

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran II



Faculté des Sciences de la Terre, de
Géographie et d'Aménagement du Territoire Département des Sciences de la
Terre

MÉMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en Sciences de la Terre

Spécialité: Magmatisme, Géodynamique et Transfert Lithosphériques

LES KIMBERLITES DE LA NAMIBIE ET MOZAMBIQUE ET LEUR POTENTIEL ECONOMIQUES

Présenté par : M. SHIXUNGILENI Joel Kaulinge
Mlle. CHONGO Georgina Pedro

Soutenu publiquement le 28-06-2016, devant la commission d'examen
composée de :

M. MEDDAH Amar

Maitre de conférences

Président

M. SEDDIKI Abdelmadjid

Maitre de conférences

Encadreur

M. MAHMOUDI Mohamed

Maitre-assistant

Examineur

Promotion 2015/2016

REMERCIEMENTS

Nous tenons tout d'abord à remercier le Tout-Puissant père Dieu d'être avec nous, pour la bonne santé, pour la force et de l'énergie et pour nous guider tout au long des jours difficiles et faciles de faire nos mémoires jusqu'à la fin.

Nous voulons sincèrement remercier M. SEDDIKI Abdelmadjid, une reconnaissance très spéciale pour lui d'avoir accepté d'être notre superviseur, pour toutes les informations qu'il a fournies et pour toujours être là quand nous avons besoin de lui depuis le début de notre travail jusqu'à la fin.

Un merci très spécial va aux membres du Commission géologique des membres Namibie, Mrs Ana Nguno, Mss Kombada Mhopjeni et Mr. Abraham Shipandeni pour nous fournir les informations dont nous avons besoin.

Nous tenons également à remercier pour M. MEDDAH Amar d'avoir accepté la présidence du jury et sa contribution essentielle à notre travail. Nous tenons à remercier M. MAHMOUDI Mohamed qui a généreusement accepté de revoir notre travail.

Nous tenons à exprimer notre profonde gratitude à tous les enseignements du Département des sciences de la Terre, en particulier ceux qui ont participé à notre formation tout au long de nos années universitaires depuis première année jusqu'à le Mastère. Pour nos collègues respectifs de notre promotion 2015/2016, nous vous remercions tous pour tous vos bons mots, vos mots de motivation et encouragements.

Enfin, nous tenons à remercier tous ceux qui ont contribué à notre travail de toute autre manière, nous sommes très reconnaissants.

DEDICACES

Je voudrais dédier ce mémoire à Dieu, sans vous, je n'aurais rien été, je vous remercie pour la santé, l'énergie et vos bénédictions.

Pour mon père Jason Shixungileni et ma mère Josofina Haihambo, je dédie ce à vous et je dois toute ma vie à vous. Merci de prendre un bon soin de moi, pour vos bons conseils et encouragements tout au long.

Pour mes amis: CHONGO Georgina Pedro, ZANDAMELA Eulalia Florentina, SEDA Hercilio Rafael, BOUAGADA Imene, NHAZILO Deocliciano Faro et HOFFMAN Nadia, je ne pouvais pas faire cela sans vous, je vous remercie pour votre amitié.

Pour tous mes amis et la famille qui m'a poussé à faire de mon mieux et qui a encouragé et m'a motivé dès le départ que je ne peux jamais finir à remercier chacun d'entre vous, je suis très reconnaissant du fond de mon cœur.

SHIXUNGILENI Joel Kaulinge

DEDICACES

En premier lieu, je remercie mon encadreur Monsieur Abdelmadjid Seddiki, ayant choisi le thème de notre mémoire que ma trop inspiré et m'a aidé à choisir le nom de ma petite fille " Kimberlite ", je lui remercie aussi de nous avoir encadré, orienté, soutenir, et aidé à trouver des solutions pour avancer durant la réalisation de ce mémoire.

Je remercie mon binôme Joel, qu'a toujours fait preuve d'un esprit de collaboration et de serviabilité.

Je tiens à remercier messieurs les membres du jury, qui ont bien voulu accepter de porter leur jugement sur ce modeste travail.

Je remercie tous mes professeurs de l'université d'Oran 2, spécialement mes professeurs de master qui ont contribué à enrichir mes connaissances.

Je remercie toute ma famille en signe de reconnaissance pour leur soutien tout au long de mes études.

Je remercie Sandro pour son soutien inconditionnel et son précieux encouragement.

Enfin, je remercie tous mes ami (e) s que j'aime tant, Saskia, Pretinha Adila, Elizinha, Sihem, Kacem... pour leur sincère amitié et confiance et à qui je dois ma reconnaissance.

CHONGO Georgina Pedro

TABLE DES MATIERES

Listes des figures.....	iii
CHAPITRE I.....	1
Généralités sur les Kimberlites.....	1
I.1 Introduction.....	2
I.2 Classification des kimberlites.....	4
I.2.1. Classification pétrographique.....	4
I.2.2. Classification chimique.....	10
I.3 Environnement de mise en place.....	14
I.4 Répartition géographique et temporelle des kimberlites.....	14
I.5 Les minéraux indicateurs et le potentiel diamantifère.....	17
I.5.1. Les Grenats.....	19
I.5.2. Les Chromites.....	19
I.5.3. L'ilménite.....	19
I.5.4. Le clinopyroxène.....	19
I.5.5. L'olivine.....	20
I.6 Conclusion.....	21
CHAPITRE II.....	22
Les Kimberlites de La Namibie.....	22
II.1 Contexte géologique de Namibie.....	23
II.2 Etude géologique et pétrographique des Kimberlites de La Namibie.....	25
II.3 Potentiel économique des Kimberlites de Namibie.....	26
II.4 Conclusion.....	27

CHAPITRE III.....	28
Les Kimberlites de Mozambique.....	28
III.1 Contexte géographique et géologique général du Mozambique.....	29
III.2 Les kimberlites du Mozambique.....	33
III.2.1 Affleurement, pétrographie et contexte de mise en place.....	33
III.2.2 Géochimie des kimberlites de Mozambique.....	34
III.3 Conclusion.....	35
CHAPITRE IV.....	36
Comparaison entre les kimberlites de Mozambique et celles de Namibie.....	36
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	39
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	42

LISTES DES FIGURES

Fig.1: Exemple d'une roche kimberlitique contenant des phénocristaux appartenant à la composition source du magma et des fragments mantelliques et crustaux.....	3
Fig.2: Photo de lame mince de kimberlite ; des macro-cristaux d'olivine sont entourés de lamelles de phlogopite.....	5
Fig.3: Modèle généralisé du type sud-africain classique de système magmatique kimberlitique illustrant les roches de faciès cratère, diatrème et hypabyssal. Aussi indiqués, les niveaux d'érosion actuels de certaines kimberlites représentatives canadiennes d'importance économique.....	9
Fig.4: Variation des rapports isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ et ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) ₀ dans les Kimberlites des groupes I et II.....	12
Fig.5: Diagrammes multi-élémentaire de distribution des éléments incompatibles normalisés par rapport au manteau primitif (McDonouggh and Sun, 1995) des kimberlites des groupes I (a) et II (b).....	13
Fig.6: Coupe schématique d'un craton archéen et d'une ceinture mobile périphérique qui montre les régions sources de magmas kimberlitiques.....	16
Fig.7: Distribution des Kimberlites dans la partie Sud du continent africain: les âges d'intrusion et les données structurales (linéaments majeurs, ceintures orogéniques).....	17
Fig.8: Exemples de roche mantellique contenant des minéraux indicateurs. Lherzolite grenatifère (rose) et diopside chromifère (vert).....	18
Fig.9: Carte de situation de la Namibie dans le sud du continent africain.....	23
Fig.10: Les cratons de l'Afrique.....	24
Fig. 11 : Localisation des kimberlites en Namibie.....	25
Fig.12 : Carte de situation de Mozambique.....	30
Fig.13: Les grandes divisions Géologiques de Mozambique.....	32
Fig.14: Localisation et les zones d'emplacement des dykes et pipes Kimberlitiques au Nord du Mozambique.....	33

Chapitre I.
Généralités sur les
Kimberlites

I.1 Introduction

La Kimberlite est une roche ignée ultrabasique alcaline riche en éléments volatils (CO₂ et H₂O), formée par un faible taux de fusion partielle dans le manteau à des profondeurs entre 150 et 450 kilomètres à partir d'un manteau enrichi et produit par le magmatisme intra-plaque continentale.

Les kimberlites renferment des xénolites mantelliques, des xénocristaux mantelliques, et des xénolites crustaux qui s'incorporent au magma kimberlitique durant sa remontée à l'intérieur de la croûte terrestre (Fig.1). Les Kimberlites ont la particularité de transporter à la surface de la terre des diamants extrêmement bien préservés et des xénolites mantelliques de péridotites à grenat, ce qui permet d'étudier la composition de régions profondes du manteau. La remontée du magma se fait à des vitesses élevées de 10 à 30 km/h, allant même jusqu'à 100 km/h, à partir de failles intracrustales (Vearncombe, 2002).

La diversité des lithologies mantelliques et crustales échantillonnées par les Kimberlites lors de leur ascension permet d'étayer nos connaissances sur la nature de la lithosphère et des régions profondes du manteau. Par ailleurs, les Kimberlites sont aussi associées à une suite de cristaux de grand taille, les mégacristaux, classiquement représentés par des minéraux silicatés ferromagnésiens : l'olivine, le grenat, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la phlogopite, et un oxyde titanifère : l'ilménite (Mitchell, 1986 ; 2008 ; Kamenetsky *et al.* 2008).



Fig.1 Exemple d'une roche kimberlitique contenant des phénocristaux appartenant à la composition source du magma et des fragments mantelliques et crustaux (Mitchell, 1986).

Le nom kimberlite a été donné à cette roche particulière en 1888 sur la base de l'apparition de ces rochers dans le craton Kaapvaal d'âge Archéen près de Kimberley, en Afrique du Sud. Les Kimberlites sont réparties mondialement et relativement rares. Elles suscitent un intérêt croissant depuis leur identification à la fin du XIX^{ème} siècle (Clement et Skinner 1984). Ces roches volcaniques explosives sont issues de profondeurs peut-être non égalées par des autres magmas terrestres, elles se mettent en place à des vitesses du son (Field, et Scott Smith, 1999).

Avant que le nom de « Kimberlite » ne soit attribué à ces roches d'après la localité-type de Kimberley en Afrique de sud où elles ont été découvertes en 1871, où elles étaient décrites comme des péridotites porphyrique fortement micacées (Price et al., 2000 ; Kamenetsky et al., 2007).

I.2 Classification des kimberlites

I.2.1. Classification pétrographique

Les kimberlites possèdent une texture inéquigranulaire reflétant la présence de cristaux de grandes tailles arrondis et de phénocristaux automorphes et subautomorphes à l'intérieur d'une matrice finement grenue. Les macrocristaux sont composés de minéraux provenant de xénolites mantelliques désagrégés et de minéraux mégacristallins du magma kimberlitique. Les mégacristaux comprennent l'olivine, le spinelle, l'ilménite magnésienne, le diopside chromifère, le grenat pyrope titanifère et chromifère, la phlogopite, l'enstatite et le zircon (Fig.2). Quant à la matrice, elle peut contenir des minéraux automorphes de différentes tailles comme l'olivine, le spinelle, l'ilménite, la pérovskite, la monticellite, l'apatite et la phlogopite (Wooley et al. 1996). Des grains de taille microcristalline de diopside peuvent aussi se former à l'intérieur de la matrice kimberlitique (Mitchell, 1986) ainsi que d'apatite, de calcite, de dolomite, de serpentine (Kamenetsky et al, 2008). La présence de ces phases et leurs abondances relatives ne sont pas constantes et dépendent de la nature du magma Kimberlitique et son degré de différenciation. Dans les kimberlites, on retrouve les diamants surtout sous forme de xénocristaux issus du manteau et à l'intérieur de xénolites mantelliques au sein de la matrice kimberlitique. La teneur en diamants des kimberlites diamantifères est proportionnelle à la quantité de matériel mantellique diamantifère entraînée par le magma ascendant vers la surface.

