



HAL
open science

Effets de la contamination continentale et des interactions fluides-roches sur le Platreef, Complexe Igné du Bushveld, Afrique du Sud.

Julie Pronost

► **To cite this version:**

Julie Pronost. Effets de la contamination continentale et des interactions fluides-roches sur le Platreef, Complexe Igné du Bushveld, Afrique du Sud.. Géochimie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2005. Français. NNT: . tel-00077226

HAL Id: tel-00077226

<https://theses.hal.science/tel-00077226>

Submitted on 29 May 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université B. Pascal - Clermont-Ferrand II
U.F.R. Recherche Scientifique et Technique
Laboratoire Magmas et Volcans
UMR CNRS 6524
École Doctorale des Sciences Fondamentales

Université Jean Monnet - St-Etienne
Faculté des sciences et techniques
Laboratoire Transferts Lithosphériques
UMR CNRS 6524

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur d'Université
(spécialité : Géochimie)

par

Julie PRONOST

EFFETS DE LA CONTAMINATION CONTINENTALE ET
DES INTERACTIONS FLUIDES-ROCHES SUR LE PLATREEF,
COMPLEXE IGNÉ DU BUSHVELD, AFRIQUE DU SUD.

Soutenue le 3 juin 2005 devant la commission d'examen :

S. FOURCADE	Professeur, Université de Rennes II	Rapporteur
N. ARNDT	Professeur, Université de Grenoble I	Rapporteur
J.-Y. COTTIN	Professeur, Université de St-Etienne	Examineur
G. CHAZOT	M.C., Univ. Clermont-Ferrand II	Examineur
C. HARRIS	Professeur, Université de Capetown	Directeur de thèse
C. PIN	DR-CNRS, Univ. Clermont-Ferrand II	Directeur de thèse

Avant-propos

Les noms des formations géologiques ont été définis par le SACS (South African Committee for Stratigraphy) et apparaissent en Anglais dans le texte.

Dans le cadre de la politique d'éradication de la toponymie afrikaner, la ville dénommée *Potgietersrus* dans les références bibliographiques a été rebaptisée *Mokopane* au cours de l'année 2002. Nous utilisons donc cette dénomination officielle.

Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord à mes directeurs de thèse, Chris Harris et Christian Pin, qui ont toujours su se montrer disponibles lorsque des problèmes liés à l'acquisition ou à l'interprétation des données se sont présentés.

Ma gratitude va également à Serge Fourcade et Nicholas Arndt qui ont accepté d'être rapporteurs de ma thèse, ainsi qu'à Jean-Yves Cottin et Gilles Chazot qui ont été examinateurs. Le jury a largement contribué par ses suggestions à l'amélioration du manuscrit.

J'ai apprécié en plusieurs occasions le soutien de l'équipe des isotopes stables du laboratoire de St-Etienne, notamment Christophe Renac, Marie-Christine Gerbe, Vivianne Berton. J'aimerais remercier Bertrand Moine pour l'aide informatique sur MacIntosh et Jean-Yves Cottin pour son assistance lors des semaines qui ont précédé la soutenance. Chantal Perrache a réalisé les lames minces. Marie-Paule Gay a toujours été disponible pour les contingences d'administration et d'organisation.

Les personnes suivantes ont contribué à l'acquisition des données : Karine David, Chantal Bosc, Andreas Spath, Fayrooza Rawoot, Simon Sheppard, Michèle Veschambre, Jean-Luc Devidal, Frédéric Galice et Jean-Jacques Gruffat.

Grant Cawthorn et Lew Ashwal, de l'Université du Witwatersrand à Johannesburg, nous ont donné plusieurs échantillons provenant notamment d'Olifant Trough et de Clapham. Louis Schurmann, de la compagnie Ivanhoe Mining, nous a permis d'obtenir les échantillons de la partie Sud du Platreef. Gordon Chunnett et Alfred Sarila, de la compagnie Angloplatinum, nous ont donné accès aux échantillons d'Overysel.

Claude Farison m'a offert l'opportunité de donner des cours à l'IUT de St-Etienne.

Les étudiants de DEA, thésards, ATER et autres jeunes (ou jeunes émérites) des laboratoires de Clermont-Ferrand et St-Etienne ont su maintenir avec assiduité une ambiance sympathique et détendue aussi propice à la concentration et à l'étude qu'un fond d'écran feng shui (avec bruits de la jungle).

Je m'en voudrais d'oublier l'École Doctorale, dont la constante incapacité à organiser ses cours a constitué un point de repère rassurant tout au long de ces trois années.

Sommaire

Avant-propos	i
Remerciements	iii
1 Introduction à la géologie du Bushveld	1
1.1 Complexe Igné du Bushveld	1
1.1.1 Le craton du Kaapvaal	2
1.1.2 Les encaissants et l'auréole métamorphique	5
1.1.3 Structure et morphologie : les quatre lobes	5
1.1.4 Stratigraphie magmatique	8
1.1.5 Chronologie magmatique	11
1.1.6 Les magmas parents et les épisodes d'injection	12
1.1.7 La genèse du complexe du Bushveld	13
1.1.8 La contamination crustale de la Rustenburg Layered Suite (RLS)	14
1.2 Problématique et organisation de l'étude	16
2 Protocoles expérimentaux	19
2.1 Préparation des échantillons	19
2.1.1 Sciage, broyage, lames minces	19
2.1.2 Tri de minéraux	19
2.2 Analyses minéralogiques	20
2.3 Analyses géochimiques des roches totales	20
2.3.1 Spectrométrie de fluorescence X	20
2.3.2 ICP-MS de l'Université du Cap	21
2.3.3 ICP-MS de Clermont-Ferrand	21
2.4 Isotopie radiogénique : Rb-Sr et Sm-Nd	22
2.4.1 Protocoles de mise en solution des échantillons	22
2.4.2 Séparations chimiques	22
2.4.3 Spectrométrie de masse	23
2.5 Isotopie stable : O, H et C	26

