysynthétiques ;
- Pyroxènes de types hypersthène, en cristaux xenomorphe, couleur beige et verdâtre,



Figure 25 : Macrophotographie de gabbro ; X : 20°05'23" ; Y : 047°32'11" ; Z : 1657m



Figure26 : Microphotographie de gabbro,a) : sous LN (Objectif ×5)b) : Sous LP (Objectif ×5)

➢ Le basalte

C'est une roche melanocrate, à grain fin. Le basalte s'affleure en filon au Nord-Ouest de la chaine de Vatondrangy.

Sous microscope, l'échantillon est constitué par des olivines, plagioclases, pyroxène (Figure 27



Figure 27 : Microphotographie de basalte finement grenu ; $X : 20^{\circ}01'09''$; $Y : 047^{\circ}27'14''$; Z : 1822

a) : sous LN (Objectif ×20)

b) : sous LPA (Objectif ×20)

III.1.2.3. Les formations récentes

> L'alluvion

L'alluvion et constituée par des sables, argiles, et des galets de quartz arrondis de taille centimétrique à décimétrique. Elles se rencontrent au niveau de vallée sillonné par des méandres et sur les pentes au niveau très élevés.



Figure 28 : Photo montrant l'alluvion dans la rivière d'Ankazondrano ; $X: 20^{\circ}05'01''; Y: 047^{\circ}24'46''; Z: 1685m$

III.2. Minéralisation en or

L'or dans la région Miarinavaratra-Fandriana est connu et exploité depuis l'époque coloniale. Les données de l'or sont rattachées à celles de la région d'Ambositra. L'exploitation de la région d'Ambositra a débuté en 1884 avec 4kg. La production atteignait 100Kg en 1889. De 1901 à 1921, on extrait 13,4 tonnes d'or. Une grande diminution est enregistrée à partir de 1917 à cause de départ des orpailleurs vers le graphite. Le gisement d'or est situé surtout dans le Fisakana (Miarinavaratra). Il est la région le plus riche en or (Bésairie, 1961).

Le mode d'exploitation d'or actuel pratiqué par la population locale est l'orpaillage. Dans les gites secondaires, les orpailleurs descendent dans les rivières et creusent jusqu'au niveau du gravier ou bedrock. La récupération des grains d'or se fait par lavage à la bâtée. Dans les gites primaires, Ils suivent les filons de quartz et les enlèvent en creusant des grands tunnels sub verticaux ou inclinés de taille 80 X 50 cm. Après le prélèvement des filons, ils les emportent hors du tunnel pour le broyage sur roches dures appelées « FATANA » et ensuite lavé à la batée pour séparer l'or.

III.2.1. Gisement d'Ankazondrano

C'est un gisement primaire qui se trouve au Sud-Ouest de la chaine de Vatondrangy. L'or est exploité dans une pegmatite à filon de quartz aurifère encaissé par un micaschiste à deux micas. La biotite est très abondante dans la roche. La pegmatite est en général de couleur blanche et concordante à la foliation du micaschiste à deux micas. Elle est constituée par de feldspath en abondance, de quartz, et des sulfures.



Figure 28 : vue générale de gisement d'Ankazondrano ;X : 20°04'50". ; Y : 047°30'24" ; Y : 1936m

- a) : carriere d'Ankazondrano
- b) : puits minier
- c) : Lankatany
- d) : Batée
- e) : micaschiste à deux micas et pegmatite qui contient la lentille de Quartz aurifère, lentille de quartz aurifère broyé

III.2.1. Pétrographie de roche encaissante

La roche encaissante du corps minéralisé (pegmatite à lentille de quartz) est le micaschiste à biotite et muscovite. Le micaschiste à deux micas est en général altéré mais quelquefois la foliation est encore visible de direction NE- SW. Sa couleur est sombre. Les paragenèses minérales sont constituées par de sillimanite, biotite, muscovite, grenat et de microcline. La biotite est très abondante dans la roche marquant le faciès metasomatique qui indique le métamorphisme hydrothermal. Selon les paragenèses minérales (sillimanite, biotite, muscovite, grenat et de microcline), la roche encaissante appartient au faciès amphibolite (Nicollet, 2010).

III.2.1.2. Faciès minéralisés

Le faciès minéralisé est une pegmatite à lentille de quartz, interstratifié dans la roche encaissante formée par le micaschiste à deux micas. La pegmatite est concordante à la foliation de micaschiste à deux micas ce qui explique qu'elle est formée en même temps avec la foliation de la roche encaissante. Les paragenèses minérales associées aux minéralisations sont : le quartz, le feldspath, la pyrite et chalcopyrite. L'or n'est pas visible à l'œil nu.

III.2.2. Gisement d'Analasarotra

Le gisement d'Analasarotra se trouve à l'Ouest de la chaine de Vatondrangy. L'or est exploité également dans une pegmatite à lentille de quartz encaissé par des quartzites. Elle est de faible puissance. Sa couleur est blanche, quelquefois jaune, marron, due à l'altération des minéraux accompagnateurs de l'or.



Figure29 : *gisement d'Analasarotra* ; *X* : 20°01'51" ; Y: 047°30'49" ; Z : 1886m

- a) : vue général de la carrière
- b) : roche encaissante formée par le quartzite et micaschiste à deux micas
- c) : pegmatite dans le quartzite à magnétite
- d) : Quartz aurifère altéré.

III.2.2.1. Pétrographie de roche encaissante

La roche encaissante est de couleur blanche en général. La taille de grains est moyenne. Le quartzite à magnétite est constitué essentiellement de quartz, avec de magnétite, et quelquefois avec tourmaline noire. Du point de vue métamorphique, il appartient au faciès amphibolite (Nicollet, 2010).

III.2.2.2. Faciès minéralisés

Le faciès minéralisé est une pegmatite à lentille de quartz, inter stratifié dans la roche encaissante formée par le quartzite à magnétite. La pegmatite est concordante à la foliation de quartzite à magnétite ce qui explique qu'elle est formée en même temps avec la foliation de roche encaissante. Elle est composée de quartz, feldspath, biotite, muscovite, comme dans la pegmatite interstratifiée dans le micaschiste à deux micas. Les paragenèses minérales associées aux minéralisations sont : le quartz, le feldspath, la pyrite et chalcopyrite. L'or n'est pas visible à l'œil nu.