En Afrique du Sud, deux types de Kimberlites ont été identifiés, ils ont initialement été dénommés « Kimberlites de type Basaltique » et « Kimberlite de type Micacé » sur base pétrographique (Wagner ,1914).

Plus tard, elles ont été appelées « Groupe I » et « Groupe II » sur base isotopique (Smith, 1983), ou encore « Kimberlite » et « Orangéite », sur base minéralogique par Mitchell (1995).

Les kimberlites du « Groupe I » sont des roches ignées ultrabasiqes, potassiques, riches en volatiles (essentiellement CO₂), présentant communément une texture inéqui-granulaire caractéristique résultant de la présence de macrocristaux (cristaux de 0.5 mm à 1 cm) et dans certains cas de megacristaux (grands cristaux de 1-20 cm) pris dans une matrice à grain fin (Le Maitre et al, 2002).

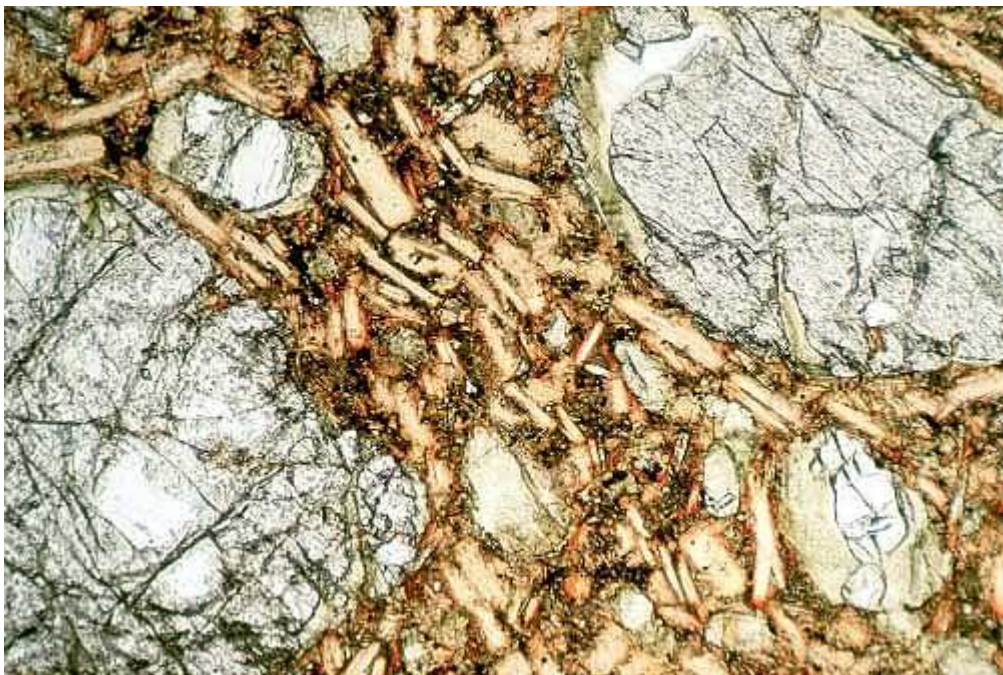


Fig.2. Photo de lame mince de kimberlite ; des macro-cristaux d'olivine sont entourés de lamelles de phlogopite (Mitchell, 1986).

Les méga et macrocristaux constituent un assemblage comprenant des minéraux xénomorphes de :

- Olivine.
- Ilménite magnésienne.
- Grenat pyrope.
- Diopside parfois subcalcique.
- Phlogopite.
- Orthopyroxène.
- Chromite pauvre en titane.

La matrice contient une seconde génération d'olivine primaire automorphe à sub-automorphe associée avec une ou plusieurs des phases minérales primaires suivantes :

- de la monticellite
- de la phlogopite
- de la pérovskite
- du spinelle (ulvöspinelle magnésien)
- de l'apatite
- des carbonates
- de la serpentine

De nombreuses kimberlites du « Groupe I » contiennent du mica tardif pœcilitique appartenant à la série phlogopite. Le remplacement de l'olivine, de la phlogopite, de la monticellite et de l'apatite précoces par de la serpentine et de la calcite deutériques est commun. Ces kimberlites contiennent fréquemment des roches ultramafiques dérivées du manteau supérieur et des xénoctaux peuvent également être présents.

Remarquons que la définition des kimberlites du « Groupe I » ignore la présence de diamant. Elles peuvent en contenir mais c'est un constituant rare. De plus, ces kimberlites sont dépourvues de sanidine, leucite et plagioclase.

Les kimberlites du « Groupe II » sont des roches ultrapotassiques hyperalcalines riches en volatiles (essentiellement H₂O), caractérisées par la présence de phlogopite en macrocristaux et microphénocristaux.

Les macrocristaux d'olivine arrondis et l'olivine primaire automorphes sont communs mais ne sont pas toujours des constituants majeurs.

Les phases primaires caractéristiques sont :

- le diopside communément zoné
- l'aegyrine titanifère.
- le spinelle dont la composition varie de la chromite magnésienne à la titano-magnétite.
- la pérovskite riche en terres rares et Sr.
- l'apatite riche en Sr.
- les phosphates (monazite) riches en terres rares
- le rutile à Nb
- l'ilménite magnésienne

Ces minéraux sont pris dans une mésostase qui peut contenir de :

- la calcite.
- la dolomite.
- la serpentine.

Les membres évolués du groupe contiennent de la sanidine et de la richtérite potassique dans la matrice. La barite est un minéral secondaire commun.

Les Kimberlites du « Groupe II » se distinguent des kimberlites du « Groupe I » par l'absence de monticellite, d'ulvöspinelle magnésien. De plus, comme les kimberlites du « Groupe I » tout comme celles du « Groupe II » sont dépourvues de feldspath alcalin, de plagioclase ou de néphéline. Ce dernier groupe ne contient pas de xénocristaux d'orthopyroxène.

En 1983, Craig Smith suggéra de les nommer :

- kimberlites du « Groupe I »: les kimberlites à monticellite, calcite, serpentine.
- kimberlites du « Groupe II »: les kimberlites à phlogopite.

Trois différents types de faciès ont été déterminés par l'étude de cheminées de kimberlite; soit les roches des faciès de cratère, de diatrème et hypabyssal (Fig.3) (Mitchell, 1986). Les roches du faciès de cratère sont des roches pyroclastiques. Les roches du faciès de diatrème sont caractérisées par des brèches kimberlitiques tufacées et sont relativement uniformes comparativement aux roches des faciès de cratère. Ce faciès renferme le plus grand nombre de fragments crustaux et mantelliques. Quant aux roches du faciès hypabyssal, elles sont présentes dans la zone radiale du diatrème sous forme de dykes élargis, de dykes et de filons-couches. Ce faciès est formé par la cristallisation d'un magma kimberlitique chaud et riche en volatils. Généralement, la présence de fragments est rare à l'intérieur du faciès hypabyssal et il est décrit comme faisant partie du groupe des roches ignées. Plusieurs phases intrusives de kimberlites de faciès hypabyssal peuvent être présentes à l'intérieur de la même zone radiale d'une cheminée kimberlitique.

Les kimberlites du faciès de diatrème et de cratère sont très sensibles aux processus de météorisation qui se manifestent après leur mise en place. Cette altération entraîne la formation de terres jaunes et de terres bleues qui peuvent être facilement repérables sur le terrain (Mitchell, 1986).

Les diamants ne sont pas touchés par ce processus, ce qui fait que les teneurs en surface peuvent être beaucoup enrichies par simple réduction du volume de kimberlite par l'altération. La serpentinisation et la chloritisation des roches kimberlitiques sont très communes.

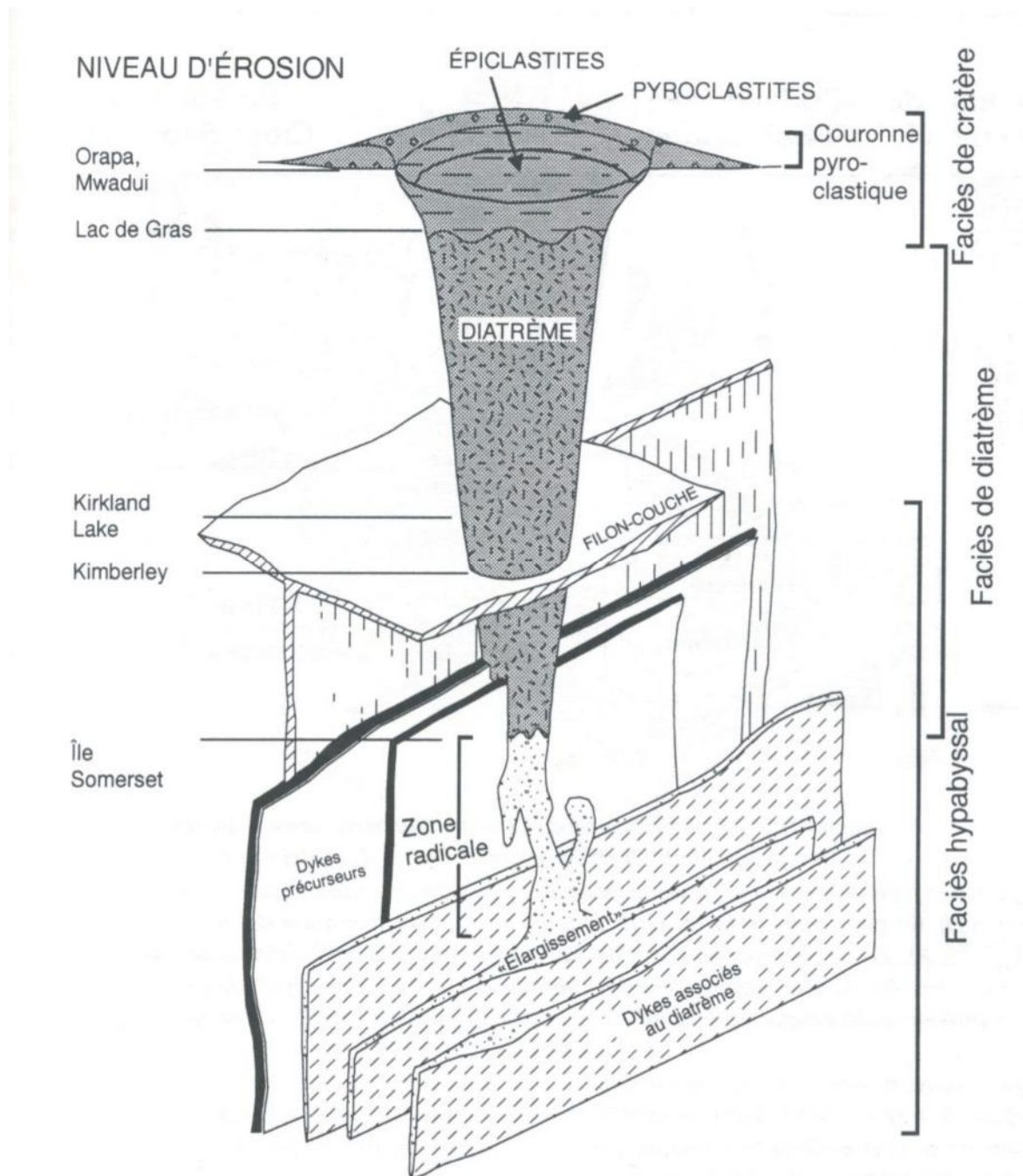


Fig. 3 Modèle généralisé du type sud-africain classique de système magmatique kimberlitique illustrant les roches de faciès cratère, diatrème et hypabyssal. Aussi indiqués, les niveaux d'érosion actuels de certaines kimberlites représentatives canadiennes d'importance économique, d'après Mitchell (1986).

