

Les Grenats des dykes diamantifères

DR. ALAIN ABREAL

Sujet :

Les diamants sont certainement les gemmes les plus recherchées à la surface du globe. Malheureusement, ils ne peuvent se former que sous des conditions de pression-température extrêmes, entre 150 et 250 kilomètres de profondeur à plus de 900°C.

En surface, on ne peut les rencontrer que dans des cheminées volcaniques par lesquelles la kimberlite ou la lamproïte (sont recensés 10 dykes de kimberlite pour 1 de lamproïte) a joué le rôle de vecteur lors d'éruptions volcaniques. C'est alors que des xénocristaux, des minéraux arrachés au manteau où ils se sont formés, ont été propulsés jusqu'à la surface.

Un certain nombre de minéraux tels que le diopside chromifère, la picroilménite ainsi que les grenats de haute pression, plus précisément, les pyropes de type G9 et G10, sont utilisés comme minéraux indicateurs. Ils permettent de confirmer par leur présence, que les roches présentes dans le dyke ont bien subi les conditions de formation du diamant et que celui-ci pourrait permettre l'exploitation des diamants.

L'utilisation de réactions minérales entre les grenats et d'autres minéraux appelées géothermobaromètres, permettent d'aller plus loin et de déterminer non pas seulement si les conditions de formation des diamants étaient remplies pour les xénocristaux remontés par les kimberlites, mais de déterminer quantitativement ces conditions P-T.

Abstract :

Diamonds are indeed the most sought gems in the world. Unfortunately, they can be formed only under extreme conditions of pressures-temperatures, in the range of 150 to 250 kilometers deep, at any more 900°C.

At the surface, they can be met only in volcanic chimneys by which the kimberlite or the lamproïte (10 dykes of kimberlite for 1 of lamproïte) were vectors during volcanic eruptions. It is while mineral xénocristals, of mineral, torn off from the mantel where they formed, were projected up to the surface.

Many minerals such as the chome diopside, the picroilmenite as well as the high pressure garnets, more precisely the pyropes of types G9 and G10, are used as mineral indicators. They allow to confirm by their presence, that the rocks in the dyke have been formed under the conditions of development of diamonds and that the dyke can allow the working of diamonds.

The use of mineral reactions between garnets and others mineral, called geothermobarometers, allow to go farther and to determine not only if the conditions of development of diamonds were reached for xenocrystals caught and moved up by kimberlites but also to determine quantitatively these P-T conditions.

1. INTRODUCTION

Les grenats sont des minéraux dont le domaine d'existence couvre la quasi-totalité des conditions Pression-Température de formation des roches terrestres, du faciès des cornéennes (BP-MT) au faciès des éclogites (HP-HT).

Toutefois cette opulence n'est due qu'à la diversité des grenats, qui sont avant tout un groupe de minéraux et non un minéral unique aux propriétés clairement définies. Des études antérieures ((Dawson et Stephens (1975), Grütter et al (2004)) ont permis de cataloguer les grenats en différents types, en fonction principalement de leur composition.

Il s'avère que tous les grenats n'existent pas sous toutes les conditions PT possibles. Seuls les grenats de type G9 et G10, principalement constitués de pyrope, sont des grenats qui peuvent coexister avec les diamants, et ainsi être utilisés comme minéraux indicateurs ou géothermobaromètres, dans les dykes de kimberlite ou de lamproïte, pour déterminer si la présence de diamants est possible ou non.

2. LA GENESE DU DIAMANT

2.1 Deux types de diamants

Le diagramme de phase diamant/graphite indique que le diamant ne peut exister que sous des pressions énormes, supérieures à 1 GPa. De plus, d'après les minéraux présents en inclusions dans les diamants, ils se forment dans le manteau supérieur, à des profondeurs comprises entre 150 et 250 km de profondeur, et sous des températures comprises entre 900 et 1 400°C.

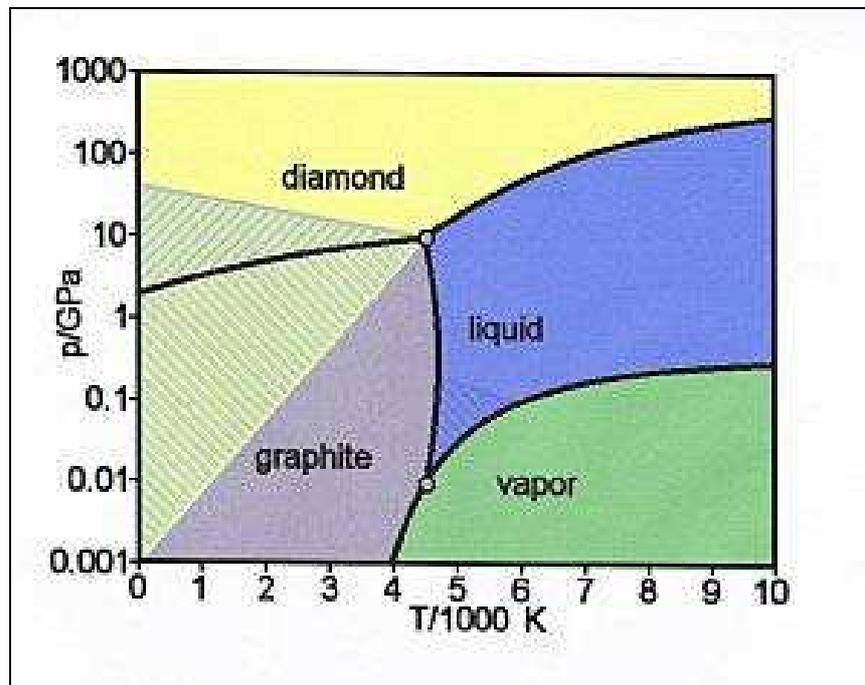


Figure 1 : kimberlite : Diagramme de phase du carbone

Les analyses isotopiques du carbone montrent des disparités selon les sites d'extraction des diamants. Toutefois, il est possible de les répertorier en deux grands groupes :

- Les diamants de type P : de la suite péridotique
Ces diamants présentent des teneurs rapprochées en $\delta^{13}\text{C}$ avec une moyenne aux alentours de -5 ‰, ce qui correspond exactement à la moyenne du manteau supérieur juvénile (Cartigny et al, 1998).

Le carbone, matériau structurel des diamants, proviendrait de l'oxydation partielle du méthane CH₄, ou d'autres hydrocarbures. Compte tenu que la fugacité de l'oxygène est très faible dans le manteau, l'oxydation de ces hydrocarbures ne forme que du carbone et non du CO ou du CO₂. De même, cette faible valeur de la fugacité de l'oxygène permet la stabilité du carbone diamant au cours du temps, sur des millions d'années.

Leurs inclusions sont principalement des grenats riches en Cr, diopsides chromifères, forstérite et enstatite.

- Les diamants de type E : de la suite éclogitique
Ces diamants présentent des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ nettement plus dispersées entre -35 ‰ et 5 ‰, ce qui reflète l'existence d'un nombre conséquent d'origines diverses.
Le carbone, dans ce cas, proviendrait de matériaux subductés dont les compositions dépendraient par conséquent des zones géographiques. Il proviendrait de magmas basaltiques de haute pression ou bien d'anciennes roches basaltiques de croûtes océaniques subductées. D'autres éclogites peuvent provenir d'une transformation de péridotites à grenats par augmentation de la pression (Helmstaedt et Schulze 1988).