III.2.3. Genèse du gisement d'or d'Analasarotra et Ankazondrano

Comme la plupart de la minéralisation en Or dans le domaine d'Antanarivo, la genèse de l'or d'Analasarotra et Ankazondrano est lié à des orogénèses : i) l'orogénèse Shamvaienne (2600Ma) qui a entrainé le plissement intense et métamorphisme de deux systèmes stratigraphiques (Graphite et Vohibory). ii) l'orogénèse panafricaine 550Ma, caractérisé par des retrométamorphismes dans le faciès amphibolite de faciès granulite antérieurs par de phénomène migmatisations et granitisation par de large zone qui est à l'origine de la formation de la chaine de Vatondrangy constituée des migmatites granitoïdes. Ce phénomène de migmatisation se poursuit par une venue pegmatitique qui aurait libéré des fluides hydrothermaux responsables de la remobilisation de l'or selon la réaction cidessous (présentée par Seward (1984)) et la reconcentration par cristallisation de l'or avec les sulfures et le lentille de quartz dans une venue pegmatitique concordant au schistes cristallins (micaschistes à deux micas et quartzite).

Réaction présentée par Seward (1984) :

 $Au(HS)-2(aq) + H+ (aq) + 0.5H_2(aq) = AuO(précipité) + 2 H_2 S$



Figure 30. Processus de mise en place de la minéralisation en Or autour de la Chaine de Vatondrangy

III.3. Minéralisation en corindon

Des nombreux gisements sont connus depuis longtemps dans cette région. Les premiers furent découverts en 1900 dans la vallée de Sakaleona et fournirent les premiers échantillons de corindon en France. En 1906, Dabren a signalé sous le nom de corindon industriel des produits des quelques gisement de Sakaleona et de gisement de gisement de Fisakana y compris le gisement de Vatondrangy. De 1910 à 1913, ce corindon est utilisable pour l'industrie des abrasifs donna lieu à des nombreuses exploitations dans le Fisakana, qui faisait de ce pays un des principaux producteurs des corindons à Madagascar. Au cours des exploitations des corindons industriels, des corindons transparents comme gemme ont été trouvés accidentellement à Anketrana et Sakaleona. La difficulté de ces transports joints à des concurrences étrangères entrainent la fermeture des toutes les exploitations. Les corindons sont trouvés qu'en alluvions ou éluvions au cours de l'exploitation aurifères.

L'ancienne exploitation dans le Fisakana n'a guère porté que sur le gisement alluvionnaires et éluvionnaires. Celle-ci se faisait par simple ramassage à la main des cristaux disséminés à la surface du sol (éluvions) ou par lavage d'alluvions riche à proximité des gisements en place comme la mode d'exploitation utilisé par la population locale d'aujourd'hui. Le gisement de Vatondrangy fournit 522T (1913-1929)) selon la documentation sur le corindon à Madagascar.

III.3.1. Gisement de Vatondrangy (gisement d'Andrefanjaka) III.3.1.1. Pétrographie et pétrologie de la roche encaissante

Le corindon se présente en phénoplastes dans un micaschiste plissé, superficiellement altérés, de couleur sombre au contact de filon de pegmatite et filon de quartz plissé (figure). Ce plissement est dû à l'injection de la pegmatite et du filon de quartz. Ils sont associés à des micaschistes à graphite et gneiss à biotite. Les paragenèses minérales sont formées par de biotite prédominant, de feldspath potassique (FK) du type microcline, muscovite, sillimanite, grenat et corindon. En générale la roche est très riche en biotite. Il est riche en feldspath quand il est proche de pegmatite et de l'intrusion granitique et le corindon est de corindon de grande taille.

Au microscope, près du contact, le quartz est absent dans la roche, et le corindon est entouré de microcline qui signifie la feldspathisation de micaschiste.

En ce qui concerne le métamorphisme, le faciès cornéen est absent. Les associations minérales : biotite, sillimanite, microcline qui indiquent le métamorphisme amphibolite dans le faciès métamorphique de Nicollet (2010). Le métamorphisme de contact ne joue alors qu'un rôle

secondaire, il entraine une métasomatisme. Le faciès métasomatique est marqué par l'abondance de la biotite dans la roche.

Les corindons se présentent en cristaux automorphes (généralement en primes hexagonaux), de taille variable (millimétrique à centimétriques), de petite taille dans le micaschiste riche en biotite, et de grande taille dans le micaschiste riche en feldspath Ils sont des couleurs multiples : rouge violacé, marron.



Figure31 : Macrophotographie de micaschiste à corindon ;
X : 20°05'07" ; Y : 047°31'01" ; Z : 1741m
a) Corindon automorphe disséminé dans le micaschiste riche en feldspath

b) : pauvre en Feldspath.



Figure 32 : Filon de quartz au contact de micaschiste à biotite riche en corindon $X : 20^{\circ}05'07''$; $Y : 047^{\circ}31'01''$; Z : 1741m



Figures 33 : diagramme montrant les facies métamorphiques en fonction de T° et P° (Nicollet 2010). Point rouge : secteur d'étude

III.3.1.2. Genèse

Au début, il y a le sédiment hyper alumineux. Après, ce sédiment est métamorphisé par l'orogenèse de Shamvaienne (3000-2600MA) en formant le schiste cristallin du groupe d'Ambatolampy. Ensuite, ce dernier est remétamorphisé par l'orogenèse de 550MA par un phénomène de migmatisation, granitisation par de large zone et qui se poursuit par des venues pegmatitiques concordant aux schistes cristallins.

Comme, après la cristallisation de pegmatite persiste toujours de fluides hydrothermaux des très hautes températures. Ces fluides hydrothermaux ont metasomatisé les roches hôtes de corindon.

L'étude sur terrain montre le contact entre la roche hôte du corindon et filon de quartz et pegmatite et la prédominance de biotique dans la roche hôte du corindon. L'observation microscopique du micaschiste feldspathisé montre l'absence de faciès cornéen et de quartz dans la roche, ce qui indique que le métamorphisme de contact ne joue que de rôle secondaire, il entraine un métamorphisme métasomatique.

La pegmatite est considérée comme le dernier terme de migmatisation (orogénèse panafricaine 550MA) qui est à l'origine des fluides interagis avec les ces roches hyperalumineux. L'interaction entre ces fluides et roches hyperalumineux entrainent la formation de la silimanite par une réaction de désilisification où la silimanite pompe la silice dans le micaschiste.

Le reste de l'alumine cristallise en corindon. La sillimanite est un satellite habituel du corindon dans ce type de gisement. L'observation microscopique le montre que le quartz est absent dans la roche.