I.2.2 Classification chimique

La Kimberlite est généralement définie comme un magma silicaté ultramafique riche en carbonates il est probable que la composition de la roche exposé en surface soit le résultat de procédés complexes et tardifs (dégazage, serpentinization, carbonisation) (Sparks et al, 2009).

Les kimberlites sont caractérisées par un enrichissement en éléments incompatibles (Sr, Zr, Hf, Nb et terres rares) et compatibles (Ni, Cr, Co) (Kjarsgaard, 1996a). La concentration élevée en éléments incompatibles est due à une proportion importante déjà présente dans la composition du magma mantellique, mais aussi à la contamination crustale. Celle en éléments compatibles provient de minéraux mafiques comme l'olivine (Clement, 1982 ; Shee, 1985).

Une étude comparative récente de Kimberlites en Afrique du Sud (Becker and le Roex, 2006) met en évidence les différences de compositions en éléments majeurs et en trace entre les kimberlites des « Groupe I » et « Groupe II ».

Les Kimberlites du « Groupe I » sont typiquement moins magnésiennes (MgO) et moins riche en Silice (SiO₂) et en Potassium (K₂O) que celle du « Groupe II » que en revanche sont plus riche en CO₂ et CaO ainsi qu'en TiO₂.

La classification isotopique en « Groupe I » et « Groupe II » est la plus utilisée (Fig.4). Ce sont les compositions isotopiques initiales du Sr, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ qui ont initialement permis de différencier les deux groupes de Kimberlites (Smith, 1983).

« Groupe I » a une signature isotopique en Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ faible : 0,703-0,707]. Il présente des similarités avec les basaltes d'îles océaniques d'affinités alcalines (« Ocean Island Basalt », OIB). Ils ont comme origine une source du manteau sous-lithosphérique (asthénosphérique) légèrement appauvri en éléments incompatibles.

« Groupe II » est plus riche en mica (phlogopite), une signature isotopique Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ élevé : 0,707-0,712]. Leur origine résiderait dans le manteau lithosphérique sous-continentale ayant subi un événement d'enrichissement ancien en éléments incompatibles.

La normalisation des éléments en trace dans les kimberlites par rapport à celle du manteau primitif montre des anomalies négatives en K, Rb, Sr, Ti et Hf pour les kimberlites du « Groupe I » et des appauvrissements relatifs en Ti, Sr, Rb et K mais aussi en Nb et Ta et ont par ailleurs un enrichissement relatif en Pb pour les kimberlites du « Groupe II ». Les deux groupes sont enrichis en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE). Le « Groupe I » est plus enrichi en éléments traces que le « Groupe II » (Fig.5).

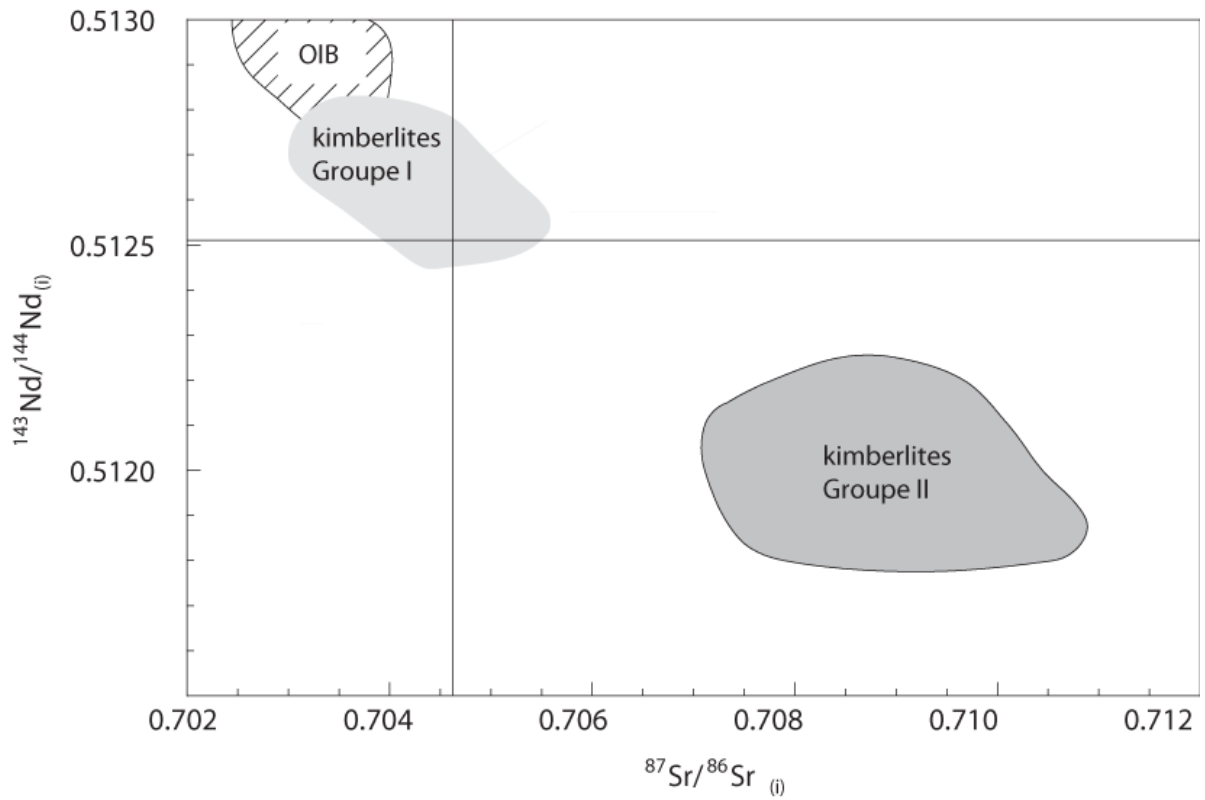


Fig.4 Variation des rapports isotopiques $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ et $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ dans les Kimberlites des groupes I et II (Smith, 1983).

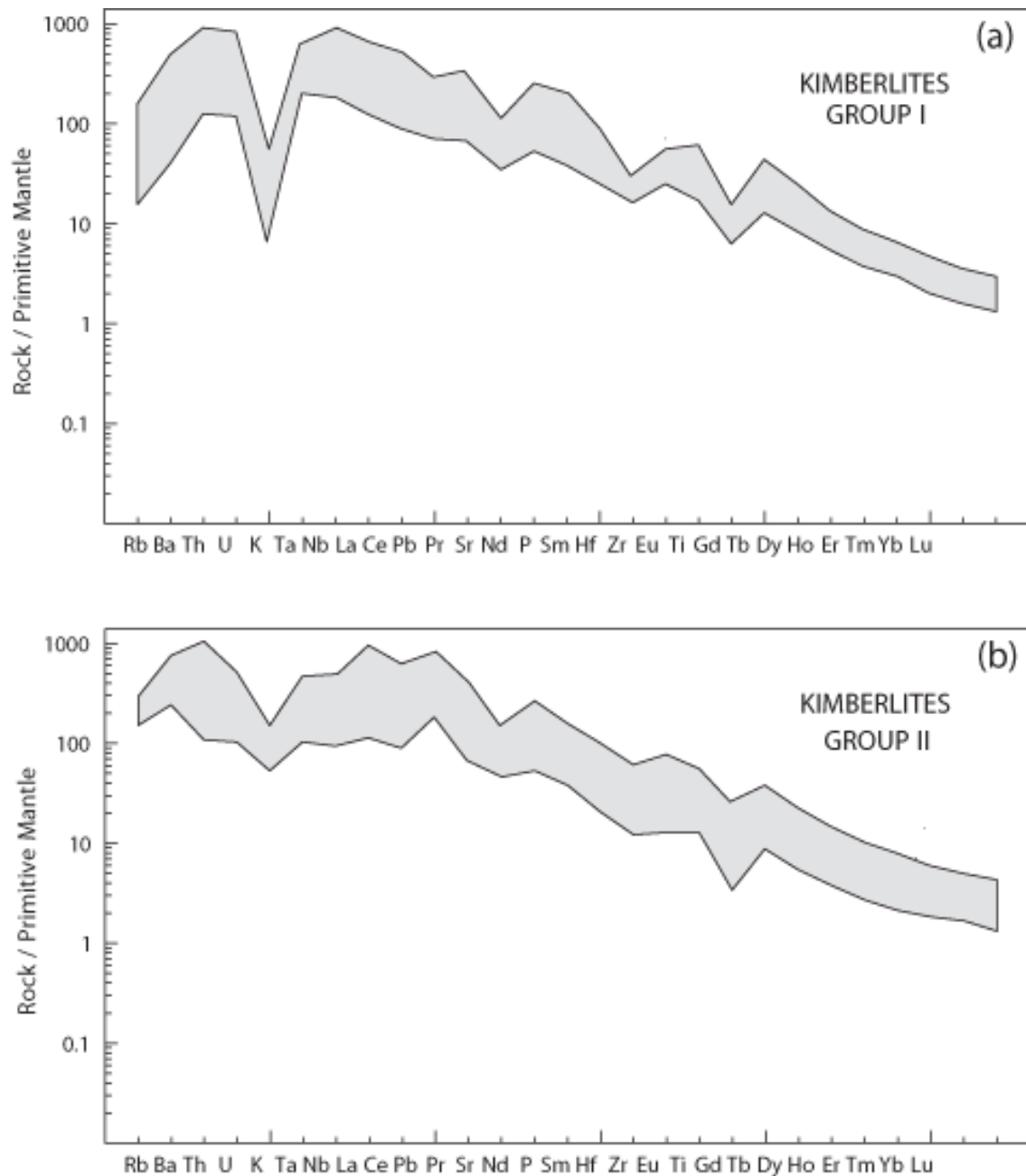


Fig.5 Diagrammes multi-élémentaire de distribution des éléments incompatibles normalisés par rapport au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995) des kimberlites des groupes I (a) et II (b) (Becker and Le Roex, 2006).

I.3 Environnement de mise en place

Les kimberlites d'intérêt économique se rencontrent dans les anciens cratons stables plus vieux que 2,5Ga (Kjarsgaard, 1996a) caractérisés par une croûte épaisse et des gradients géothermiques faibles. Les diamants sont emmagasinés dans des roches mères retrouvées dans la racine mantellique stable sous les cratons archéens et protérozoïques (Scott Smith, 1999). Si un magma kimberlitique passe au travers de la portion mantellique de la lithosphère qui a subit les conditions idéales pour la cristallisation de diamants, il peut y échantillonner et transporter vers la surface des fragments diamantifères. Cette remontée doit se faire assez rapidement pour que le plus grand nombre de diamant ne se résorbe pas en graphite. La figure 6 montre bien les différents environnements de mise en place des kimberlites et les différents modèles qui peuvent expliquer la présence ou non de diamant à l'intérieur d'un magma kimberlitique (Kjarsgaard, 1996a). L'emplacement du champ de stabilité du diamant et le passage d'un magma échantillonnant des fragments diamantifères sont la clé de toutes kimberlites fertiles.

I.4 Répartition géographique et temporelle des kimberlites

Les Kimberlites sont connues sur chaque continent, dans les régions où le socle est stabilisé depuis longtemps et donc particulièrement épais, c'est-à-dire le *craton* d'âge Archéen (> 2,5 Ga) à Paléoprotérozoïque (>1, 6 Ga) (Fig.7). Les Kimberlites sont regroupées en provinces magmatiques qui s'étendent sur quelques Km² et contiennent une à plusieurs dizaines d'intrusions qui enregistrent souvent un âge unique de mise en place. 5000 occurrences Kimberlitique ont été répertoriées dont 500 étaient Diamantifères et 50 avaient été exploitées pour les diamants (Janse et Sheahan, 1995).

Ces chiffres se sont évidemment considérablement accrus depuis étant donné les développements incessants de l'exploration par de grands groupes miniers actifs à travers le monde.