2.2 Coupe d'un craton

Les travaux de Mitchell (1991) ont permis de concevoir la coupe d'un craton de formation des diamants.

Le principal élément de cette coupe est l'existence de la Limite Asthénosphère-Lithosphère, appelée LAB (Lithosphere Asthenosphere Boundary), à une profondeur de 200-250 km. Cette zone serait le lit de diverses réactions entre magmas et fluides ainsi qu'une zone de stagnation des matériaux subductés.

Le matériel subducté que l'on retrouve à la limite LAB montre des éclogites.

2.3 Diamants de Papouasie Nouvelle-Guinée

A l'est de la Papouasie Nouvelle-Guinée, dans l'île de Malaita, l'équipe austro-américaine dirigée par **K. Collerson** à découvert des roches provenant de la base du manteau supérieur (400 à 670 km de profondeur). La présence dans les échantillons récoltés de micro-diamants et de majorite, une variété de grenat stable à ultra haute pression, a permis de calculer des pressions initiales de plus de 22 GPa soit près de 250 000 fois la pression atmosphérique.

Les régions profondes du globe, inaccessibles à l'observation directe, ne sont connues que par l'intermédiaire des ondes sismiques qui les traversent et par la mesure du champ gravimétrique. Cette première découverte de roche d'origine aussi profonde, a permis de mieux connaître les variations chimiques et cristallographiques qui ont lieu à la transition des manteaux supérieur et inférieur et de mieux les reproduire par modélisation informatique.

Le processus de remontée de ces roches reste encore à élucider, mais l'on sait déjà que ce phénomène a été très rapide et s'est déroulé il y a 34 Ma.

S'appuyant sur le modèle des kimberlites, K. Collerson envisage l'action d'une cataclysmique éruption volcanique qui aurait ramené à la surface des enclaves de roches profondes.

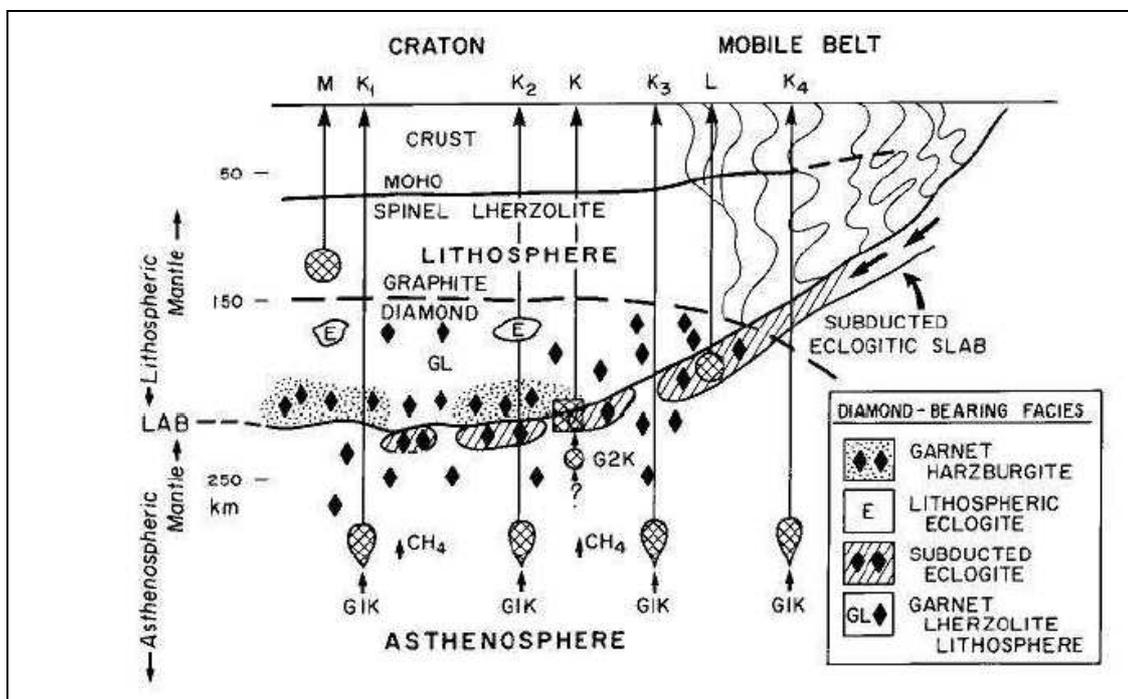
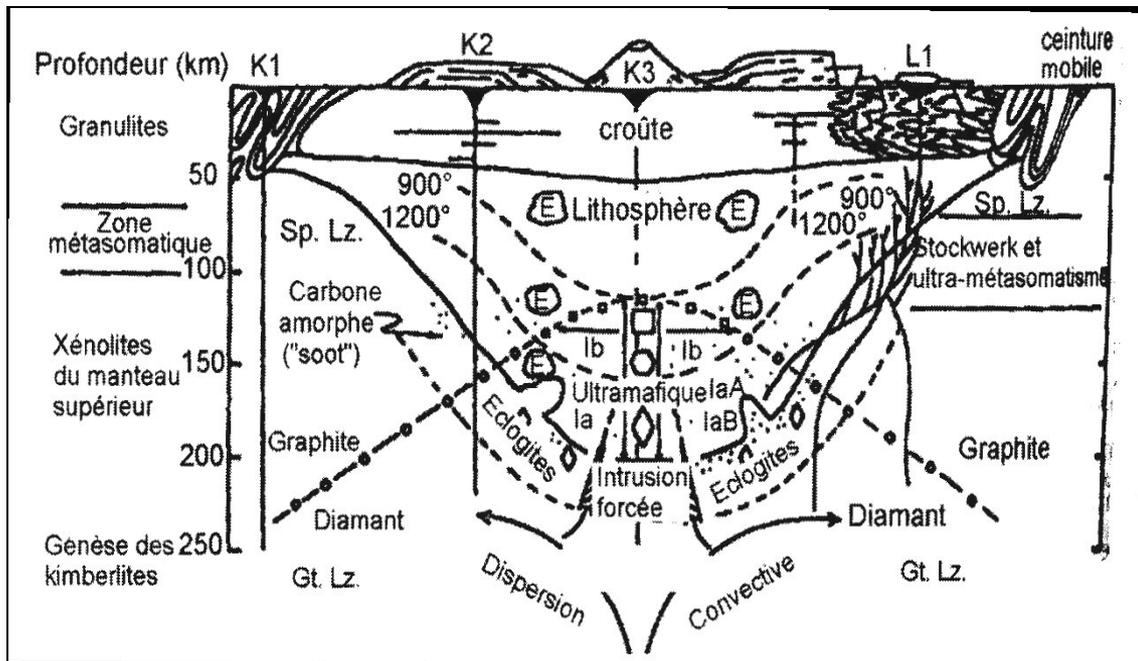


Figure 2 : kimberlite : Coupe d'un craton selon Mitchell (1991) : Afrique du sud : situation des grenats dans la cheminée 1