La condition géothermobarométrique de formation des corindons soit normalement dans le faciès granulite mais la circulation de ces fluides à très haute température provenant de la granitisation qui a augmenté l'abondance des micas dans les micaschistes a permis la cristallisation de corindons dans le micaschiste. Il appartient au faciès amphibolite de Nicollet (2010). Le corindon, qui a au lieu d'être millimétriques comme dans les roches métamorphiques normales.

CHAPITRE IV. DISCUSSION

DISCUSSION

La chaîne de Vatondrangy s'étend sur une superficie environ 10Km². Elle est formée par de migmatites granitoïdes de couleur claire en général. Son aspect semblant comme de granite mais elle présente de foliation marqué par les minéraux ferromagnésien tel que les biotites et l'amphibole, le vestige de la roche originelle. Elle présente aussi des plis même microplis formé par le quartz et le feldspath alcalin blancs et rose. En général, la migmatite granitoïde est à grain grossier et qui est constitué par des bandes des biotites ou de l'amphibole et lits des quartzs et de feldspath alcalins rose à blanc. La chaine semble affecter par le phénomène de migmatisation lié à l'orogénèse panafricaine de 550Ma sur l'ensemble de Madagascar. Près d'Andrefanjaka, particulièrement au Sud-Est de la chaine, au milieu et Nord-Est de la chaine, il existe de quartzite et de micaschiste comme le résidu de la migmatisation.

La minéralisation en Or d'Analasarotra, d'Ankazondrano à la bordure Ouest de la chaine de Vatondrangy se rencontre dans la lentille de quartz au sein de pegmatite, concordant, interestratifié dans le micaschiste à biotite et quartzite. L'or est associé à des sulfures. Il semblerait que l'or est remobilisé par des fluides associés à des pegmatites et après il se cristallise avec ces derniers.

La pegmatite, roche hôte de l'or dans ce secteur est liée aux migmatites granitoïdes provenant de le migmatisation par l'orogenèse de 550 MA. Bésairie et Lacroix étaient considérés comme le dernier terme de la migmatisation. Mais il est possible aussi que la pegmatite soit liée au granite filonien.

En conclusion, la minéralisation en or d'Analasarotra et d'Ankazondrano appartient au type orogénique ; lié à la formation de la chaîne de Vatondrangy.

Le gisement de corindon d'Andrefanjaka se présente sous forme phénoblaste dans le micaschiste à biotite au contact de filon de quartz environ 1m d'épaisseur. Le corindon se trouve dans le faciès metasomatique (micaschiste très riche en biotite) et dans le micaschiste très riche en feldspath (micaschiste feldspathisé) semblable au gneiss où ils sont associés au grenat, silimanite, muscovite et microcline. Les corindons se présentent en cristaux automorphes prismes hexagonales de taille millimétriques à centimétriques. Leur taille est plus grande dans le micaschiste riche en feldspath. Sa couleur est rougeâtre, marron et bn. La genèse est liée à la circulation des fluides à très haute température dans le micaschiste. La circulation des fluides est responsable de la feldspathisation des micaschistes, et l'augmentation de la biotite dans la roche qui représente le faciès métasomatique. Elle est également responsable de

la dequartzification de la roche haute du corindon en formant la sillimanite et le reste de l'alumine se cristallise en corindon.

L'étude microscopique micaschiste riche en feldspath semblable au gneiss montre l'absence de quartz dans la roche. Le corindon est entouré par le microcline qui est très abondant dans la roche.

Les conditions P-T de cette région n'est encore déterminé et d'après les associations minéralogiques : biotite, muscovite, microcline, sillimanite, il appartient au faciès amphibolite de Nicollet (2010). Ce conditions thermo barométrique n'a pas favorable aux cristallisations de corindons mais à cause de fluides de très haute température provenant du filon de quartz et pegmatite, le poursuit de la migmatisation a permis la cristallisation de corindons, qui au lieu d'être millimétriques comme dans les roches métamorphiques normales, peuvent atteindre une taille pluricentimétrique.

D'une manière générale, la chaîne de Vatondrangy est formée durant l'orogenèse de 550MA, qui est des très important actions métamorphiques affectant la totalité du socle cristallin et se manifeste par des migmatisations, d'où la formation de migmatite granitoïde. Elle se poursuit par des venus pegmatitique, associé à des fluides des températures élevées qui ont remobilisé l'or et ont metasomatisé la roche hôte du corindon. Le schéma suivant montre la relation entre le processus de la minéralisation (en or et corindon) et la chaîne de Vatondrangy.



Figure 34 : Schéma montrant la relation entre le processus de la minéralisation en or et corindon et la chaîne de Vatondrangy.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'étude pétrographique et pétrologique montre que la chaîne de Vatondrangy est constituée de migmatite granitoïde même aspect à de granite mais présente de foliation. Le leucosome est formé par des quartzs et microcline et le mélanome est constitué par des biotites et amphibole. Elle appartient au faciès granulite de Nicollet (2010). Sa genèse est liée à l'orogénèse de 550MA, très important actions métamorphiques qui affecte le socle cristallin et se manifeste par une migmatisation et qui se poursuit par une venue pegmatitique.

L'or d'Ankazondrano et d'Analasarotra se trouve dans de lentille de quartz au sein de pegmatite, concordant, interstratifiée dans le micaschiste à biotite et quartzite. D'après les caractères pétrographiques et minéralogiques, l'or est associé à des sulfures. La pegmatite est considérée comme le poursuit de la migmatisation ou dernier terme de la migmatisation. Elle toujours accompagnée des fluides hydrothermaux qui a remobilisé l'or et puis se cristalliser avec ces dernier.

Le corindon se rencontre dans le micaschiste très riche en biotite (qui indique le faciès metasomatique) et dans le micaschiste feldspathisé au contact de pegmatite et filon de quartz où ils sont associés à de biotite, microcline, grenat et sillimanite. D'après, l'observation à la lame mince ; le corindon est entouré de microcline et le quartz est absent dans la roche.

L'abondance de la biotite dans la roche, la feldspathisation et la dequartzification par la formation du sillimanite provient de la circulation de fluides hydrothermaux à haute température dans le micaschiste.

La condition géothermobarometrique de cristallisation de corindon est considérée comme dans le faciès amphibolite de Nicollet (2010).

Ces fluides hydrothermaux semblent accompagnés du venue pegmatitique, le poursuit de la migmatisation mais elles sont possibles également lié à l'intrusion du granite filonien qui recoupe les schistes cristallins et la partie Sud de la chaine.