Les occurrences de Kimberlites sont restreintes aux cratons Archéens et aux ceintures orogéniques Paléoproterozoïque qui les bordent, alors que les carbonatites et lamprophyres ultramafiques semblent associées aux zones de rifts continentaux (Mitchell, 1991, Mitchell and Tappe, 2010). Notons également que les Kimberlites du « Groupe II » n'ont été identifiées qu'en Afrique du Sud et se sont mises en place entre 114 et 200 Ma. Leur similarité compositionnelle et minéralogique avec les Lamproïtes, absentes d'Afrique du Sud mais présentes sur d'autres continents, suggère que ces Kimberlites sont l'expression du magmatisme alcalin ultra-potassique local (Mitchell, 1991).

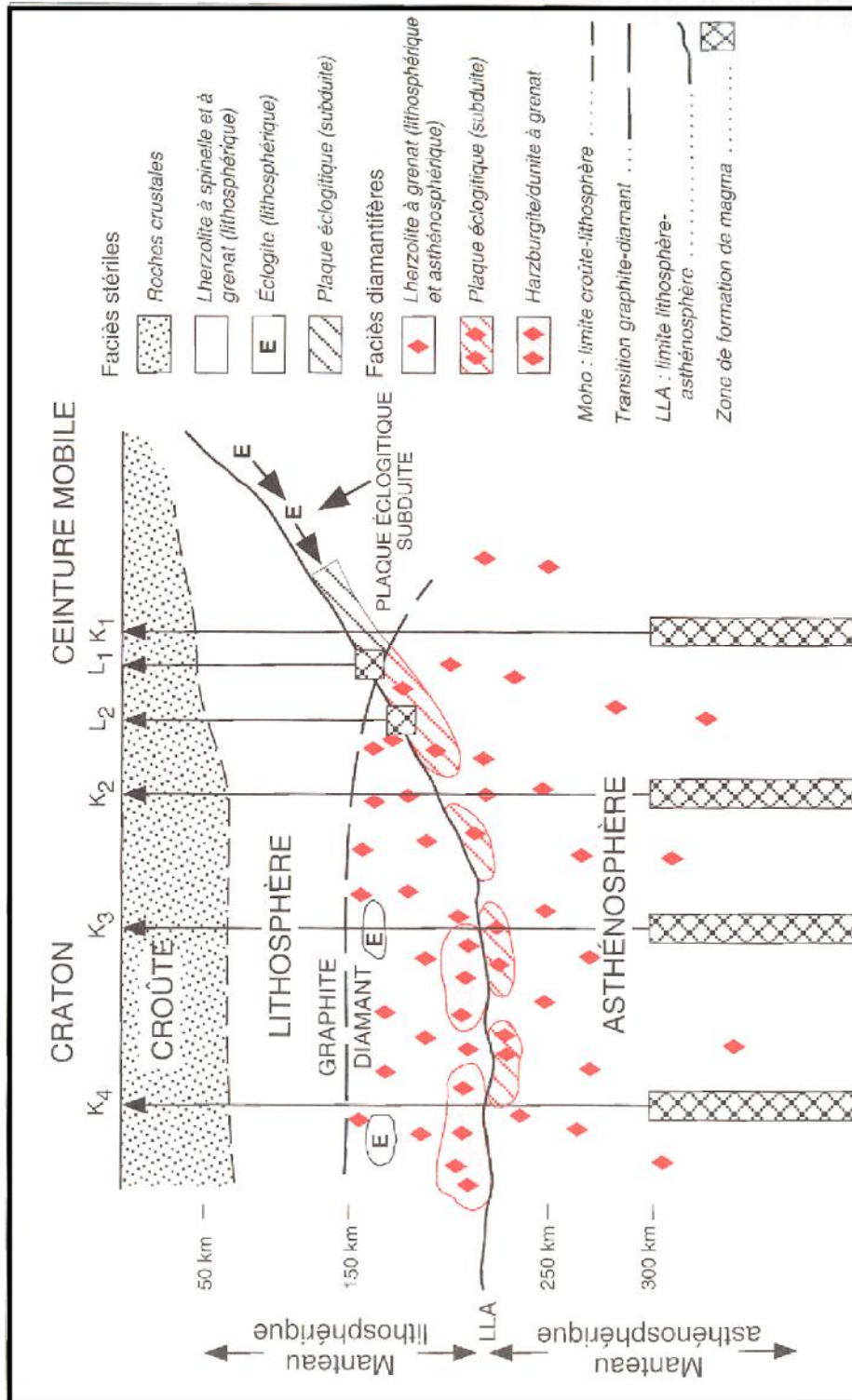


Fig. 6 : Coupe schématique d'un craton archéen et d'une ceinture mobile périphérique qui montre les régions sources de magmas kimberlitiques, les roches sources des diamants et les trajets d'ascension du magma kimberlitique qui met en relation les deux entités précédentes. Les kimberlites d'origine asthénosphérique peuvent ne pas contenir de diamant (K1) ou contenir des diamants (K2, K3 et K4). Les trajets d'ascension du magma lamproïtite de source lithosphérique sont désignés par les codes L1 (stérile) et L2 (diamantifère). Kjarsgaard (1995). Modifié de Mitchell (1991).

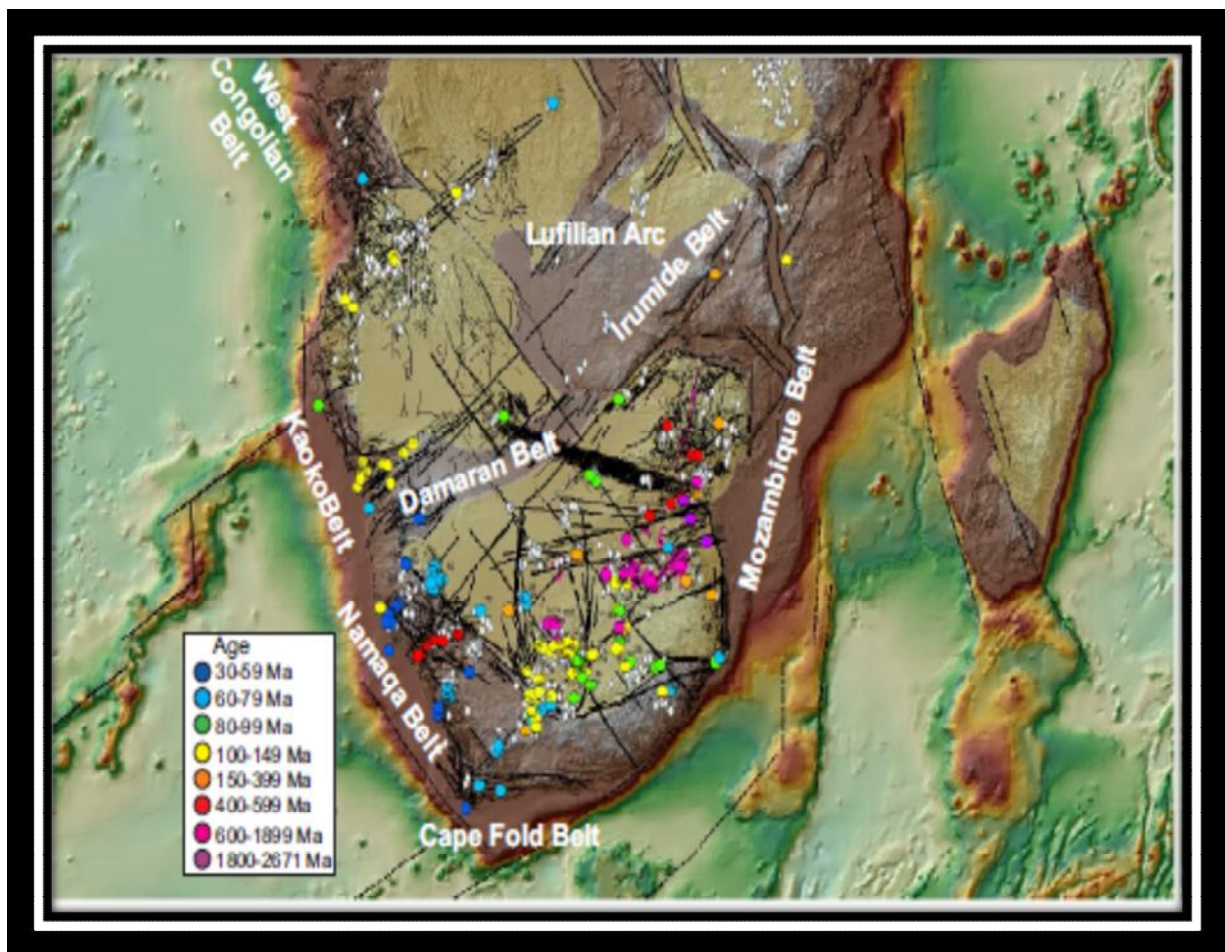


Fig.7 Distribution des Kimberlites dans la partie Sud du continent africain : les âges d'intrusion et les données structurales (linéaments majeurs, ceintures orogéniques) (Jelsma *et al*, 2009).

I.5 Les minéraux indicateurs et le potentiel diamantifère

Seulement 1% des kimberlites (environ 50 sur 5000) contiennent suffisamment de diamant pour justifier une exploitation. Les diamants en quantité économique proviennent essentiellement des diatrèmes kimberlitiques. Les affleurements sont donc relativement peu abondants. Différentes techniques telles que la géophysique, la géochimie, la télédétection, sont utilisées pour les retracer. Cependant la méthode la plus employée reste la recherche de minéraux lourds qui se trouvent dans les sédiments de ruisseaux.

Ces minéraux satellites ont de plus l'avantage de renseigner le géologue sur le potentiel diamantifère de l'intrusion. Les différents minéraux indicateurs et les informations que l'on peut en tirer à l'aide de graphiques établis par l'industrie diamantifère font ici l'objet d'une brève introduction.

Les diamants sont des xénocristaux transportés par le magma kimberlitique. Les diamants se forment dans des zones cratoniques épaisses et froides, contenant des péridotites (harzburgite ou lherzolite à grenat) et/ou des éclogites de haute pression. La recherche va être dirigée vers les minéraux provenant soit des kimberlites ou de la désagrégation des roches sources du diamant. De plus, les minéraux recherchés doivent être résistants à l'altération physique ou chimique. Les minéraux indicateurs spécifiques du diamant comprennent le grenat (pyrope chromifère à faible teneur en Ca) ayant comme roche mère la harzburgite ou la lherzolite grenatifère (Fig.8), les chromites riches en Cr-Mg dont la roche mère est la harzburgite chromifère, les ilménites, les clinopyroxènes, et parfois les olivines (Schulze, 2003).

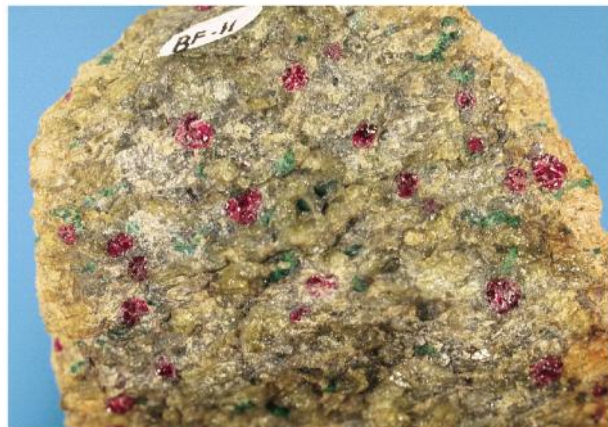


Fig.8 Exemples de roche mantellique contenant des minéraux indicateurs. Lherzolite grenatifère (rose) et diopside chromifère (vert). (Schulze, 2003).

I.5.1 Les Grenats.

Il s'agit de grenat pyrope (> 65 % Pyrope, 14-20 % MgO) légèrement calcique et légèrement chromifère. Ils sont considérés comme les minéraux accompagnateurs les plus significatifs.