Figure 3 : Kimberlites, pyropes

- a) Nodule de grenat lherzolitique provenant de la kimberlite Aultman, Wyoming
Pyropes arrondis de qualité gemme et quelques diopsides chromifères dans une matrice de serpentine
- b) Mégacristal de pyrope-almandin du complexe kimberlitique de Schaeffer, Wyoming, 10 cm



Figure 4 : kimberlite, pyrope dans harzburgite, Kimberley, South Africa, Kaapval Craton



Figure 5 : kimberlite : Pyrope dans kimberlite, Iron Mine, Wyoming, USA

3. LA KIMBERLITE DE BEERS

Clément et al., (1984) proposent la définition suivante:

"La kimberlite est une roche ignée ultrabasique potassique riche en éléments volatils qui se manifeste en pipes volcaniques de petites dimensions, en dykes et plus rarement en sills. Elle a une texture non équi-granulaire du fait de la présence de macrocristaux dans une matrice à grain fin. Cette matrice contient comme phénocristaux primaires et/ou constituants du fond de la roche de l'olivine et plusieurs minéraux parmi les suivants : phlogopite, carbonates (généralement calcite), serpentine, clinopyroxène (généralement diopside), monticellite, apatite, spinelles, pérovskite et ilménite.

Les macrocristaux sont des minéraux ferro-magnésiens dérivés du manteau, sans formes cristallines, qui comprennent olivine, phlogopite, picro-ilménite, spinelle chromifère, grenat magnésien, clinopyroxène (généralement diopside chromifère) et orthopyroxène (généralement enstatite). L'olivine est extrêmement abondante par rapport aux autres macrocristaux, tous n'étant pas nécessairement présents. Les macrocristaux et les minéraux précoces de la matrice sont généralement altérés par des processus deutériques, principalement serpentinisation et carbonatation. La kimberlite contient très généralement des enclaves du manteau supérieur provenant de roches ultramafiques. Des quantités variables de xénolithes et xénocristaux provenant de la croûte peuvent aussi être présents. Enfin la kimberlite peut contenir des diamants, mais ce n'est qu'un très rare constituant. La différence principale entre les deux groupes de kimberlite tient dans la teneur en phlogopite, très importante dans le groupe II micacé, très faible dans le groupe I (groupes dus à la distinction de Smith et al (1983 : groupe I : kimberlites 'basaltiques », non désués aujourd'hui, groupe II : kimberlite micacées lamprophyriques).

En outre les kimberlites du groupe II contiennent beaucoup plus de calcite et d'apatite en matrice ainsi que du diopside, tout à fait rare dans les kimberlites du groupe I. Par contre la picroilménite est beaucoup plus rare dans les kimberlites du groupe II. Des lamprophyres non diamantifères accompagnent parfois les kimberlites du groupe II."

Les éruptions kimberlitiques, sont des éruptions anciennes très violentes, qui ont percé la croûte de façon explosive, laissant des cheminées cylindriques étroites ou « pipes » remplies d'une lave carbonatée et d'enclaves du manteau supérieur ramonées sur le parcours.

NOTA :

Les lamproïtes à olivine diamantifères d'Australie ressemblent beaucoup aux kimberlites micacées du groupe II : ainsi la kimberlite diamantifère de Prairie Greek (Arkansas) serait un lamproïte. Ils sont essentiellement moins riches en CO₂, ce qui se traduit par une mise en place moins explosive avec des laves jusque dans le cratère en surface. Autres différences : les lamproïtes contiennent du verre ; ils sont plus riches en TiO₂, à la fois dans les micas, le diopside et l'amphibole (K-richtérite), en SiO₂ et P₂O₅, mais plus pauvres en Al₂O₃, et Cr₂O₃ car ils ne contiennent pas de grenats.

4. LES MINÉRAUX INDICATEURS DES KIMBERLITES

4.1 Général

Depuis des décennies, les géologues et les prospecteurs ont exploité avec succès des associations minérales en tant que traceurs pour rechercher et surtout identifier les kimberlites. Ces minéraux ne sont pas des minéraux endémiques des kimberlites, mais des xénolithes du manteau, capturés par la kimberlite et ses roches associées. Ainsi, par exemple la picro-ilménite, cristalliserait directement à partir du magma kimberlitique, et d'autres intrusions non kimberlitiques, mais néanmoins originaires du manteau supérieur, peuvent contenir ces minéraux indicateurs.



**Figure 6 : Kimberlites : exemples de minéraux indicateurs de qualité gemmes
Kimberlites diamantifères Slaon 1 et 2, Colorado. En rose : pyropes en vert : diopside chromifère**

4.2 Méthodologie

4.2.1. Intérêt

Le but de la recherche et de l'analyse des minéraux indicateurs est de déterminer si les conditions PT de leur formation correspondent au domaine d'existence ou de stabilité du diamant.

4.2.2. Descriptif

La chimie de nombre de ces minéraux indicateurs provient de la kimberlite diamantifère et de la lamproïte qui parfois ne contiennent qu'un unique enrichissement en minéraux traceurs provenant des conditions de pression extrême de leur formation.

Il est difficile d'échantillonner directement les roches massives. La méthodologie d'identification et de repérage des kimberlites diamantifères exploitent donc les filons alluvionnaires. Des échantillons d'alluvions sont analysés en laboratoire et leur site de récolte reportés sur une carte. De proche en proche, de l'aval vers l'amont, la présence et l'absence de minéraux indicateurs sont relevées, de manière à identifier la source origininaire kimberlitique de ces minéraux.

A l'approche de cette source, des échantillons sont également prélevés le long des pentes au-dessus du drainage.

Le gisement est alors précisément défini et peut être étudié non plus qualitativement mais quantitativement pour définir ses moyens d'exploitation et sa rentabilité.

4.2.3. Difficultés

Bien que cette méthodologie paraisse relativement simple, en pratique, elle peut s'avérer complexe, notamment à cause des effets de terrain, de son histoire géologique, de son érosion, qui peuvent avoir fortement modifié le paysage depuis l'intrusion du pipe ou du dyke. De plus, les rapports des laboratoires sur la géochimie et la minéralogie des échantillons requièrent du temps, car les échantillons doivent être concentrés, examinés minéralogiquement puis géochimiquement ; l'ensemble de ces étapes pouvant durer de plusieurs semaines à plusieurs mois.