Le phénomène de migmatisation qui se poursuit par un venue pegmatitique accompagnant l'orogenèse de 550M, est l'origine de la formation de la chaine de Vatondrangy et à la minéralisation en or d'Analasarotra, Ankazondrano et la minéralisation en corindon d'Andrefanjaka.

Pour la perspective, on devrait faire une étude des inclusions fluides pour préciser la source des fluides hydrothermaux responsable de la remobilisation, de transport et aux conditions de dépôt de l'or. Ils sont également responsables de la métasomatose (dequartzification et feldspathisation) de roche hôte de corindon.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET WEBOGRAPHIQUES

- ANDRIAMAMONJY S. A., (2010). Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar, le gisement de Zazafotsy, caractérisation et typologie. Thèse doctorat, Départ. Sciences de la Terre, Fac. Sciences, Univ. Antananarivo, 97p.
- BEJOMA M., (2014). Caractérisation du rubis dans le marbre du complexe calco-magnesien facies granulite du sud-est de Madagascar-(région de Tranomaro). Mémoire DEA, Départ. Sciences de la Terre, Fac.Sciences, Univ. Antananarivo, 96 p .
- Beaudoin G., (2006). Manuel de gîtologie et métallogénie, Fac. Sciences et de génie, Univ. Laval Québec, 117 p.
- BACHE J. J., (1982). Les Gisements d'Or dans le Monde : Essai de typologie quantitative. Edition BRGM n° 118, 102p.
- 5. BESAIRIE, H., (1948, 1949, 1964, 1963, 1966, 1973). Géologie de Madagascar, Les Terrains Sédimentaires. Annales Géologiques de Madagascar, 35, 552p ; Documentation sur l'or de Madagascar, Service Géologique d'Antananarivo ; la géochronologie de Madagascar en 1964 ; Rapport annuel Service géologie de Madagascar, 23-25p ; Annales géologiques de Madagascar, Fascicule n° XXXIII, Comptes Rendus de la semaine géologique, 217p ; Gîtes Minéraux de Madagascar. Service Géologiques de Madagascar. Service Géologie malgache. Annales géologiques de Madagascar. Service géologiques de Madagascar. Service géologiques de Madagascar.
- BOULANGER, J; (1952). Etude Géologique de la feuille Ampasinambo. Hautcommissariat de Madagascar et dépendances.
- BRGM ; (1985). Plan directeur d'action pour la mise en valeur des ressources du sol et du sous-sol de Madagascar, Première phase- Première partie, 370p.
- JEBRAK M; Guigues J. (1951). Etude géologique de la feuille d'Antsirabe et d'Ambatolampy. Travaux des Bureaux Géologiques.
- HOTTIN G., VACHETTE (1976). Présentation et essai interpretation du Precambrian de Madagascar. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières IV (2nd séries), 117–153 p.
- FENEYROL J., (2012). Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteuxde Lemshuku et Namalulu (Tanzanie). Thèse, Institut National Polytechnic 51 : Lorraine, 884p.
- LACROIX A., (1922). Minéralogie de Madagascar; Minéralogie appliquée, lithologie, Tome II, Challamel. Paris.

- ROIG. J.Y., (2012). Evolution des connaissances sur la géologie et la métallogénie du Précambrien de Madagascar. Méthodes et résultats des travaux du PGRM.
- PGRM., (2008). Cartes géologique au 1/100 000e : feuilles P 50 (Miarinavaratra). Service Géologique d'Antananarivo.
- 14. Raguin E., (1960) Géologie des gites Minéraux. Masson. Paris.
- 15. RAJAOHERINIRIANA M., (1992). Métallogénie de l'Or de Fandriana (secteur d'Ambolotara), Mémoire de DEA, Etablissement d'Enseignement des Sciences, Université d'Antanarivo, service de géologie, 60p.
- RAKOTONIAMONJY A. T.H., (2008). Prospect magnétique du site aurifère d'analasarotra. Mémoire de Maitrise, Département de la physique, Fac. Sciences, Univ. Anatananarivo, 57 p.
- RAKOTONOMENJANAHARY H., (2001). Essai de caractérisation du corindon gemme à Madagascar, Mémoire d'Ingéniorat, Départ. Géologie, Ecole supérieure polytechnique, Univ. Antananarivo, 86p.
- RASAMIMANANA V., (2014). Approche sur la mise en place du gisement d'or d'Antandrokazo, Miarinavaratra- Fandriana, Mémoire d'Ingéniorat, Ecole supérieure polytechnique, Univ. Antananarivo, 97 p.
- RASAONA I. T., (2016). Etude métallogénique du gisement d'or primaire d'Alakamisy : minéralisation aurifère du groupe d'Ambatolampy, Mémoire de Master II, Mention Sciences de la terre et environnement, Fac. Sciences Univ. Antananarivo, 123p.
- RATRIMO V., (2007). Le corindon gemme dans le bloc composite de Vohibory (sud-ouest de Madagascar) - contexte métallogénie des gites d'Anavoha et de Vohitany Départ. Mines, Génie Minéral, Ecole supérieure polytechnique, Univ. Antananarivo, 229 p.
- 21. RAVELOMANANTSOA I.V., (1996). Contribution à l'étude de gisement d'or de Fandriana, Mémoire de DEA, Départ. Mine, Génie Minéral, Ecole Supérieure Polytechnique, Univ. Antananarivo, 59 p.
- 22. RAZAFINDRAMAKA N.O., (2010). Gisements aurifères de Madagascar, Mémoire de DEA, Monographie, Univ. d'Antananarivo, 161 p.
- 23. VERNON R. H., (1987). Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (baseleaching) in some high-grade g 52 s, Lithos, Ed. Elsevier BV, vol. 12, 143-152 p.
- 24. WELTER C. ET RAZAFIMANAN1, (1959).Carte géologique au 1/100 000e: feuilles
 P 50 (Miarinavaratra). Service Géologique d'Antananarivo.