I.5.2 Les chromites

Les chromites associées au diamant ont une forte teneur en chrome (> 60 % poids Cr_2O_3) couplée à une teneur modérée à élevée en magnésium (12 à 16 % poids MgO). Le contenu en TiO_2 est faible, typiquement inférieur à 0,6 %.

I.5.3 L'ilménite

On utilise l'ilménite pour prévoir le potentiel de préservation des diamants. Les fortes teneurs en oxyde de chrome, combinées avec des fortes teneurs en oxyde de magnésium, témoignent des conditions réductrices, ceci implique que les diamants seront peu affectés par les phénomènes de résorption. Inversement, si elles sont associées à de faibles teneurs en MgO, ceci témoigne de conditions oxydantes. On utilise le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ comme indicateur du potentiel diamantifère. Les ilménites avec un faible ratio $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont associées avec une plus forte teneur en diamant que celles avec plus de Fe^{3+} , tandis que celle avec de fortes valeurs en Fe^{3+} sont toujours stériles (Dawson, 1980).

I.5.4. Le clinopyroxène

Les macrocristaux de diopside rencontrés dans les kimberlites sont issus de la désagrégation des nodules de péridotite et/ou d'éclogite. Ce sont des xéno-cristaux. Le diopside dans l'environnement secondaire est un bon indicateur de la présence de kimberlite. On se sert des teneurs en chrome (> 0.5 poids %)

et en sodium ($> 0,8$ % poids) comme critères distinctifs des diopsides périclinitiques. Les diopsides des éclogites diamantifères montrent un enrichissement en K_2O (> 0.07 % poids). Les diopsides chromifères sont utilisés comme géothermomètre et géobaromètre. Pour un gradient géothermique sous cratonique moyen la formation des diamants est restreinte à une température de 950 à 1250°C pour des pressions de 45 à 65 kbar. Cet intervalle correspond à la fenêtre des diamants. Si les minéraux proviennent de cette zone et que la lithosphère y est diamantifère, la possibilité d'obtenir des diamants sera élevée (Nimis et Taylor, 2000).

I.5.5. L'olivine

L'olivine est présente sous deux formes dans les kimberlites, en macrocristaux xénomorphes parfois de grandes dimensions et en phénocristaux de petite taille.

Les macrocristaux d'olivine dans les kimberlites couvrent un large champ de composition allant de Fo_{84} à Fo_{95} . Ils correspondent aux olivines provenant de la désagrégation des xénolites de lherzolite ou de harzburgite. Les olivines en inclusion dans les diamants sont caractérisées par leur proportion élevée en forstérite ($Fo_{90.2-96.6}$) et des teneurs significatives en nickel (0.2-0.49 % poids NiO) (Fipke et al, 1995).

I.6 Conclusion

Les Kimberlites sont des roches intrinsèquement intéressantes que ce soit par la nature particulière du magma, leur répartition ou les mécanismes tectoniques impliqués lors de la fusion d'une source dont la composition précise sont toujours discutés.

Les kimberlites ont aussi un intérêt pétrologique et sont également remarquable pour l'abondance et la diversité des Xénocristaux et des Xénolites échantillonnés à différentes profondeurs par le magma lors de sa remontée rapide. Parmi ces Xénocristaux se trouvent bien entendu les megacristaux et également les Diamants dont l'intérêt économique n'est pas à démontrer où le Diamant est un minéral extrêmement rare car leur formation nécessite des conditions de pressions élevées (> 5 GPa) (Kennedy, 1976). Les Diamants se forment donc dans les régions cratoniques où la lithosphère est suffisamment épaisse, par ailleurs, ils ne seront retrouvés en surface de la terre que si des procédés particuliers les y emmènent.

Les magmas de type Kimberlite ont à ce titre toute leur importance car, grâce à leur grande profondeur d'origine et à leur vitesse d'ascension particulièrement élevée, ils rendent possible l'échantillonnage du Diamant et sa préservation lors de la remontée en surface, ne laissant pas le temps pour la transformation en graphite (polymorphe de basse pression), ou la combustion en C gazeux (Haggerty, 1999). Les Diamants peuvent atteindre la surface par des processus tectoniques de collision tardive, lors de l'exhumation des massifs péridotitiques (Haggerty, 1999; Su et al, 2011). Les occurrences ne sont cependant jamais économiques.

CHAPITRE II

LES KIMBERLITES DE LA NAMIBIE

II.1 Contexte géologique de Namibie

La Namibie est située au Sud-Ouest d'Afrique, elle partage des frontières terrestres avec l'Angola et la Zambie au Nord, l'Afrique du Sud au Sud, l'océan Atlantique à l'Ouest et au Botswana et au Zimbabwe à l'Est (Fig.9).

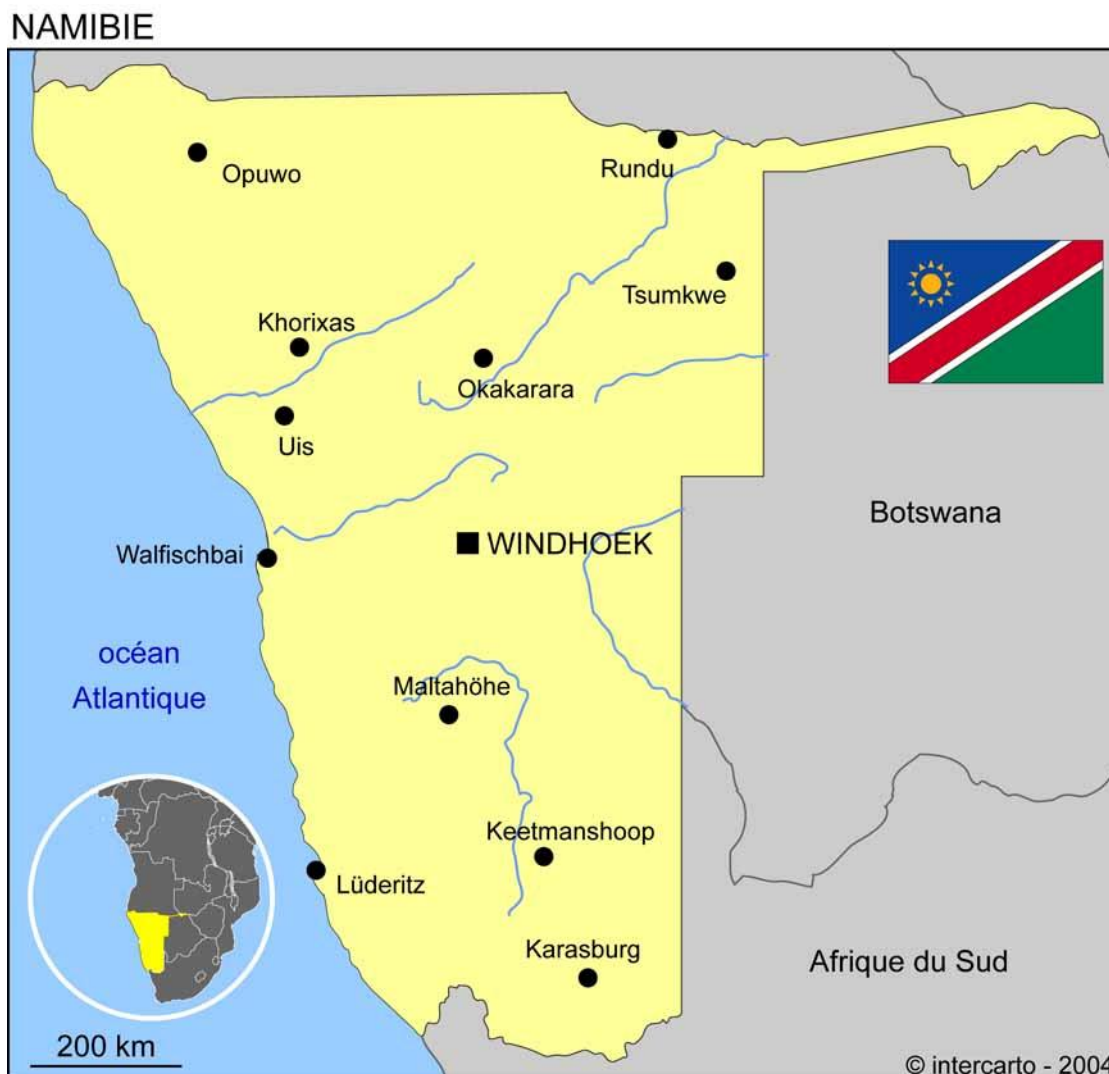


Fig.9 Carte de situation de la Namibie dans le sud du continent africain (après intercarto, 2004)

La Namibie a deux cratons, le craton du Congo qui est situé au Nord du pays et le craton du Kalahari est situé au Sud de ce pays, ces deux cratons sont séparé par la ceinture de Damara (Fig.10).

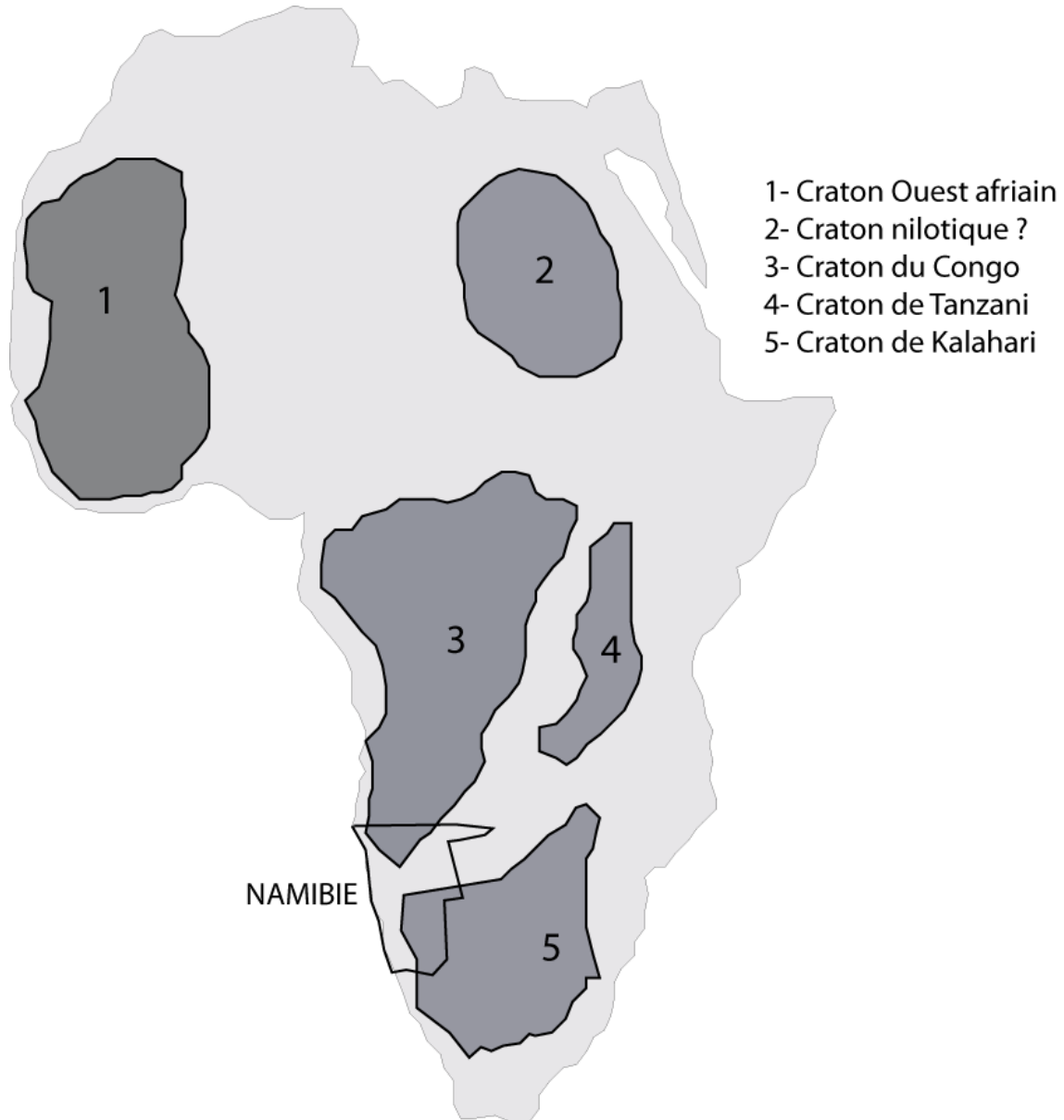


Fig.10 Les cratons de l'Afrique (Clifford, 1970)