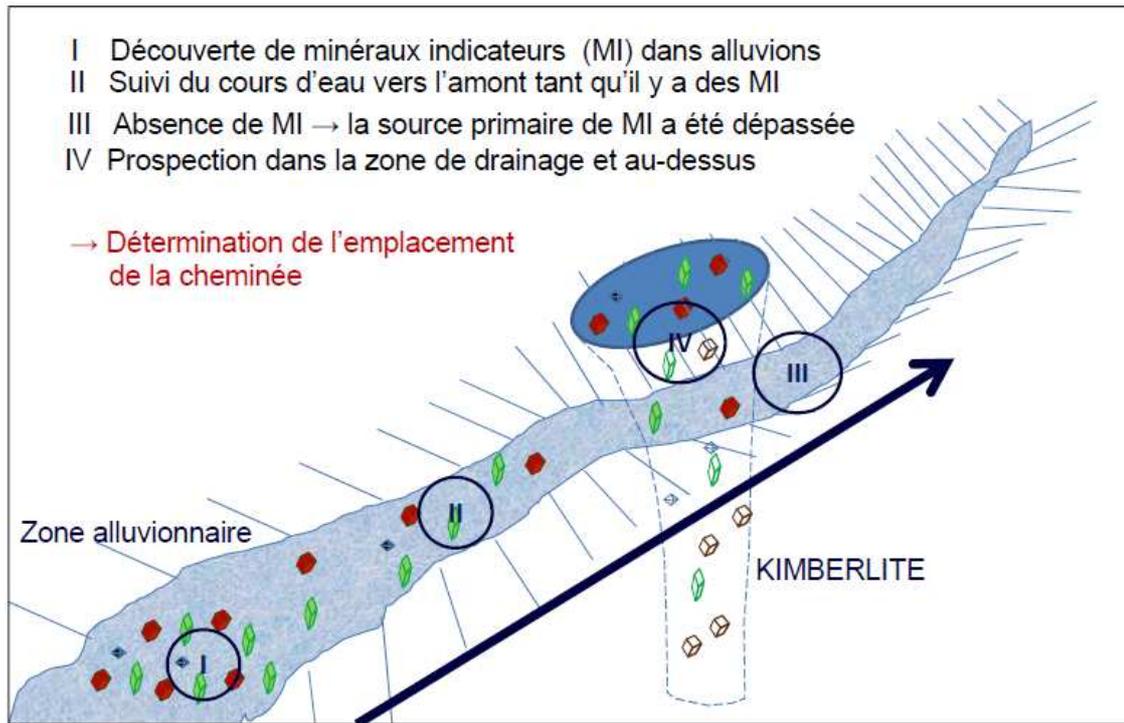


Figure 7 : kimberlite : méthode de prospection et de localisation des dykes

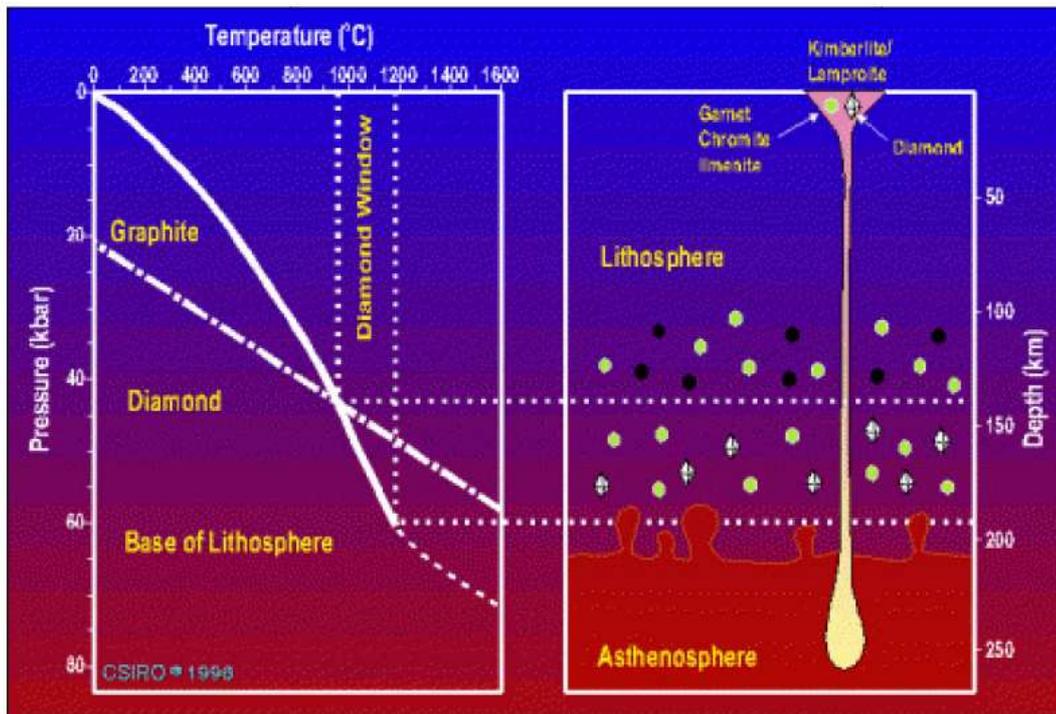


Figure 8: Schéma montrant un géotherme typique (relation de P, T : courbe pleine) et domaine de stabilité diamant-graphite (ligne de points-tirets)

Noter le domaine de stabilité du diamant qui est relié à la profondeur dans la lithosphère; les minéraux indicateurs (grenat, chromite, ilménite) prélevés dans ce domaine de profondeur (et avec T(Ni) dans la fenêtre de diamant) ont pu avoir coexisté avec le diamant.

En outre, cette méthodologie ne prend pas en compte les durées des prospections proprement dites, avant la découverte de minéraux indicateurs et cette recherche peut s'avérer longtemps infructueuse et peut durer, à elle seule, plusieurs mois, voire plusieurs années.

4.2.4. Minéraux traceurs

Les minéraux traditionnellement utilisés comme traceurs diamantifères dans les kimberlites sont la micro ilménite (ou ilménite de Mg), les grenats pyrope, la diopside au chrome, et la chromite.

Ces minéraux font partie d'une association de minéraux communément rencontrée dans les kimberlites tels que le grenat pyrope chromifère (type G9), le pyrope chromifère à basse teneur en calcium (G10), l'almandin de magnésium (G5), les grenats (G3) et (G6), le spinel chromifère, les pyropes titano-chromifères (G1 et G2), l'ilménite magnésio-chromifères, le diopside chromifère et l'enstatite chromifère.

La microilménite est un des composants de base de la kimberlite puisqu'elle représente de 1 à 10 %pds de la masse totale de la kimberlite.

4.3 Les Grenats

Un géobaromètre, pour que sa calibration soit correcte, doit être choisi pour un domaine P-T donné. Ainsi, les almandins, qui sont plus fréquemment rencontrés lors de métamorphisme de collision, MT-MP à MT-HP, ne sont pas aptes à fournir des informations fiables pour le domaine de stabilité des diamants HT-HP. Par conséquent, tous les grenats ne sont pas exploitables pour la recherche de gisements diamantifères.

Dawson et Stephens définirent dès 1975, une classification des grenats des kimberlites ; d'autres chercheurs précisèrent cette classification par la suite : Grütter et al, 2004.

Les grenats sont parmi les traceurs les plus utilisés dans la recherche de kimberlite. D'une part, ils sont relativement communs dans la plupart des kimberlites et, d'autre part, ils sont facilement identifiables sur site. Malheureusement, les grenats ne sont pas abondants dans les lamproïtes et lamprophyres.

Les grenats se présentent dans les kimberlites sous la forme de mégacristaux et de xénoctristaux, en tant que composés des xénolithes et nodules capturés par le magma de la kimberlite. Cinq groupes de xénolithes, nodules, et mégacristaux ont été répertoriés comme étant les sources principales des xénoctristaux de grenats découverts dans la kimberlite :

- (1) les péridotites (wehrlites, lherzolites, harzburgites et dunites)
- (2) Les pyroxénites à grenat (les xénoctristaux de grenat provenant des pyroxénites ne peuvent généralement pas être distingués des grenats des péridotites).
- (3) les éclogites
- (4) certaines xénolithes crustales
- (5) des mégacristaux de grenat pauvres en Cr

Les xénoctristaux de grenats découverts dans les kimberlites incluent les grenats pyrope-almandin éclogitiques à Na-Ti de couleur jaune-orangé, ainsi qu'une large gamme de pyropes péridotiques allant du rouge clair à la couleur lavande en passant par le pourpre ; les pyrope-uvarovite-knorringites verts ; et les grenats almandins de couleur rose, rouge brun voire orange rouge.