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1506378112) consulté l'année 2017 http://ggl.Ulaval.ca/personnel/beaudoin/cours.html consulté l'année 2016 http://www.geowiki.fr/index.php?title=Corindon consulté l'année 2017 https://www.academia.edu/3585011/Module_%C3%A9l%C3%A9ments_de_m%C3%A9tallog%C3 %A9nie_et_de_g%C3%A9ologie_mini%C3%A8re consulté l'année 2017 http://www.gggems.com/corindons_malgaches.htm consulté l'année 2017 http://books.openedition.org/irdeditions/5353 consulté l'année 2017 https://www.academia.edu/3585011/Module_%C3%A9l%C3%A9ments_de_m%C3%A9tallog%C3 %A9nie_et_de_g%C3%A9ologie_mini%C3%A8re consulté l'année 2017

ANNEXES

N° des points			
d'affleurements	Х	Y	Z
1	20°07'39"	047°27'35"	1464
2	20°07'41"	047°27'39"	1470
3	20°07'23"	047°27'32"	1534
4	20°07'14"	047°27'32"	1530
14	20°07'53"	047°26'2747"	1475
15	20°07'04"	047°26'42"	1518
18	20°07'40"	047°26'14"	1640
22	20°07'01"	047°25'20"	1801
24	20°06'44"	047°25'26"	17680
30	20°06'55"	047°26'00"	1829
32	20°06'50"	047°25'07"	1744
34	20°07'00"	047°25'09"	1723
35	20°07'04"	047°25'02"	1724
36	20°07'06"	047°24'58"	1711
39	20°06'58"	047°24'23"	1650
40	20°07'12"	047°24'07"	1640
45	20°06'51"	047°24'03"	1680
46	20°06'45"	047°24'05"	1624
47	20°06'42"	047°24'01"	1718
50	20°04'58"	047°24'09"	1756
51	20°04'44"	047°23'49"	1820
52	20°04'30"	047°23'51"	1892
53	20°04'21"	047°23'57"	1956
54	20°04'45"	047°24'05"	2028
55	20°04'09"	047°24'13"	2020
56	20°04'07"	047°24'17"	2018
57	20°04'08"	047°24'40"	1877
58	20°04'17"	047°24'33"	1858
59	20°04'30"	047°24'26"	1805

Annexes I. Les coordonnés des points d'affleurements

62	20°05'01"	047°24'46"	1685
64	20°05'24"	047°24'48"	1660
65	20°05'30"	047°24'56"	1674
68	20°04'28"	047°25'33"	1838
69	20°02'57"	047°27'41"	1822
70	20°03'01"	047°27'48"	1823
72	20°03'27"	047°28'29"	1734
73	20°05'17"	047°29'16"	1728
74	20°05'20"	047°29'11"	1700
75	20°05'39"	047°29'10"	1761
76	20°05'17"	047°29'20"	1680
77	20°05'26"	047°29'26"	1650
78	20°05'32"	047°29'27"	1660
79	20°05'23"	047°29'28"	1674
80	20°05'03"	047°29'29"	1668
81	20°05'19"	047°30'07"	1815
83	20°05'31"	047°31'43"	1681
84	20°05'23"	047°32'11"	1657
85	20°05'27"	047°32'28"	1644
87	20°05'30"	047°32'48"	1643
88	20°05'15"	047°31'38"	1740
102	20°05'07"	047°31'01"	2039
104	20°05'11"	047°30'50"	1905
106	20°04'57"	047°30'11"	1925
107	20°04'55"	047°30'06"	1866
109	20°03'34"	047°29'14"	1655
110	20°03'14"	047°28'59"	1878
111	20°02'32"	047°28'33"	1920
112	20°02'00"	047°28'29"	
113	20°01'09"	047°27'14"	1822
115	20°00'21"	047°28'37"	1772
116	20°00'13"	047°28'39"	1781

117	19°59'39"	047°29'05"	1741
118	19°59'47"	047°29'14"	1740
120	20°00'32"	047°29'21"	1792
121	20°01'11"	047°29'03"	1859
124	20°02'54"	047°29'56"	1900
125	20°03'32"	047°30'10"	1874
129	20°05'05"	047°29'43"	1702
130	20°05'00"	047°29'56"	1801
131	20°04'53"	047°29'48"	1750
132	20°03'13"	047°28'59"	1879
137	20°04'50"	047°30'24"	1936
138	20°07'16"	047°27'29"	1939
139	20°06'58"	047°27'42"	1638
149	20°05'15"	047°27'43"	1893
150	20°05'05"	047°26'40"	1925
151	20°05'01"	047°26'28"	1915
160	20°06'29"	047°27'18"	1710
162	20°07'08"	047°27'15"	1537

N° des points d'échantillonnage	X	Y	Z
1	20°07'40"	047°27'30"	1530
2	20°07'40"	047°26'06"	1660
3	20°06'55"	047°26'00"	1829
4	20°07'05"	047°24'05"	1650
5	20°07'07"	047°23'50"	1738
6	20°04'58"	047°24'09"	1756
7	20°04'21"	047°23'57"	1956
8	20°04'09"	047°24'13"	2020
9	20°05'39"	047°29'10"	1761
10	20°05'23"	047°32'11"	1657
11	20°05'11"	047°30'50"	1905
12	20°04'51"	047°29'54"	1781
13	20°00'13"	047°28'39"	1781
14	20°01'11"	047°29'03"	1859
15	20°01'51"	047°30'49"	1886
16	20°04'04"	047°30'33"	1852
17	20°04'14"	047°29'55"	1965
18	20°03'13"	047°28'59"	1879
19	20°04'21"	047°29'37"	1712
20	20°04'50"	047°30'24"	1936

Annexes II. Les coordonnés des points d'échantillonnages

Annexes III



Figure : carte géologique de Miarinavaratra version PGRM modifié 2012
Annexes III. Les différents types des gisements d'or dans le monde

Les gisements aurifères se trouvent dans presque tous les pays du monde. En 1980, Bache a proposé une autre classification, associant le contexte géostructural, la nature de l'encaissant et l'association minéralogique. Elle s'articule autour de trois grands groupes : gisements du groupe volcano-sédimentaire, gisements du groupe plutono-volcanique et gisements détritiques.

> Les gisements du groupe volcano-sédimentaire

Ce sont des gisements induits par un hydrothermalisme associé à un volcanisme sousmarin dont le moteur de dépôt est essentiellement le gradient de température (arrivée des solutions dans l'eau de mer assurant leur refroidissement), où s'individualisent les amas sulfurés polymétalliques, les gisements "itabiritiques"(*) et les gisements réputés discordants en contexte volcano-sédimentaire. Du point de vue cadre géologique régional, ils sont antérieurs à des mouvements orogéniques importants.

Gisements du groupe plutono-volcanique

Ce type de gisement est induit par un hydrothermalisme associé à un volcanisme à caractère explosif "sous-terrestre" dans lequel le moteur de dépôt est essentiellement le gradient de pression (phénomène explosif décomprimant les solutions), provoquant leur ébullition et assurant leur remontée sans refroidissement brutal en raison de la faible conductibilité thermique des roches. Il est caractérisé par les porphyres cuprifères, les amas de substitution dans les assises carbonatées et les gisements filoniens centrés sur une intrusion. Dans le cadre géologique régional, ces gisements sont nettement post orogéniques.