II.2 Etude géologique et pétrographique des Kimberlites de La Namibie

Il a été enregistré que cinq champs de kimberlite sont découverts en Namibie. Elles vont de l'âge de 55 Ma à 78 Ma (Crétacé tardif au début du Tertiaire). Ces champs kimberlitiques sont (du plus ancien au plus jeune): Le champ Gibeon qui est le plus exploité a plus de 90 diatrèmes et dykes d'âge de 72 à 78 Ma, le champ de kimberlite Warmbad a 41 diatrèmes datées à 76 Ma, le champ des kimberlites Maltahöhe a 11 diatrèmes daté à 55 et 59 Ma, le champ des kimberlites Bethanie a 8 diatrèmes et le champ des kimberlites Tsumkwe a 14 diatrèmes (Boyd *et al.* 2004 ; Nguno, 2004)

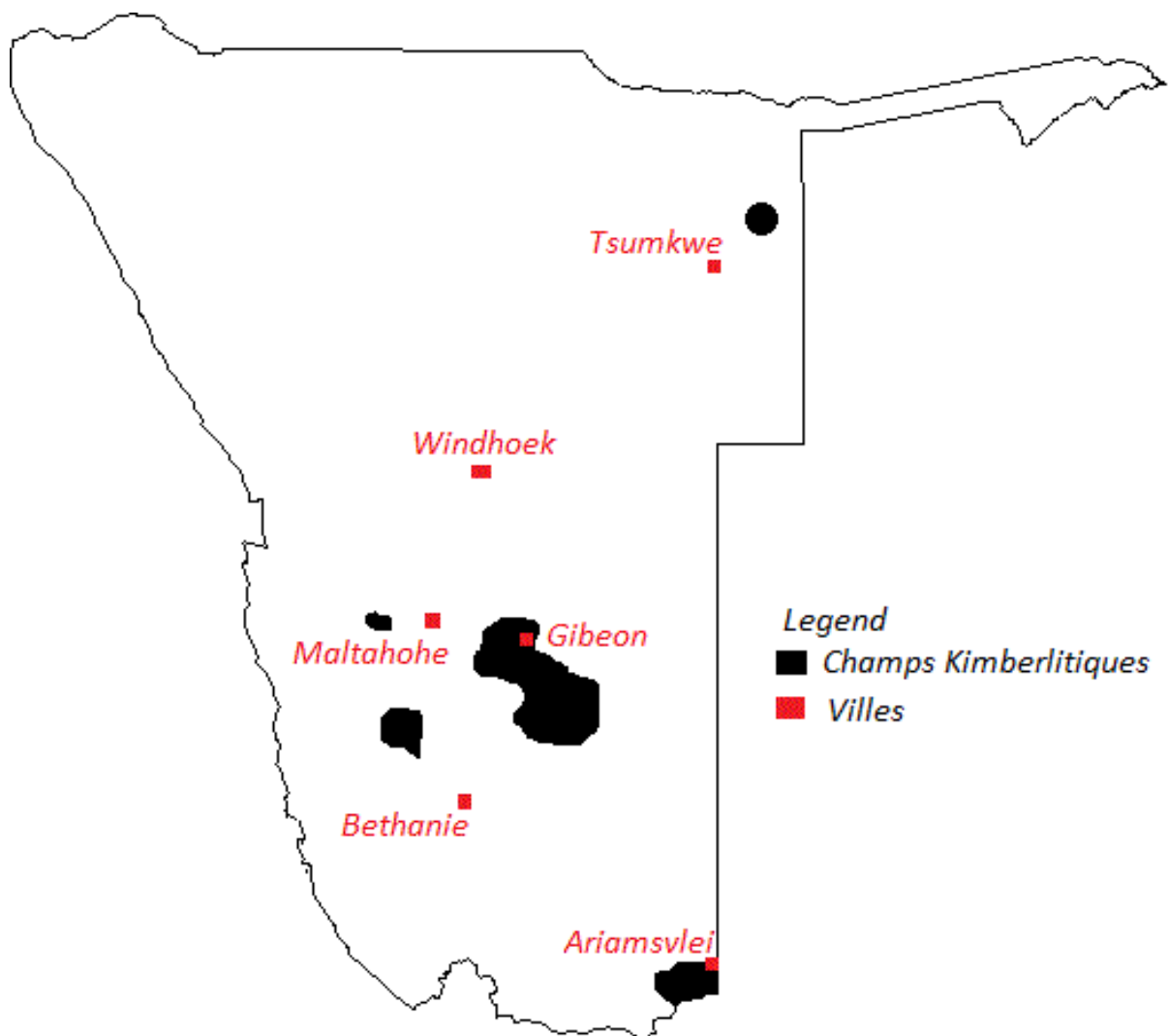


Fig. 11 Localisation des kimberlites en Namibie (Boyd et al, 2004).

La province de kimberlite Gibeon est d'âge crétacé et la plus exploitée est située dans le sud de la Namibie. Les dykes kimberlitiques ont plusieurs centaines de mètres de long et 1 à 2 m d'épaisseur. Toutes les intrusions kimberlitiques sont de «groupe I».

Ces kimberlites sont généralement très altérées et érodées. Les olivines sont généralement serpentinisées. Il a été mis en évidence des minéraux, qui sont en général des fragments de manteau, comme des grenats, des diopsides chromifères, des chromites et des ilménites. Ces minéraux sont des indicateurs de la présence des kimberlites dans la région. Quelques grenats riches en chrome ont été découverts, ils sont typiques du champ de stabilité du diamant.

II.3 Potentiel économique des Kimberlites de Namibie

Deux diatrèmes, l'un dans le domaine Warmbad et un dans la région de Tsumkwe contiennent une petite quantité de microdiamants et aucun de ces diamants ne sont de la qualité de gemme. Les kimberlites Gibeon contiennent une grande quantité de grenats qui sont de qualité de gemme de différentes couleurs mais ils ne contiennent aucun diamant (Nguno, 1998).

L'absence des pipes diamantaires près des rivières a porté les géologues à croire que les diamants présents en Namibie proviennent des pipes kimberlitiques de l'Afrique du sud. Les diamants sont donc transportés sur de longues distances par des rivières.

II.4 Conclusion

Les kimberlites de la Namibie sont toutes du «Groupe I ». Malgré les diamants de qualité du pays, ces diamants ont tendance à être alluviale parce que la plupart de ces kimberlites sont non diamantifère « Groupe I », sauf pour les deux diatrèmes qui sont diamantifères, l'un dans le champ Warmbad et un dans la région de Tsumkwe qui contiennent une petite quantité de microdiamants et ces diamants ne sont pas de la qualité commerciale.

Ces kimberlites ne sont pas diamantifères parce que l'épaisseur lithosphérique n'a pas été supérieure à la profondeur du champ de stabilité du graphite-diamant au moment où les kimberlites ce sont formées (Davies et al, 2001).

CHAPITRE III.
LES KIMBERLITES
DE MOZAMBIQUE

III.1 Contexte géographique et géologique général du Mozambique

Le Mozambique est un pays situé au sud-est de l'Afrique, et s'étend sur plus de 800 000 km² et présente 2599 km de cote le long de l'océan Indien. Est entouré au Nord par la Tanzanie, par le Malawi et la Zambie au Nord-ouest, le Zimbabwe à l'ouest et par l'Afrique du Sud et le petit Swaziland au Sud.

Ce pays est essentiellement plat et le point plus haut s'élève à 2436 mètres d'altitude, c'est le Binga. Le pays est aussi traversé par deux fleuves très célèbres de sud d'Afrique, le Limpopo et le Zambèze.

Au Mozambique, les différences géologiques sont beaucoup plus grandes entre le nord, le centre et le Sud du pays. Ainsi, le Nord est fondamentalement Protérozoïque, le Sud est Phanérozoïque et le Centre est formé de terrains Archéens, Protérozoïques et Phanérozoïques (Fig.12).



Fig.12 Carte de situation de Mozambique (InterCarto, 2004)

Les terrains Précambriens montrent une série de structures linéaires régionales qui délimitent trois blocs tectoniques, conséquence de la collision entre plusieurs blocs de Gondwana, chacun avec ces propres caractéristiques (Vasconcelos et Jamal, 2010) : Gondwana Est, Gondwana Ouest et Gondwana Sud (Westerhof *et al.* , 2008).

Les blocs Est et Ouest sont séparé par une limite N-S, et ce sont séparé du bloc Sud respectivement par la ceinture de Lùrio (LTB – Lùrio Tectonic Belt) et par la zone de cisaillement de Sanângoé (SSZ – Sanângoé Shear Zone).

Les terres Phanérozoïque se divisent en super group de Karoo (SGK) et système de rift Est- Africain (SREA) (Vasconcelos et Jamal, 2010). L'âge de SGK, divisé en inférieur (sédimentaire) et supérieur (sédimentaire et ignés), varie du Carbonifère Supérieur jusqu'au Jurassique Inferieur (Vasconcelos et Jamal 2010), et est représenté sous forme de dépression tectonique profonde qui résulte de rift avortée dans une phase de démembrement de Gondwana. Il continue l'ouverture de l'océan Indien par suite du mouvement continental et de la dispersion de Gondwana, simultanément avec le développement de SREA, qui a débuté au Jurassique et continue jusqu'aujourd'hui, aboutissant au développement de deux bassins sédimentaires énormes le Bassin de Mozambique et le Bassin de Rovuma (Vasconcelos et Jamal, 2010).