Localement, certains grenats peuvent être transparents voire de qualité gemme.

Les cristaux de grenat bien formés sont particulièrement absents des séries de grenats pyropes kimberlitiques car ils ont tendance à s'arrondir lors de leur transport du manteau jusqu'à la surface. Le pyrope ne possède pas de clivage, a une fracture conchoïdale, et une dureté de 7,25. D'après Sinkakas (1964), la densité du pyrope est comprise entre 3,65 et 3,84 et leur indice de réfraction compris entre 1,73 et 1,76. L'almandin, grenat métamorphique abondant dans les terrains de degré de métamorphisme du domaine des amphibolites a un indice de réfraction supérieur à 1,76. C'est donc cet indice de réfraction qui est utilisé pour différencier les deux types de grenats.

Groupe	Désignation / Composition	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
1	Pyrope titanifère	0,6	1,3	9,3	20,0	
2	Pyrope à haute teneur en Ti	1,1	0,9	9,8	20,3	
3	Pyrope – almandin au calcium	0,3	0,3	16,5	13,4	6,5
4	Almandin au Ti-Ca-Mg	0,9	0,08	18,0	10,0	9,4
5	Almandin au magnésium	0,05	0,03	28,0	8,0	2,5
6	Pyrope-Grossulaire-Almandin	0,25	0,25	10,8	10,0	15,0
7	Uvarovite-Grossulaire au Fe-Mg	0,3	11,5	5,0	8,5	21,5
8	Grossulaire au Fe-Mg	0,25	0,04	7,0	5,0	25,0
9	Pyrope chromifère	0,2	3,5	8,0	20,0	5,0
10	Pyrope chromifère basse teneur en Ca	0,04	8,0	6,0	23,0	2,0
11	Pyrope-Uvarovite titanifère	0,5	9,5	7,5	16,0	10,0
12	Pyrope-Uvarovite-Knorringite	0,18	16,0	7,5	15,5	9,5

Table 1 : Classification des grenats de kimberlite (selon Dawson et Stephens 1975)

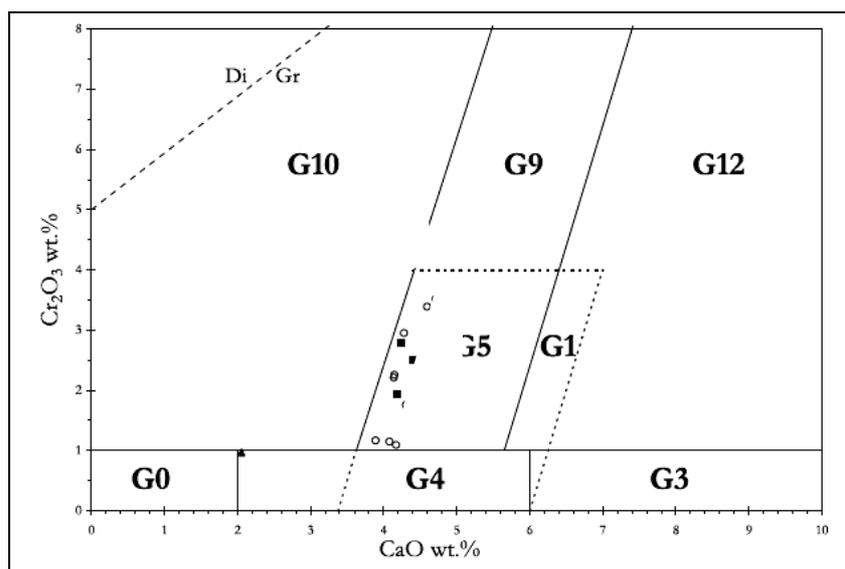


Figure 9 : kimberlite : Diagramme de classification des grenats en fonction de leur teneur en Cr₂O₃ et CaO (Grütter et al, 2004), en repère pointillé, la séparation des domaines de stabilité du diamant et du graphite Di/Gr
 G0 : non classé, G1 : mégacristaux à basse teneur en Cr, G3 : écolotitique, G4 : pyroxénitique à basse teneur en Cr/webstéritique/écolotitique, G5 : pyroxénitique, G9 : lherzolitique, G10 : harzburgitique, G12 : wehrlitique.

Les groupes G11 (péridotique à haute teneur en TiO₂) et G1 ont été classifiés les premiers.

Aucun grenat G11 n'a, à ce jour, été répertorié.

Comme les grenats des groupes G1, G6, G7 et G8 sont d'origine crustale, ils ne sont pas représentés dans le diagramme.

Le groupe G1 de mégacristaux (parallélogramme en pointillés) chevauchent les groupes G3,G4,G5,G9 et G12 pour des teneurs supérieures en TiO₂. Les grenats des groupes G5 et G9 sont différenciés par leur teneur en Mg. Tous les grenats appartenant au domaine au-dessus de la ligne pointillée de séparation des domaines de stabilité diamant/graphite sont considérés s'être formés sous les conditions du domaine de stabilité du diamant. Les grenats au-dessous de cette ligne de séparation peuvent être considérés comme faisant partie du groupe G10D (Diamant) si leur teneur en Mn, MnO < 0,36%pds (Correia et Lainhas, 2005)

De nombreux grenats pauvre en Chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\%$) sont désignés comme grenats éclogitiques (Type E) ou de source crustale plus basse et sont par conséquent des xéno-cristaux.

Les pyropes riche en chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 2\%$) sont attribués aux péridotites.

Certains des grenats péridotitiques les plus exploités pour les explorations sont les grenats pyropes de type (G9) et (G10). Les premiers (G9) sont des pyropes de calcium et de chrome provenant de péridotites lherzolitiques, les seconds (G10) sont des pyropes de chrome pauvres en calcium provenant de péridotites harzburgitiques.

Les grenats originaires des harzburgites ont des signatures géologiques semblables à celles des grenats à inclusions de diamants qui sont désignés comme (G10). Ainsi, la présence de grenats de type (G10) indiquent généralement que la roche intrusive subissait les conditions de stabilité PT de formation des diamants avant d'être extraite du manteau supérieur.

Plus la signature de (G10) est forte, plus la probabilité de découvrir des diamants est élevée. Toutefois, elle ne permet pas de déterminer quelle est la qualité des diamants, en matière de préservation, de qualité gemme et de dimension.