Gisements du groupe détritique

L'or est un métal inaltérable qui peut être libéré lors de la destruction des roches encaissantes. Ils aboutissent dans des sites privilégiés connus sous le nom de placers. Et il existe deux types de placers : placers anciens et placers récents.

- Placers anciens :

Responsables de plus de la moitié de la production mondiale d'or, ils sont constitués de niveaux étendus ou de lentilles conglomératiques à galets essentiellement quartzeux, encaissés dans d'épaisses séries sédimentaires principalement quartzitiques. Ils sont minéralisés, soit en or seul, soit en or et uranium, soit enfin en uranium et thorium avec des teneurs aurifères très subordonnées. Amplement distribués, ils sont d'âge variable : de l'Archéen au Trias. Cependant, seuls ceux d'âge archéen-protérozoïque, présentent de l'intérêt au point de vue économiques et sont exploités.

Placers récents tertiaires ou Quaternaires :

VI

Les placers peuvent être éluviaux (souvent liés à l'altération ferralitique), alluviaux (minéraux communs : magnétite et ilménite) ou plage, dont il est difficile de connaître la teneur à l'excavé de tous les placers actuellement totalement exploités. Il semble pourtant qu'une teneur de 0.8 g/m3 devait être la teneur minimale pour qu'une exploitation mécanisée puisse être rentable.

Annexes V. Utilisation et types de gisement de corindon dans le monde

I. Utilisation du corindon

Le corindon est utilisé dans nombreux domaines :

• joaillerie

Les corindons gemmes sont utilisés en joaillerie soit à l'état naturel soit après avoir subi un traitement thermique.

• Industrie

Leurs utilisations industrielles se basent essentiellement sur leurs caractères physiques et chimiques particuliers (Cesbron et al., 2002):

- La dureté, il est utilisé fréquemment comme abrasifs
- Leurs propriétés optique, physique et chimique, les corindons sont utilisés comme réfractaires monolithiques (ciment alumino-calcique), 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, la technologie fine et la métallurgie.

II. Type de gisement de corindon

II.1. Gisement de corindon dans le monde

Des nombreux chercheurs sont proposés des différents systèmes de classification de gisement de corindon. Et nous allons utiliser la classification proposée par Garnier et al.., 2004 basée sur la nature du type de gisement et la lithologie de roche hôtes. Le corindon se rencontre dans deux types de gisement : le gisement primaire et le gisement secondaire.

➢ Gisement primaire

Pour ce type de gisement, les corindons liées au processus magmatique et ou métamorphique. Ils sont associés aux roches magmatiques et ou aux roches métamorphiques. Le gisement primaire se divise en deux : gisement magmatique et gisement

Tableau 5 : Les différents types de gisements primaires de corindon dans le monde extrait de
Garnier et al. 2004 et Giuliani et al. 2007a.

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

✤ Gisement magmatique

Les corindons associés aux roches intrusives mafiques à ultramafiques (basalte, lamprophyre), des coulés basaltiques alcalins contenant des xénocristaux et des syénites.

- Le corindon associé aux roches intrusives mafiques à ultramafiques.

Les gisements sont formés par des filons de lamprophyre de nature ultramafique et des brèches hydrothermales à xénocristaux de corindon recoupant des calcaires et des shales de faible intensité de métamorphisme (Hughes,1997). Les faciès minéralisés sont des xénolithes à analcime, calcite, phlogopite, diopside, clinopyroxène, magnétite, apatite, corindon et spinelle (Gauthier et al.,1995). L'habitus du saphir est souvent des prismes rhomboédriques courts terminés par une pinacoïde (Clabaugh, 1952 ; Hughes, 1990), leur couleur est bleue (97% des cristaux), les autres ont des couleurs allant du violet à pourpre (Mychaluk, 1995). D'autres saphirs ont une forme arrondie, érodée ou brisée en raison de la résorption des corindons au contact du magma (Clabaugh, 1952; Gauthier et al., 1995) et par l'abrasion mécanique des cristaux lors de la mise en place des dykes (Mychaluk, 1995). Les saphirs renferment souvent de petites inclusions de pyrite, de biotite, d'analcime et de calcite (Gübelin et et Koivula, 1986). Selon Clabaugh (1952) la cristallisation tardive du saphir est dû à l'assimilation en profondeur des roches sédimentaires ou métamorphiques très alumineuses ; Selon Meyer et Mitchell (1988) et Mychaluk (1995), les corindons se seraient formés soit en base de croûte pendant la phase de métamorphisme soit pendant la cristallisation d'un magma plus ancien, recoupé et bréchifié par le magma lamprophyrique.

- Les corindons associés aux coulées basaltiques alcalines

Ils appartiennent généralement à des coulées de types plateaux basaltiques alcalins à l'exception des gisements du Sud de la Chine et du Niger (Coenraads et al., 1990). Les faciès minéralisés renferment souvent des enclaves d'anorthosites à corindon qui sont des xénolithes mafiques (Coenraads et al., 1990), des enclaves syénitiques et des xénocristaux de corindon Les corindons ont le plus souvent une forme de barillet (Guo et al., 1996). Ce sont des rubis et des saphirs bleus, verts et jaunes (les saphirs appelés en anglais « Blue-Green-Yellow » et définis par Coenraads et al., 1990 ; Sutherland et al., 1998b). Les inclusions minérales dans les xénocristaux de corindon sont essentiellement de la colombite, de l'uranopyrochlore, du zircon, des feldspaths et quelques fois des sulfures. La mise en place de ces gisements change selon le contexte géologique dans chaque aire géographique. Les gisements du Cameroun et du Nigéria sont liés au rift de la province volcanique de Guiné (Wright et al, 1995). Les gisements du Rwanda, du Congo et du Kenya sont associés aux événements Est Africains (Simonet, 2000, Simonet et al., 2004). Le rubis de Soamiakatra est associé à des xénolithes à grenat et pyroxène transportés par des basaltes alcalins intra-plaques

(Rakosamizanany, 2003 et 2009). Selon Coenraads et al. (1990), Levinson et Cook (1994), Guo et al. (1996), (Simonet et al., 2004) les corindons sont des xénocristaux.