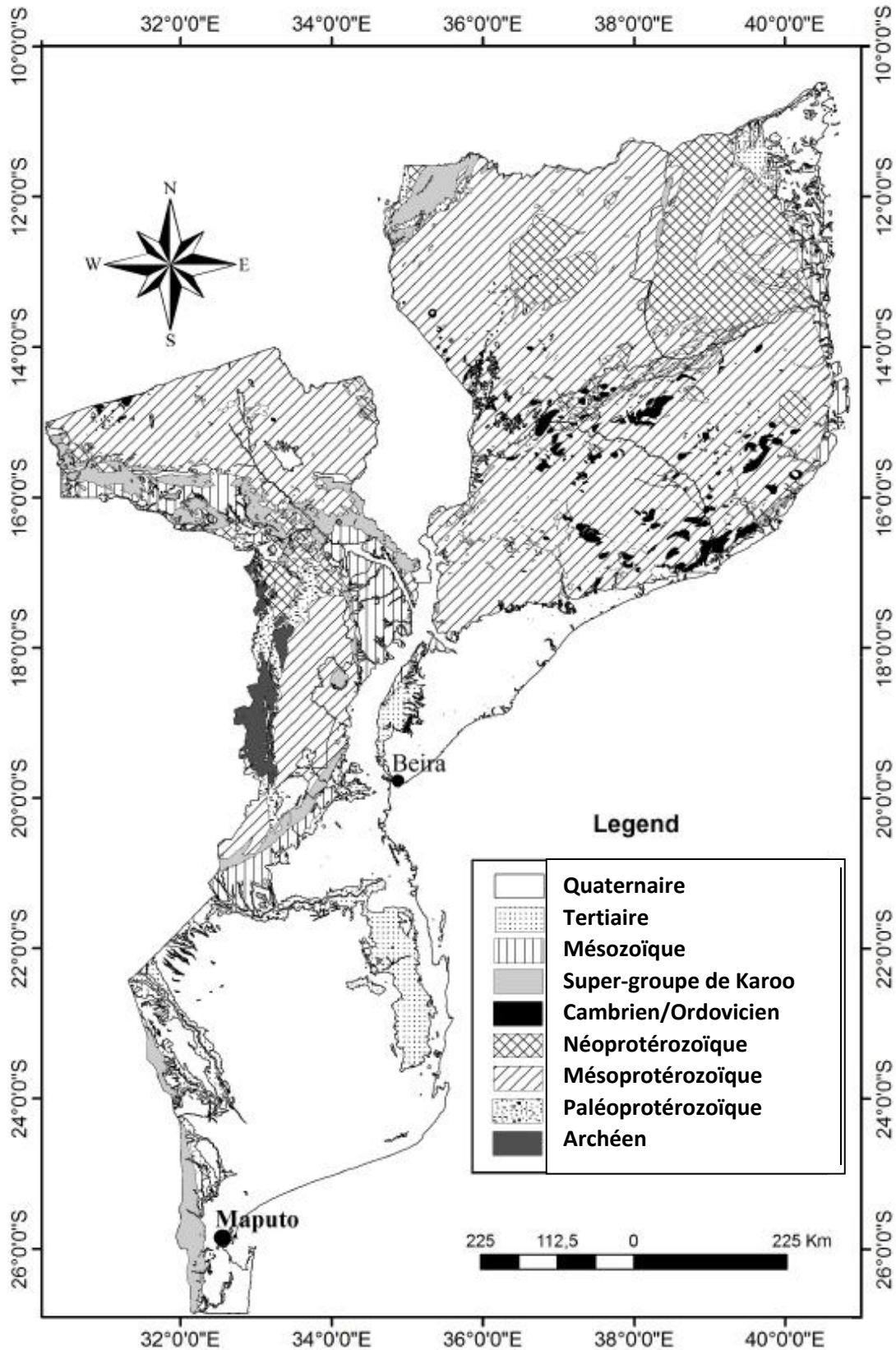


Fig.13 Les grands divisions Géologiques de Mozambique (Westerhof et al. 2008)

III.2 Les kimberlites du Mozambique

III.2.1 Affleurement, pétrographie et contexte de mise en place

Les Kimberlites en Mozambique ont été trouvés au Nord du pays par un groupe de géologues soviétiques dans les années 1970 (Afonso & Marques, 1993). Ces roches sont intrusées dans des terrains sédimentaires de 10 km d'épaisseur remplissant le graben « Karoo » dont le socle est protérozoïque. Une relation directe a été mise en évidence entre la formation du Graben et la mise en place des kimberlites (Saranga, 2004). Les kimberlites se présentent sous forme de dykes, et peuvent atteindre jusqu'à 3 mètres d'épaisseur. Ces Kimberlites sont reportés le long de cinq zones, quatre de direction NO-SE et une de direction ENE-OSO (Fig.13).

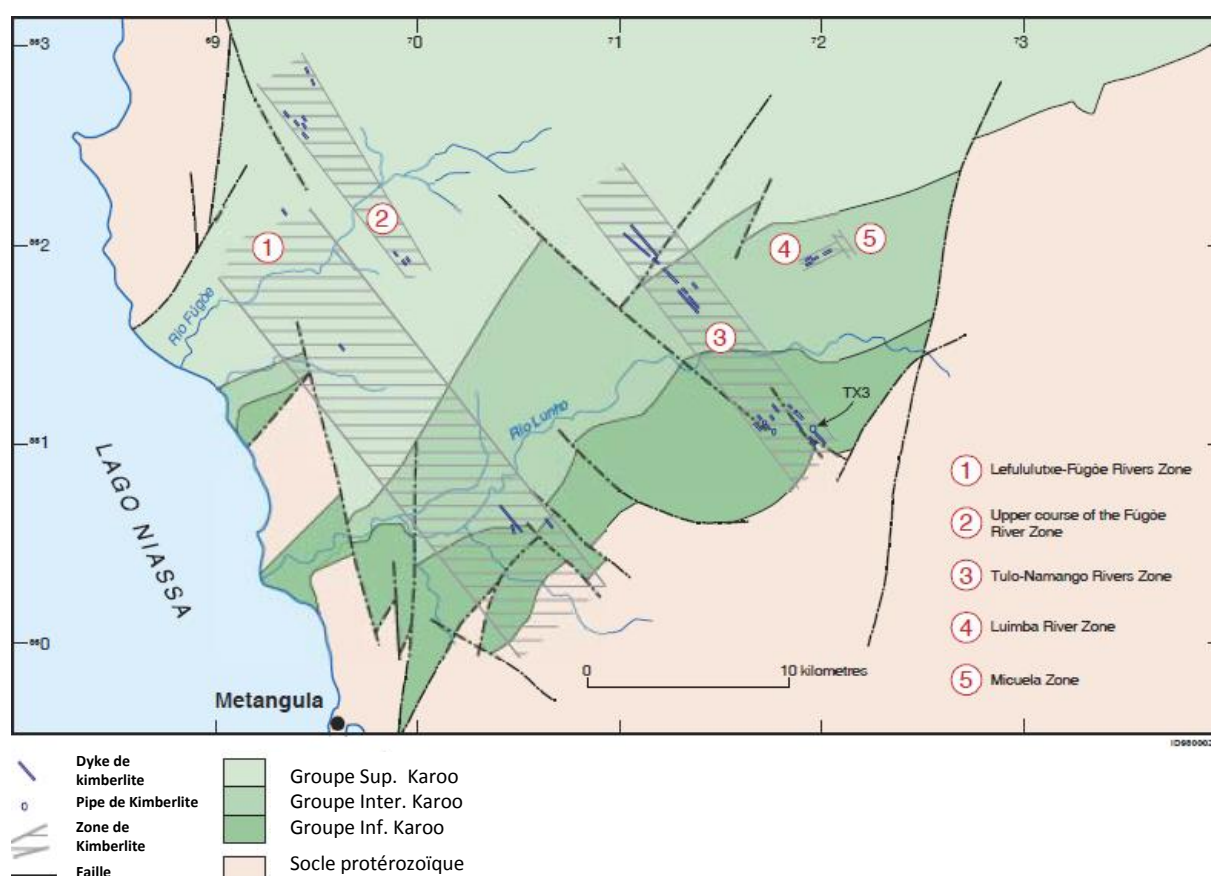


Fig.14 Localisation et les zones d'emplacement des dykes et pipes Kimberlitiques au Nord du Mozambique.

Les Kimberlites examinées dans cette région sont toutes des Kimberlites du « Groupe I » (Lächelt, 2004). Elles sont à textures inequigranulaires composées de macrocristaux d'olivine, de grenat (pyrope), d'ilmenite, de pyroxène, ainsi que des phénocristaux d'olivine et de microcristaux de monticellite, phlogopite et spinelle. La matrice est constituée de calcite et de serpentine primaires avec des grains d'olivine et des traces d'apatites et de clinopyroxènes. L'âge de mise en place de ces kimberlites a été estimé, par isochrone Rb-Sr, à 138 Ma (Crétacé inférieur) (Verniers et al, 1989).

III.2.2 Géochimie des kimberlites de Mozambique

La teneur en SiO₂ des kimberlites de Mozambique est de 27 and 30%. La composition chimique des roches analysées ainsi que le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7052 ± 0.0026 , confirme que cette Kimberlite appartient au « Groupe I » (Smith et al, 1985). Ces auteurs concluent que les kimberlites du Graben de Karoo, proviennent d'une source asthénosphérique.

III.3 Conclusion

Les Kimberlites étudiées dans le Nord de Mozambique, ont l'âge d'emplacement près de 138Ma (Crétacé Inférieur). Elles recourent les formations sédimentaires de Karoo Graben au NE du Mozambique. Les analyses pétrographiques, minéralogiques et chimiques indiquent que ces Kimberlites sont semblables à des Kimberlites du « Groupe I ». Elles sont composées essentiellement de macrocristaux d'olivine, associés à des ilménites magnésiennes, des pyropes et des phlogopites. La matrice est constituée essentiellement de calcite et de la serpentine. Les données minéralogiques et géochimiques sont insuffisantes pour déclarer que ces Kimberlites sont ou pas diamantifères. L'exploration dans la région entière du Graben « Karoo » du Nord de Mozambique, peut amener à la découverte possible de Kimberlites diamantifères.

CHAPITRE IV
COMPARAISON ENTRE
LES KIMBERLITES DE
MOZAMBIQUE ET
CELLES DE LA
NAMIBIE

Comparaison entre les kimberlites de Mozambique et celles de la Namibie

L'objectif de ce chapitre consiste à faire une étude comparative entre les kimberlites de ces deux pays: La Namibie et Mozambique.

La Namibie est caractérisée par cinq champs kimberlitiques réparties du nord vers le sud du pays. Le Mozambique est aussi caractérisé par cinq champs de kimberlitiques, c'est au Nord-Est du pays, le Graben « Karoo ». Les Kimberlites des ces deux pays, le Mozambique et Namibie sont toutes les deux du « Groupe I ». Ce groupe de kimberlites est très pauvre en diamants. Deux des champs de kimberlite namibiennes (champ de kimberlite Warmbad et Tsumkwe) contiennent des micro-diamants mais ils ne sont pas commercial. Aucun diamant n'a été découvert dans les kimberlites du Mozambique.

Les kimberlites namibiens contiennent des grenats riches en chrome, subcalciques qui indiquent le potentiel diamantifère possible d'une kimberlite (principalement dans le domaine de kimberlite Warmbad et Tsumkwe où se trouvent des micro-diamants). Aucun grenat de ce type n'a été identifié dans les kimberlites mozambicaines.

Les Kimberlites de Mozambique sont daté à l'âge de 138 Ma (Crétacé inférieur), celles de Namibie sont d'âge de 55 Ma à 78Ma (Crétacé-Tertiaire).

Les Kimberlites de Mozambique sont constitué de macrocristaux à phénocristaux d'Olivine associés à des Ilménites magnésiennes, des Pyropes et des Phlogopites mais les Kimberlites de Namibie sont généralement très altérés et érodées, les Olivines sont habituellement serpentinisées.

Les Kimberlites de tout le Mozambique se présentent sous forme de dykes dans le Graben de « Karoo » mais les kimberlites de Namibie se présentent essentiellement en pipes et quelque fois en dykes.

Malgré les diamants qu'ont été trouvé au centre de Mozambique, elles ne proviennent pas des Kimberlites de la région de « Karoo » Graben, ces diamants sont alluviaux, arrache par le fleuve « Save River » que divise le centre et le sud. Les diamants de La Namibie sont tous alluviaux et les géologues croient que les diamants namibiens sont transportés par la rivière Orange et ils proviennent de la roche kimberlitique du Kimberly en Afrique du Sud.

LA CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La kimberlite est une roche magmatique ultrabasique qui se présente sous forme de Brèche d'explosion. Elle remplit des pipes verticales larges de quelques centaines de mètres.

La kimberlite est une roche compacte, de couleur bleue ou gris sombre mais altérée elle prend un teint jaune.

Les principales cheminées de kimberlite se trouvent en : Afrique du Sud, et en Sibérie orientale, où les plus fréquentes sont datées au Crétacé, mais certaines peuvent être très anciennes de plus 1500Ma.

L'olivine, le grenat, les pyroxènes, la phlogopite et l'ilmenite sont des minéraux dominants dans la kimberlite, et aussi la kimberlite est la source primaire des diamants.

Chimiquement la kimberlite est une roche enrichie en éléments incompatibles (le Sr, Zr, Hf, Nb et les Terres Rares) à cause de la contamination crustale et compatibles (Ni, Cr, Co) qui proviennent des minéraux mafiques.