Les inclusions de grenats péridotiques (Type P) dans le diamant ont des teneurs en Cr_2O_3 supérieure et en CaO inférieure à celle des grenats qui cristallisent dans le domaine de stabilité du graphite. La majorité des grenats de type P, du domaine de stabilité du diamant (Type G10) proviennent de harzburgites, bien que certains grenats de type G9 provenant de la décomposition de lherzolites se sont aussi formés sous les conditions du domaine de stabilité du diamant, mais dans une moindre mesure. Les grenats de type P du domaine de stabilité des diamants contiennent typiquement des concentrations de $\text{MgO} \geq 14$ %pds et $\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 4$ %pds. La teneur en calcium est également significative par sa faible valeur $\text{CaO} \leq 5$ %pds, même s'il existe des grenats de paragenèse lherzolitique formés sous les conditions PT de stabilité du diamant qui possèdent une teneur en calcium supérieure.

Les grenats du domaine de stabilité des diamants des paragenèses éclogitiques contiennent généralement des teneurs en sodium $\text{NaO} > 0,7$ %pds (Gurnay 1985).

Les grenats almandins au Mg (G5) ont parfois été utilisés comme traceur dans l'exploration de lamproïte avec les grenats (G9), puisque les grenats de type G10 ne sont pas présent dans cette roche. Ces grenats sont de couleur allant du rose au pourpre ou de l'orange pâle au brunâtre, et ont tendance à avoir un aspect brisé ou anguleux. Leurs compositions sont FeO (24,96-29,94%), TiO_2 (<0,35%), Cr_2O_3 (<0,13%), MgO (5,26-10,9 %), et CaO (1,07-5,66 %). Bien que les grenats (G5) puissent être utilisés dans certaines régions de prospections de minéraux lourds pour localiser des lamproïtes et des kimberlites, ils ne permettent pas de distinguer les zones stériles et les sources diamantifères. Ils sont aussi facilement pris pour des grenats de région métamorphique (Fipke 1994).

Les grenats mégacristaux pauvre en chrome forment des mégacristaux simples, larges, arrondis, fortement fracturés et de couleur brun rougeâtre. Ils ont parfois tendance à paraître orangés comme les grenats éclogitiques lorsqu'ils sont trouvés sous la forme de petits fragments. Certains grenats mégacristaux découverts dans les kimberlites au Wyoming, USA atteignaient les 13 cm d'arêtes. De mégacristaux analogues ont été trouvés en intercroissance avec de mégacristaux d'ilménite dans certaines kimberlites (Dawson et Stephens 1975). Les mégacristaux se distinguent des pyropes de type P de couleur rouge à pourpre au gris lavande, et ils ont des teneurs plus élevées en FeO et TiO_2 et une teneur moindre en Cr_2O_3 que les grenats lherzolitiques et harzburgitiques.

Certains chercheurs interprètent l'existence de ces mégacristaux comme étant les représentants de phénocristaux de la kimberlite qui se seraient formés à des profondeurs comprises entre 150 et 200 km, sous hautes températures, par cristallisation fractionnée et donc à une profondeur à laquelle le magma de kimberlite capture initialement des xénolithes. La plupart des scientifiques pensent qu'il n'y a donc pas de corrélation avec la formation des diamants (Schulze 1995).

Kostrovitsky et al (1997) ont précisé que les mégacristaux découverts dans les kimberlites stériles contiennent des teneurs relativement élevées en FeO et faibles en TiO_2 et Cr_2O_3 comparées aux kimberlites diamantifères.

Sur le diagramme ternaire Mg-Fe-Ca, les compositions des mégacrists des kimberlites diamantifères suivent l'axe Mg-Fe car ils ont des concentrations en Ca relativement constantes, alors que celles des grenats provenant de la kimberlite stérile suivent l'axe Mg-Ca car leurs compositions sont relativement constantes en Fe.

Les grenats mégacrists avec les teneurs en MgO et Cr₂O₃ le plus élevées ont des compositions compatibles avec les agrégats diamant-grenat.

Certains grenats pyrope-almandin peuvent également provenir de schistes soumis à des hautes pressions ou de matériau mantellique transporté au cours de la tectonique. Par exemple, un grenat almandin (avec une teneur en pyrope <30%) et de l'omphacite acmitique sont communément associés avec des schistes à glaucophane et aux péridotites serpentinisées dans les ceintures orogéniques d'environnement métamorphique basse température-haute pression (Carmichael, Turner et Verhoogen 1974). Bien que ce genre de conditions de métamorphisme de haute pression ne soit pas fréquent dans les environnements cratoniques, ils peuvent exister dans les zones de collision.

5. GEO THERMOBAROMETRIE

Les méthodes géochimiques d'exploration des zones diamantifères se fondent sur l'identification de la présence de minéraux indicateurs qui se sont formés dans le manteau supérieur, sous des conditions de pression et de température analogues à celles du domaine de stabilité du diamant.

Le diamant n'est stable que sous de très hautes pressions. Par conséquent, la prospection des diamants se limite à la présence ou non dans les roches de minéraux haute pression, tels que pyropes à basse teneur en Ca et à haute teneur en Cr (G10) ou chromites à haute teneur en Cr, semblables aux inclusions présentes dans les diamants. Cependant, cette méthode n'est pas infaillible : par exemple, il existe quelques pipes riches en grenats (G10) mais stériles de diamants, alors que de tels grenats sont extrêmement rares dans la pipe d'Argyle, le plus grand producteur du diamant du monde.

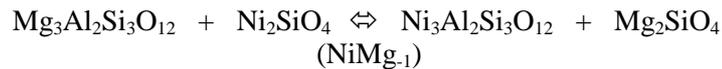
La géothermobarométrie est une technique d'analyse de réactions minéralogiques qui va plus loin : elle permet de chiffrer les valeurs de pression et température de ces réactions, à partir des composition des minéraux mis en jeu. Il est ensuite aisé de comparer les valeurs obtenues à celles du domaine d'existence du couple diamant/graphite, pour déterminer si ces valeurs coïncident avec le domaine de stabilité du diamant, et donc si la roche mère, siège de ces réactions, peut ou non contenir du diamant.

Prenons pour illustration de cette méthode, les travaux de prospection diamantifères de la société australienne CSIRO.



5.1 Géothermomètre à Oligoélément

Griffin et al ont montré que la répartition du nickel Ni entre le grenat Cr-pyrope et l'olivine est fortement sensible à la température, mais peu à la pression et à la composition en grenat (X_{gnt}). D'ailleurs, les analyses à la microsonde électronique confirment effectivement que la teneur en Ni de l'olivine peridotite est constante. Ceci permet de définir un géothermomètre simple (T(Ni)), basé sur la teneur en Ni des grenats Cr-pyrope, et la prise en considération de l'olivine comme référence.



Pyrope

olivine

La teneur en Ni des grenats est déterminée par la microsonde PIXE pour des enclaves de péridotite. Ensuite, la valeur de la température de formation de ces minéraux est déterminée par la substitution de FeMg-1 entre le grenat et l'olivine selon la calibration du géothermomètre FeMg-1 de Neill et de Wood, géothermomètre largement étudié et considéré aujourd'hui comme référence.

Il est alors possible de corrélérer la température de formation des différents échantillons à leur composition, non plus par rapport à la teneur en fer et magnésium mais par rapport à la teneur en nickel, et d'établir ainsi la calibration entre teneur en nickel et température.

En première approximation, il est possible de calibrer cette réaction d'échange par la relation

$$T(\text{K}) = 1000 / (1,506 - 0,189 \ln(\text{Ni}))$$

à partir de laquelle et de la teneur en nickel, il est possible de déterminer la température de formation des minéraux.