- Les corindons associés aux syénites

Le gisement de Garba Tula au Kenya fait partie de bon exemple de type de gisement des corindons dans la syénite. Il est constitué par une syénite intrusive dans des migmatites à hornblende et dans des gneiss à biotite (Simonet, 2000 ; Simonet et al., 2004) (figure I.9). Le faciès minéralisé est une syénite hyperalumineuse. Le gisement de saphir se présente sous la forme de veines feldspathiques subverticales contenant des cristaux de mica noir et des corindons disséminés dans la matrice feldspathique. Les cristaux de saphir sont massifs ou souvent sous forme de barillets automorphes, de couleur jaune, bleue et verte. Ils renferment fréquemment des zircons et des soies de rutile. Il est possible que la syénite à corindon de Garba Tula et les saphirs basaltiques soit issue du magmatisme alcalin à cause de leurs caractéristiques communes tel que la couleur et l'habitus des saphirs (Upton et al., 1999 ; Simonet, 2000 ; Simonet et al., 2004). Cette hypothèse est confirmée par la composition isotopique en oxygène de ces saphirs qui est identique (Giuliani et al., 2005).

Le gisement métamorphique

De nombreux gisements de corindon appartiennent dans des complexes métamorphiques : des plateformes carbonatées métamorphisées, des roches basiques et ultrabasiques, des gneiss, des granulites et charnockites, des amphibolites et des 21 anatexies (Garnier et al., 2004).

La genèse de ce gisement est souvent liée aux événements tectonométamorphiques de la lithosphère. Ces évènements sont parfois associés au métamorphisme isochimique et au métasomatisme. Ces deux mécanismes permettent de distinguer deux types de gisements métamorphiques : les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn » et les gisements métamorphiques sens strict.

- les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn »

Ils se trouvent au Sri Lanka Central, à Bakamuna (Silva et Siriwardena, 1988) et au Sud-est de Madagascar (Rakotondrazafy, 1995, Rakotondrazafy et al., 1996). Les skarns sont liés à la mise en place de pegmatitoïdes ou de granites intrusifs dans les roches carbonatées. Et ils sont constitués de corindon et fréquemment associé à la calcite, à la dolomite, à la scapolite, au spinelle et à l'anorthite, à la hibonite, l'uranothorianite, la phlogopite et la fluorapatite (Silva et Siriwardena, 1988, Rakotondrazafy et al., 1996, Schwarz et al., 1986). Les corindons renferment de calcite, spinelle, feldspath potassique et calcique, phlogopite, uranothorianite, zircon et fluorite (Schwarz et al., 1996). Les inclusions fluides primaires et secondaires renferment particulièrement du CO₂ (Rakotondrazafy et al., 1996). L'interaction entre les fluides d'origine pegmatitique et le marbre entraînent la formation du skarn (Silva et Siriwardena, 1988) par des réactions métasomatiques (Rakotondrazafy et al., 1996, Gübelin et Peretti, 1997).

Les gisements métamorphiques sens strict

- Anatectites

La minéralisation en corindon se trouve dans du gneiss anatectique. Ce gneiss anatectique est composé de corindon, muscovite, albite et phlogopite pour la partie restat ou restites et de disthène ou de la sillimanite, de l'albite et de phlogopite pour la partie mobilisat. La couleur des corindons peut varier du bleu pâle pour le gisement de Stoer au rouge pour celui de Morogoro. Selon Altherr et al., (1982), les anatexites de Morogoro se sont formées dans des conditions d'activité de l'eau α H₂O = 1, une pression fluide (H₂O) = 7,7 Kbar et une température = 695°C, suivant la réaction :

Muscovite + albite + disthène + H₂O \leftrightarrow corindon + liquide

- Amphibolite

Les amphibolites à corindon se rencontrent dans des complexes basiques à ultrabasiques. Ils sont généralement métamorphisés dans le faciès granulite. Le corindon est associé à l'anorthite, l'amphibole et la margarite (Tenthorey et al., 1996), la saphirine (Forestier et Lasnier,1969 ;Nicollet, 1986 ; Tenthorey et al., 1996 ;Morishita et Kodera, 1998), la gédrite (Nicollet, 1986), la phlogopite et la zoïsite (Dilarm et al., 1992). Les corindons présentent fréquemment un habitus hexagonal. Ils renferment des inclusions de zoïsite, d'amphibole, de margarite et même de corindon.

Le corindon se forme suivant la réaction : Saphirine + H₂O ↔ chlorite + corindon + spinelle

- Gneiss, granulites, charnockites et quartzites

Elahera et de Ratnapura, au Sri Lanka, des gisements de corindon se trouvent dans des charnockites, des marbres et des gneiss calciques (Dissanayake et Chandrajith, 1999). A Madagascar, des gisements de saphirs multicolores de Sahambano et de Zazafotsy se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques (Andriamamonjy, 2006 ; Ralantoarison, 2006 ; Ralantoarison et al., 2006). Les gneiss minéralisés sont formés de corindon, de biotite, de sillimanite, de feldspath alcalin et parfois de disthène et de grenat. Les corindons ont une forme de barillet ou de prisme. Ils ont des couleurs variant du bleu, violet, miel, brun, rose, pourpre au rouge (Simonet, 2000). Les inclusions minérales dans le corindon sont des rutiles, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline et de feldspath. Les fluides piégés dans les corindons sont à CO₂ pur (De Maesschalk et Oen, 1989) et les conditions de formations sont élevées environ T \approx 700 – 800°C et P \approx 6Kbar. D'après Rupasinghe et Dissanayake (1985), le processus de désilicification des roches régionales est lié à des intrusions simultanées de charnockites basiques ou de nature basaltique dans des sédiments alumineux, qui ont entraîné la

formation de corindon et de spinelle selon la réaction suivante : spinelle + sillimanite ↔ cordiérite + corindon.

- Marbres

Les gisements de corindon associés aux marbres se trouvent dans des séries de plateforme carbonatée métamorphisées et dans le faciès amphibolite (Garnier, 2003). Ils se trouvent dans des nombreux pays : en Asie Centrale et Sud-Est (Garnier, 2003 ; Garnier et al., 2004), en Mogok (Iyer, 1953 ; Keller, 1990 ; Kammerling et al., 1994), Mong Hsu (Peretti et al., 1995) au Myanmar, en Afrique, en Amérique du Nord, en Europe : à Campolungo en Suisse (Hochleitner, 1998), en Russie (Kissin, 1994), en Tanzanie Morogoro (Hänni et Schmetzer, 1991) et à Sussex en New Jersey aux Etats-Unis (Dunn et Frondel, 1990) ect..... Les faciès minéralisés sont constitués par une association de corindon avec de la calcite, de la dolomite, de la phlogopite, du spinelle, des silicates d'aluminium et de calcium (margarite, zoïsite, épidote et anorthite), des oxydes (ilménite et rutile), des sulfures (pyrite et pyrhotite) et du graphite (Iyer, 1953 ; Kissin, 1994).