Cette roche est classifiée en deux types : la kimberlite du « groupe I » et la kimberlite du « groupe II » sur une base isotopique (Smith, 1983) ; la kimberlite basaltique et kimberlite micacée sur une base pétrographique (Wagner, 1914) ; ou encore la kimberlite et l'Orangéite sur une base minéralogique (Mitchell, 1995), mais la classification isotopique en « groupe I » et « groupe II » qui est mondialement utilisée actuellement.

Nous avons procédé à comparer les kimberlites de deux pays (Namibie et Mozambique), et nous avons conclu que ces deux kimberlites du « groupe I » et qu'ils ne sont pas potentiellement diamantifères. Malgré la découverte de quelque diamant au centre du Mozambique, qui n'avait pas comme origine des Kimberlites de Metengula, qui est les kimberlites les plus connues. L'origine de ces diamants sont d'origine de kimberlites qui sont en cours de prospection. Les kimberlites de Namibie sont très altérées et occupent plusieurs champs, mais sont toutes du « Groupe I » non diamantifères ou très rarement. Les diamants de Namibie sont d'origine alluvionnaire, qui proviennent probablement par transport des Kimberlites de « Kimberley » en Afrique de Sud.

Enfin les kimberlites de ces deux pays jusqu'à maintenant ne présentent aucun potentiel économique parce que ils ne sont pas diamantifères.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AFONSO, R. S. & MARQUES, J. M. (1993): Recursos Minerais da República de Moçambique. Contribuição para o seu conhecimento. Instituto de Investigação Científica Tropical de Portugal and Direcção Nacional de Geologia de Moçambique. 1a. Edição, Lisboa, Portugal, 149 p.

BECKER, M. & LE ROEX, A. P. (2006): Geochemistry of South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *Journal of Petrology* 47, 673-703.

BOYD, C., HUGHEST, T., & NOVICK, P. (2004): Vesicles carry most exocyst subunits to exocytic sites marked by the remaining two subunits, Sec3p and Exo70p. *J Cell Biol* 167(5):889-901.

CLEMENT, C. R. (1982): A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State. Ph.D.thesis, University of Cape Town.

CLIFFORD, T.N., (1970): The structural framework of Africa in “Africa magmatism and tectonics” edited by T. N. Clifford and I G Gass.

CLEMENT, C.R., SKINNER, E.M.W. & SCOTT-SMITH, B.H. (1984): Kimberlite re-defined *J. Geol.* 92, 223-228.

ENCYCLOPEDIA OF CANALMONDE.fr (2004): Carte géographique et touristique de la Namibie et Mozambique - Plan et vue satellite de la Namibie /r-annuaire-tourisme/monde/guides/cartes.php?p=na

DAVIES, G. R., SPRIGGS, A. J., NIXON, P. H., (2001): A non-cognate origin for the Gibeon Kimberlite megacryst suite, Namibia: Implications for the origin of Namibian Kimberlites. *J. of petrology.* 42, 159-172.

DAWSON, J.B. (1980): Kimberlites and their xenoliths. Berlin, Springer-Verlag, 252p.

FIELD, M. & SCOTT SMITH, B.H. (1999): Contrasting geology and near-surface emplacement of kimberlite pipes in Southern Africa and Canada, *7th Inter. Kimberlite Conf.*, Cape Town, South Africa, Red Roof Designs.

FIELD, M., AND SMITH B.H., (1999): Contrasting Geology and near-surface emplacement pipes.

FIPKE, C.E., DUMMET, C.E., MOORE, R.O., CARLSON, J.A., ASHLEY, R.M., GURNEY, J.J. & KIRKLEY, M.B. (1995): History of the

discovery of diamondiferous kimberlites in the Northwest Territories, Canada., *6th Inter. Kimberlite Conf.*, Ext. Abstr., 158-60, Novosibirsk, Russia.

HAGGERTY, S.E., (1999) : A diamond trilogy; superplumes, supercontinents, and supernovae. *Science* 285:851-860.

JANSE, A.J.A. (1975): Kimberlite and related rocks from the Nama-Plateau of South-West Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9, 81-94.

JANSE, A.J.A., SHEAHAN, P.A., (1995): Catalogue of worldwide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach. *Journal of Geochemical Exploration* 53, 73–111.

JELSMA, H., BARNETT, W., RICHARDS, S., LISTER, G. (2009): Tectonic setting of kimberlites. *Lithos* 112s, 155–165.

KAMENETSKY, V. S., KAMENETSKY, M.B., SHARYGIN, V.V., FAURE, K., GOLOVIN, A. V., (2007A) : Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) *Chem. Geol.*, 237, pp. 384–400

KAMENETSKY, V.S., KAMENETSKY, M.B., SHARYGIN, V.V., GOLOVIN, A.V., (2007B) : Carbonate-chloride enrichment in fresh kimberlites of the Udachnaya-East pipe, Siberia: a clue to physical properties of kimberlite magmas? *Geophys. Res. Lett.*, 34.

KAMENETSKY, V. S., KAMENETSKY, M. B., SOBOLEV, A. V., GOLOVIN, A. V., DEMOUCHY, S., FAURE, K., SHARYGIN, V. V. & KUZMIN, D. V. (2008): Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins. *Journal of Petrology* 49, 823^839.

KAMENETSKY, V. S., KAMENETSKY, M. B., SOBOLEV, A. V., GOLOVIN, A. V., SHARYGIN, V. V., POKHILENKO, N. P. & SOBOLEV, N. V. (2009): Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? *Lithos* 10.1016/j.lithos.2009.03.040.

KAMENETSKY ET AL., (2012b): Towards a new Model for Kimberlite petrogenesis: Evidences from unilateral Kimberlite and mantle mineral

KATSUBE, T.J., AND KJARSGAARD, B.A., (1996): Physical property characteristics of Canadian kimberlites: Geological Survey of Canada, Open File 3228, p. 241–242.

KENNEDY, C.S., KENNEDY, G.C., (1976): The equilibrium boundary

between graphite and diamond. *Journal of Geophysical Research* 81, 2467–2470.

KJARSGAARD, B.A. (1995): Gîtes de diamants dans des kimberlites, dans *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, no. 8, 622-631.

KJARSGAARD, B.A. (1996a): Les kimberlites, dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, 29-38.

LACHELT, S. (2004): The geology and mineral resources of Mozambique. Direcção Nacional de Geologia, Moçambique.

LE MAÎTRE, R.W. (2002): *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge, Cambridge University Press, 236 pp.

MCDONOUGH, W, F., SUN, S, S., (1995): The composition of the earth, *Chemical Geology* 120, 223-253.

MITCHELL, R.H. (1986): *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, Plenum Press, New York, N.Y., 442 pp.

MITCHELL, R.H., (1991): Kimberlites and lamproïtes: primary sources of diamond. *Geoscience Canada*, 18, 116 pages.

MITCHELL, R.H. (1995): *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks.*, Plenum Press, New York, N.Y., 440 pp.

MITCHELL, R.H., (2008): Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions,. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174, 1-8.

MITCHELL, R.H., TAPPE, S. (2010): Discussion of “Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle”, by D. Francis and M. Patterson (*Lithos* v. 109, pp. 72–80). *Lithos* 115, 288–292.

NGUNO, A.K. (1998): Kimberlite Indicator minerals: Their composition, character and distribution in kimberlite intrusions and aluvial sediments, Gibeon Kimberlite Province, Southern Namibia. M.Sc. thesis (unpubl.) Univ. Helsinki (Finland), 86 pp.

NGUNO A. K., (2004): Kimberlite indicator minerals of the Gibeon Kimberlite Province (GKP), southern Namibia: Their character and distribution in kimberlite intrusions and aluvial sediments, *Communs geol. Surv. Namibia*, 13, 33-42.

NIMIS, P. & TAYLOR, W. R. (2000): Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite –in-cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541-554.

PRICE, S.E., RUSSELL, K.J. & KOPYLOVA, M.G. (2000): Primitive magma from the Jericho pipe, N.W.T., Canada: Constraints on primary kimberlite melt chemistry. *J. Petrol.* 41, no. 6, 789-808.

SARANGA, IS. (2004): Unpublished report to the DNG, Maputo, Mozambique. □ Skinner, EMW. 1989. Contrasting Group 1 and II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites. In: Ross & others, Vol1, 528-544.

SCHULZE, D.J., (2003): *Short course: Diamonds & Kimberlites*. Université Laval, Québec, dans le cadre de Québec exploration 2003, 24 novembre 2003.

SCOTT SMITH, B.H. (1999): Kimberlites. In: *Undersaturated alkaline rocks: Mineralogy, petrogenesis, and economic potential*, R.H. Mitchell, Winnipeg, Manitoba, Min. Ass. Can., Short Course vol. 24, 217-243.

SHEE, S. R. (1985): The petrogenesis of the Wesselton Mine Kimberlite, Kimberley, Cape Province, R.S.A. Ph.D. thesis, University of Cape Town.

SMITH, C. B. (1983): Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites. *Nature* 304, 51-54.

SMITH, C. B., GURNEY, J. J., SKINNER, E. M. W., CLEMENT, C. R. & EBRAHIM, N. (1985): Geochemical character of the southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88, 267-280.

SPARKS, R.S.J., BROOKER, R.A., FIELD, M., KAVANAGH, J., SCHUMACHER, J.C., WALTER, M.J., WHITE, J., (2009): The nature of erupting kimberlitic melts. *Lithos*.

SPRIGGS, A. J. (1988): An isotopic and geochemical study of kimberlites and associated alkaline rocks from Namibia. Ph.D. thesis, Univ. Leeds (U.K.), 308pp

STEENFELT, A. (1998): The Nagssugtoqidian orogen imaged by geochemical maps. In: Wilson, J.R. (ed.): 23. Nordiske geologiske vintermøde, Aarhus, Denmark, 13–16 January, 1998. Abstract volume, 234 only. Aarhus, Denmark: University of Aarhus.

SU, X. B., QIN, K.Z., SAKYI, P.A., LI, X.H., YANG, Y.H., SUN, H., (2011) : U-Pb ages and Hf-O isotopes of zircons from Late Paleozoic mafic-ultramafic units in southern central Asia Orogenic Belt: tectonic implications and evidence for an Early-Permian mantle plume. *Gondwana Research*, 20, 516-531.

SUN, S. -S. & MCDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. dans: *Magmatism in the Ocean Basins* (ed. A.D. SAUNDERS and M.J. NORRY), Geol. Soc. London, 313-345.

VASCONCELOS, L., JAMAL, D., (2010): A nova geologia de Moçambique. In: D. Flores, M. Marques, (Eds). X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Universidade do Porto, Porto, Portugal. Memória, 14, 53-66.

VASCONCELOS' L., (2014): Brief presentation of the geological resources of Mozambique.

VEARNCOMBE, S. AND J. R. VEARNCOMBE (2002): "Tectonic controls on kimberlite location, southern Africa." *Journal of Structural Geology* 24(10): 1619-1625.

VERNIERS, J, JOURDAN, PP, PAULIS, RV, FRASCA-SPADA, L & DE BOCK, FR. (1989): The Karroo Graben of Metangula, northern Mozambique. *Journal of African Earth Sciences*, 9, 137-158. □

WAGNER, P.A. (1914, 1971): *The diamond fields of southern Africa*. C.Struik, 1st edit. Johannesburg 1914; 2nd edit. Cape Town 1971, 355 pp.

WESTERHOF, P.A.B., LEHTONEN, M.I., MÄKITIE, H., MANNINEN, T., PEKKALA, Y., GUSTAFSSON, B., TAHON, A., (2008): The Tete-Chipata belt: a new multiple terrane element from western Mozambique and southern Zambia. GTK Consortium Geological Surveys in Mozambique 2002–2007. In: Y. Pekkala, T. Lehto, H. Mäkitie, (Eds). Geological Survey of Finland, Special Paper 48, 121– 144.

WOOLLEY, A.R., BERGMAN, S.C., EDGAR, A.D., LE BAS, M.J., MITCHELL, R.H., ROCK, N.M.S. & SCOTT SMITH, B.H. (1996): Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Mineral.* **34**, 175-186.