D'autres calibrations sont venues depuis, affiner cette relation.

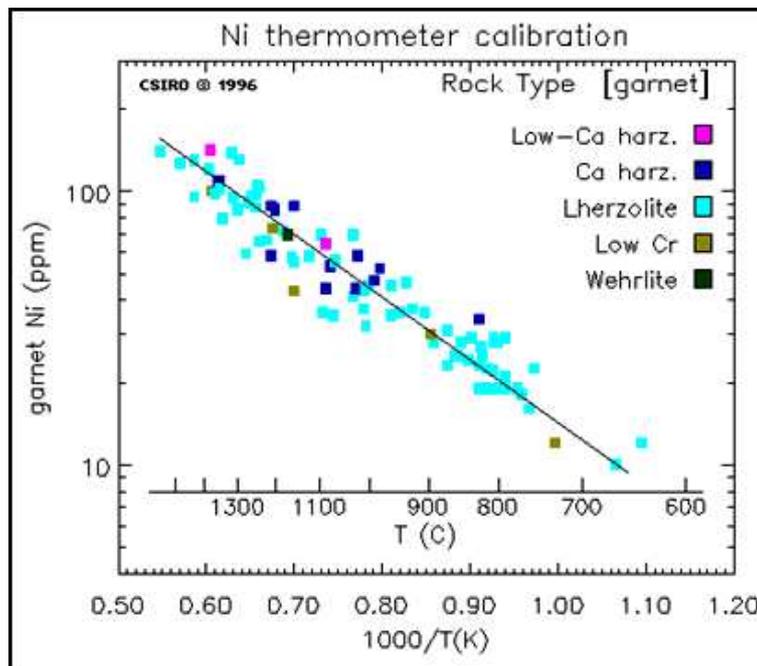


Figure 10: kimberlite : calibration du géotherme Ni

La teneur en Ni des grenats est déterminée par la microsonde PIXE pour des enclaves de péridotite.

La valeur T est déterminée par la substitution de Fe/Mg entre le grenat et l'olivine selon la calibration du géothermomètre FeMg₋₁ de Neill et de Wood

La ligne solide est un ajustement de régression linéaire donnant la nouvelle calibration du géotherme Ni

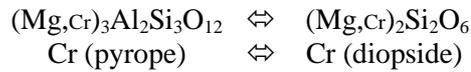
NOTA

L'exploitation des teneurs en Zn dans les chromites peut également donner une bonne estimation de la température de formation des minéraux.

5.2 Géobaromètre grenat

Le géobaromètre grenat est basé sur la dépendance de la solubilité du Cr en coexistence dans le grenat et l'orthopyroxène (opx) en fonction de la pression. Ryan et al ont employé ce baromètre grenat et les

concentrations X_{opx}, à partir du travail expérimental et des relations empiriques pour Cr(opx) déduits des xénolithes de grenat+chromite, pour déterminer la pression P(Cr).



dont une calibration est : $P(\text{kbar}) = 13,5 + 5 \text{ Cr}_2\text{O}_3$

5.3 Géothermobaromètre

Supposant qu'il y ait saturation en Chrome, et que les grenats soient prélevés le long du conduit d'un magma éruptif, la pression P(Cr) et la température T(Ni) sont déterminées pour des zones de présence de grenats hors du géotherme local à l'heure de l'éruption.

Si seulement un sous-ensemble des grenats provenait des roches saturées en Cr, le géotherme serait défini par la zone où P(Cr) est maximum pour chaque T(Ni); les géologues de Sciro ont considéré ce lieu comme géotherme grenat.

A la base de la lithosphère, l'interaction forte avec les roches en fusion asthénosphériques produit une élévation rapide de la pression relative à une température. Cet effet est connu pour les géothermes des xénolithes ; ils ont considéré que la pente dP/dT est la même pour extrapoler au géotherme grenat.

5.4 Complément : Base de la lithosphère

La chimie des grenats reflète l'exposition du manteau supérieur à la métasomatose par l'infiltration de roches fondues et de fluides. La signature des roches fondues asthénosphériques est en ordre croissant Ti, Ga, Y et Zr, comme observé dans des zones superficielles de surcroissance sur des grenats de xénolithes lherzolitiques, cisailées à haute température. L'infiltration dominante des roches fondues est évidente dans les grenats tanzaniens. Les roches initialement réduites, indiquées par le grenat à faible teneur en Y (Y10 ppm), montrent une coupure à haute température qui marque la base effective de la lithosphère. Au-dessus de cette température la plupart des roches acquièrent une composition asthénosphérique.

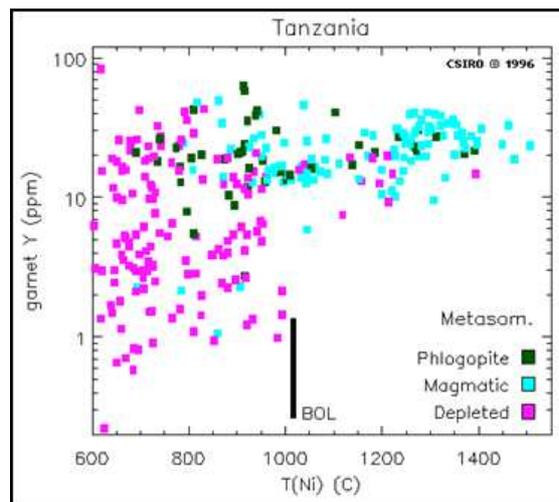


Figure 11 : Diagramme Y (ppm) en fonction de T(Ni), pour des grenats des kimberlites tanzaniennes. Les symboles montrent des grenats affectés par des roches asthénosphériques fondues ("magmatique" ; TiO₂ > 0.3 % en poids) et grenats de phlogopite métasomatisé ("hydrous" ; Zr > 40 ppm pour des basses teneur en Ti) par-dessus des roches réduites ("depleted").

Notes :

- (1) le composant fort des roches fondues indique une infiltration dominante des roches fondues asthénosphériques dans la lithosphère sous la Tanzanie,
- (2) la limite (Y10 ppm) des grenats réduits à 1000°C.

6. PT ETRE BIEN QU'ON VA TROUVER DES DIAMANTS

6.1 Exemple d'application I : gisement de Daldyn, Sibérie

Considérant des échantillons prélevés dans le gisement de kimberlite de Daldyn, Sibérie, la détermination des températures et des pression de formation des grenats puis le positionnement de ces valeurs pour les roches environnantes correspondantes, dans le diagramme géothermobarométrique P(Cr)-T(Ni) permet de déterminer l'intérêt des différentes roches quant à leur potentialité de renfermer ou non des diamants.

Ainsi, dans ce gisement, il apparaît que seules les harzolites, et plus particulièrement celles à faible teneur en calcium ont subi des conditions PT en accord avec le domaine de stabilité du diamant.

Par conséquent, les études suivantes puis éventuellement l'exploitation pourront être limitées à cette seule roche, limitant ainsi considérablement les champs d'investigation et les frais de propection et d'exploitation aux seules zones potentiellement dignes d'intérêt.