Le principal facteur qui intervient dans la formation des corindons dans les marbres est le métamorphisme (Kissin, 1994). La réaction métamorphique suivante explique la formation des gisements de corindon de l'Oural pour des températures comprises entre 620 et 660 °C et des pressions de l'ordre de 2,5 Kbar : Corindon + dolomite ↔ spinelle + calcite

D'autres facteurs ont aussi une influence majeure sur la stabilité du corindon telle que la teneur en magnésium et la pression partielle de CO₂. La présence de fluor et chlore constitutifs des minéraux évaporitiques, dans les carbonates, favorise la cristallisation de rubis associés aux marbres. Ces deux éléments permettent la mobilisation de l'aluminium et des chromophores (Garnier, 2003). L'intervalle de valeur de la composition isotopique de l'oxygène du rubis est compris entre 16.4 et 23‰ (Giuliani et al., 2005).

- Plumasites et verdites

Ces sont de gisements de corindons sont associés à l'intrusion de pegmatites et de granites dans des roches déficitaires en silice, des roches roches mafiques et ultramafiques : des péridotites et des ceintures de roches vertes (Garnier et al., 2004).

En Tanzanie, les plumasites sont constituées par des filons de pegmatites déquartzifiées à anorthose, vermiculite et corindon, intrusifs dans des serpentinites (Solesbury, 1967). Par ailleurs, les plumasites de Kalalani sont le résultat d'une altération hydrothermale (Seifert et Hyrsl, 1999). En Transvaal du Nord-Est, en Afrique du Sud, résultent de l'intrusion de pegmatites dans des roches vertes amphibolitiques qui se présentent sous forme de restites dans des orthogneiss (Robb et Robb, 1986). Kupferberger (1935) proposent trois types de gisements primaires : les plumasites (feldspath + assemblages de corindon), les marundites (margarite + assemblages à corindon) et des corindons associés à des orthogneiss granitiques et à des migmatites. L'interaction fluide-roche, matérialisée par une altération métasomatique des roches encaissantes, provoque la formation du corindon.

En Zimbabwe, les verdites du Zimbabwe sont des roches à fuchsite et corindon qui forment de lentilles dans des roches de type komatiites (Schreyer et al., 1981 ; Kerrich et al., 1987). La paragénèse minérale est du corindon, de la fuchsite, de l'andalousite, du chlorite, de la margarite, de la tourmaline, de la diaspore, du rutile, de la gersdorffite et du bismuth natif.

Les gisements secondaires

Les gisements secondaires se trouvent dans des roches sédimentaires détritiques (magmatiques et métamorphiques). Ils proviennent de la destruction de la roches magmatiques et ou métamorphiques à corindon. Les placers se divisent en deux types :i) les dépôts éluviaux et colluviaux résultant d'une décomposition sur place de la roche hôte. Ce type de placers se situe souvent très proche des roches originelles ; ii) les dépôts alluviaux provenant d'une concentration après transport par les eaux superficielles. L'origine des corindons alluvionnaires est souvent inconnue parce qu'ils sont déposés loin de leur source.

Annexes VI



Les orpailleurs



La chaine de Vatondrangy



Gisement secondaire



granite filonien



Pic vohitrambo

Titre/ Title : « Géologie de la chaîne de Vatondrangy et mineralisation associée en Or et en
corindon »Auteur : RASOLOARISAONA Bien AiméNombre de pages : 53Contact : 0341009044Nombre de figures : 34E-mail : bieneuler@gmail.comNombre de tableaux : 4Encadreur : RALISON Bruno AndréNombre de tableaux : 4

RESUME

La chaine de Vatondrangy se trouve à l'extrimité Nord de la commune de Miarinavaratra, district de Fandriana, région Amoron'i Mania et à l'extremité sud de commune d'Antsampandrano, district d'Antanifotsy région Vakinakaratra. La géologie de la zone d'étude appartient au domaine d'Antananarivo, plus précisément aux formations du groupe d'Ambatolampy : micaschiste, gneiss, quartzite et des suites intrusives et du groupe de Manampotsy : migmatite, charnockite.

L'étude pétrographique, minéralogique et pétrologique a mis en évidence que la chaîne a le même aspect et composition minéralogique au granite mais elle présente une foliation. Sa formation est liée à l'orogenèse de 550MA qui se suivi d'une migmatitisation intense.

L'or se rencontre dans des veines de pegmatite à lentille de quartz concordant et associée à des sulfures. Selon l'étude pétrographique et pétrologique, l'or provient des fluides qui accompagnent la pegmatite, suivi de la migmatitisation. Ce même fluide hydrothermal a probablement provoqué le métasomatisme des roches hôtes du corindon entraina la déquartzification et la feldspathisation du micaschiste à deux micas. Les corindons se présentent en phénoplastes de taille millimétriques à centimétriques dans les micaschistes au contact de pegmatite et filon de quartz.

Mots clés : or, corindon, Vatondrangy, minéralisation, migmatisation, hydrothermal, pegmatite.

ABSTRACT

The Vatondrangy Range is located at the northern end of Miarinavaratra Commune, Fandriana District, Amoron'i Mania Region and at the southern end of Antsampandrano Commune, Antanifotsy District Vakinakaratra Region. The geology of the study area belongs to the domain of Antananarivo, more precisely to the formations of the Ambatolampy group: micaschist, gneiss, quartzite and intrusive suites Manampotsy migmatite. and of the group: charnockite. The petrographic, mineralogical and petrological study has shown that the chain is mineralogical in appearance and mineralogical composition but has a foliation. Its formation is related to the orogenesis of 550MA which is manifested by migmatization.

Gold occurs in a quartz lens pegmatite that is concordant and associated with sulphides. According to the petrographic and petrological study, the gold comes from the fluids that accompany the pegmatite, continues migmatization. This same hydrothermal fluid is probably caused by the metasomatism host rocks corundum causing dequartzification and feldspathization micaschist two micas. Corundum occurs in millimetric to centimetric phenoplasts in micaschists in contact with pegmatite and quartz vein.

Key words: gold, corundum, Vatondrangy, mineralization, migmatization, hydrothermal, pegmatite.