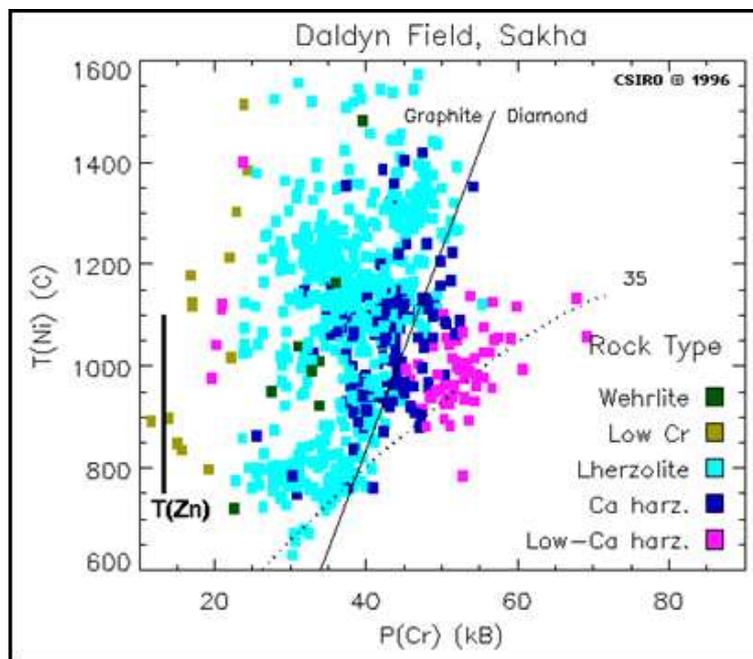


Figure 12: diagramme P(Cr)-T(Ni) pour les grenats du gisement de kimberlite de Daldyn, Sibérie.

Les courbes indiquent la frontière du domaine d'existence des phases de diamant-graphite (ligne solide) et les géothermes de conduction (courbes pointillées, exprimées en flux de chaleur en mW/m^2). Les chromites de Daldyn enregistrent les températures de T(Zn) qui s'étendent jusqu'à ~ 1100 °C (barre verticale), indiquant qu'au moins certains des grenats ont coexisté avec la chromite jusqu'aux alentours de cette température. Le lieu de P(Cr) maximum pour un T(Ni) donné, définit le géotherme grenat, conformément à un modèle de conduction de 34 mW/m^2 .

6.2 Exemple d'application II : gisement d'Afrique du sud

Le géotherme détermine le champ de température qui correspond au domaine de stabilité du diamant Ceci définit la "fenêtre du diamant" (diamond window), qui s'étend de la température de transition diamant-graphite jusqu'aux températures à la base de la lithosphère; les grenats qui ont enregistré ces températures ont pu avoir coexisté avec des diamants. La figure montre des histogrammes de T(Ni) de trois kimberlites d'Afrique du sud, ainsi que le géotherme grenat estimé pour le groupe de kimberlite I et II dans le cratère de Kaapvaal. Les concentrations de grenat des pipes à haute teneur en diamant montrent des histogrammes de T(Ni) avec de nombreuses valeurs dans la fenêtre du diamant, indicatifs de la richesse du manteau dans le domaine de stabilité du diamant. Les pipes de qualité inférieure présentent des prélèvements faibles dans la

fenêtre de diamant, et une abondance en grenats affectés par des fusions haute température. Le pipe zéro est quant à lui totalement stérile puisque son géotherme ne croise pas le champ de stabilité de diamant.

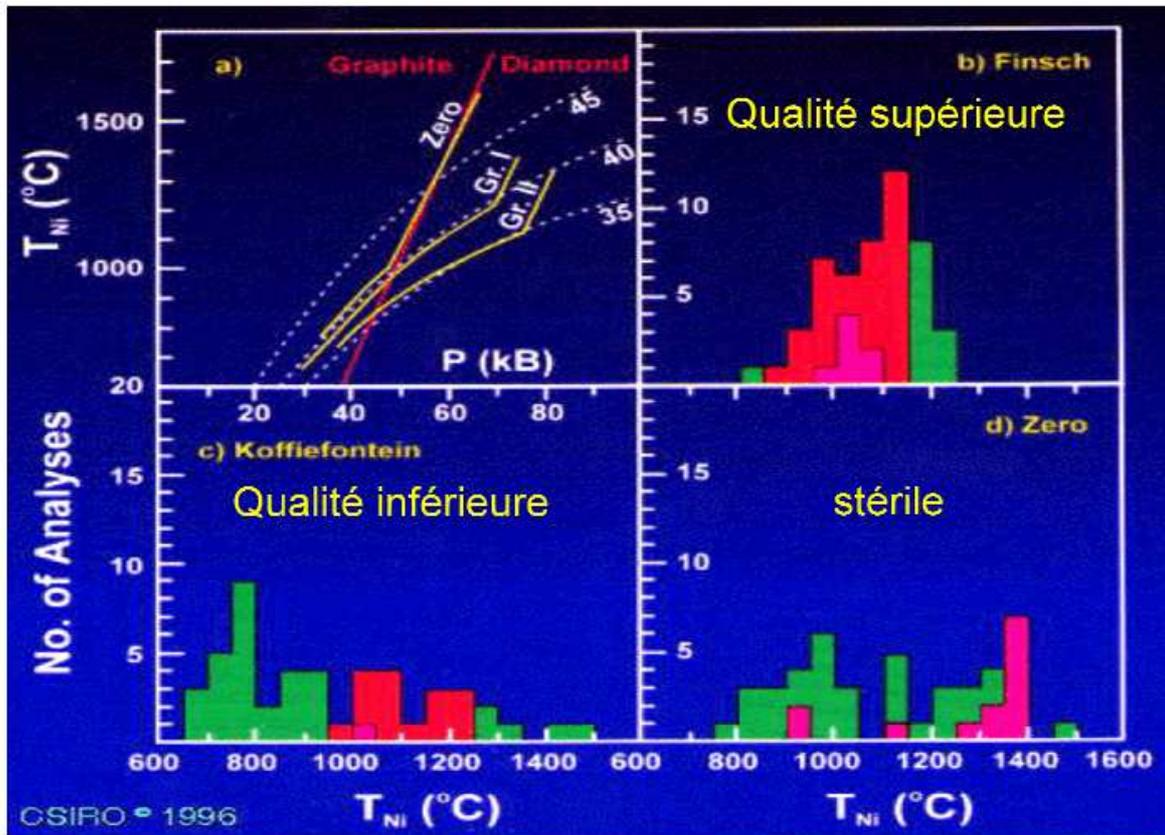


Figure 13 :a) Géothermes grenat déterminés pour le pipe zéro et pour les groupes de kimberlites I et II sur le cratère de Kaapvaal, Afrique du sud (courbes pleines).

Les géothermes suivent un comportement de conduction à la base de la lithosphère (1000, 1100 et 1150°C respectivement). D'autres courbes indiquent la frontière du domaine de stabilité des phases diamant-graphite (en trait plein) et les géothermes conducteurs (courbes pointillées marquées dans débit calorifique, mW/m²). Les histogrammes de T_{Ni} de b-d) pour le grenat se concentrent du Finsch (b ; catégorie élevée de diamant), Koffiefontein (c ; qualité inférieure) et zéro (d ;) pipes stériles de kimberlite. Secteur ombragé : la fenêtre de diamant. La hachure montre les grenats "G10".