2.5.1	Extraction d'oxygène : la rampe conventionnelle (Université de St-Etienne)	26
2.5.2	Extraction d'oxygène : l'attaque par laser (Université de St-Etienne)	28
2.5.3	Isotopie des carbonates : O et C	29
2.5.4	Extraction d'hydrogène (Université du Cap)	29
2.5.5	Analyse des isotopes stables : spectromètres de masse à source gazeuse	31
2.5.6	Représentation des données isotopiques	31
3	Le forage de Bellevue : une fenêtre ouverte sur le cœur du lobe Nord	33
3.1	Introduction	33
3.2	Géologie du lobe de Mokopane	34
3.3	Échantillonnage et pétrographie	37
3.4	Résultats des analyses isotopiques	37
3.4.1	Isotopie de l'oxygène	37
3.4.2	Isotopie de l'hydrogène	39
3.5	Discussion	42
3.5.1	Équilibre magmatique	42
3.5.2	Altération et fluides	45
3.5.3	Origine des $\delta^{18}\text{O}$ des pyroxènes et plagioclases	46
	Le forage de Bellevue : résumé et conclusion	51
4	Le Platreef : une formation marginale	53
4.1	Introduction	53
4.2	Le Platreef : synthèse des connaissances	54
4.2.1	Occurrence et morphologie	54
4.2.2	Variabilité du Platreef au long de son affleurement	59
4.2.3	Chronologie des unités magmatiques	60
4.2.4	La contamination crustale	61
4.2.5	Sulfures et platinoïdes	63
4.3	Sites d'échantillonnage	66
4.4	Pétrographie et minéralogie	67
4.4.1	Caractères pétrologiques et minéralogiques de chaque site	67
4.4.2	Interprétations	79
4.5	Géochimie élémentaire des roches totales	82
4.5.1	Première approche	82
4.5.2	Approche statistique : répartition des éléments en différents groupes	84

4.5.3	Géochimie des roches totales : interprétations	88
4.5.4	Profils géochimiques à travers la stratigraphie	94
	Pétrographie et géochimie élémentaire du Platreef : résumé et conclusions	109
4.6	Isotopie radiogénique sur le Platreef	112
4.6.1	Justesse et reproductibilité des données	112
4.6.2	Diagrammes isochrones : la conservation des systèmes radiogéniques	115
4.7	Isotopes stables	118
4.7.1	Hydrogène	118
4.7.2	Oxygène	123
4.7.3	Carbonates	128
4.7.4	Contraintes isotopiques sur l'activité hydrothermale	131
4.8	Le Platreef : une vision d'ensemble	136
4.8.1	La contamination par les formations encaissantes	136
4.8.2	Fluides ayant circulé dans le Platreef	145
	Synthèse et conclusions	155
	Bibliographie	158
	Annexes	172
	A Tableaux récapitulatifs des données acquises	175
	B Descriptions pétrographiques	185
	C Isotopes stables	191
	D Analyses à la microsonde électronique	201
	E Analyses élémentaires	235
	F Matrices de corrélation	247
	G Isotopes radiogéniques	255

Chapitre 1

Introduction à la géologie du Bushveld

Cette introduction ne vise pas à dresser un bilan exhaustif des études menées sur le Bushveld mais plutôt à présenter au lecteur qui ne serait pas familiarisé avec cette intrusion quelques-unes de ses caractéristiques géologiques majeures. Une rapide évocation du craton dans lequel s'est mis en place le complexe ainsi que des lithologies encaissantes précède la description de la morphologie et de la stratigraphie de l'intrusion elle-même. Ces observations mènent à une présentation de la chronologie des événements magmatiques qui se sont succédé dans cette portion de la croûte continentale Africaine. Les thèmes qui sont ensuite présentés sont autant de sujets de débat au sein de la communauté des géologues qui s'intéressent au Bushveld : l'origine des magmas, les épisodes d'injections majeurs, le contexte de mise en place, l'importance et les modalités de la contamination. Nous proposons ici une synthèse succincte de l'état actuel des connaissances à propos de ces problèmes. Ce chapitre introductif mène à une présentation des problématiques de notre travail.

1.1 Complexe Igné du Bushveld

Le Complexe Igné du Bushveld (C.I.B.) est une grande intrusion qui s'est mise en place dans la partie septentrionale du craton du Kaapvaal au cours du Protérozoïque. Il est compris dans les frontières sud-africaines à l'exception de l'extrémité du lobe Ouest, qui déborde sur le Botswana (Fig. 1.1). Le Bushveld recèle 90% des réserves de la planète en éléments du groupe du platine (PGE) et le chrome est aussi exploité. Dès le début du XX^{ème} siècle, la découverte de ces richesses a stimulé l'exploration du complexe.

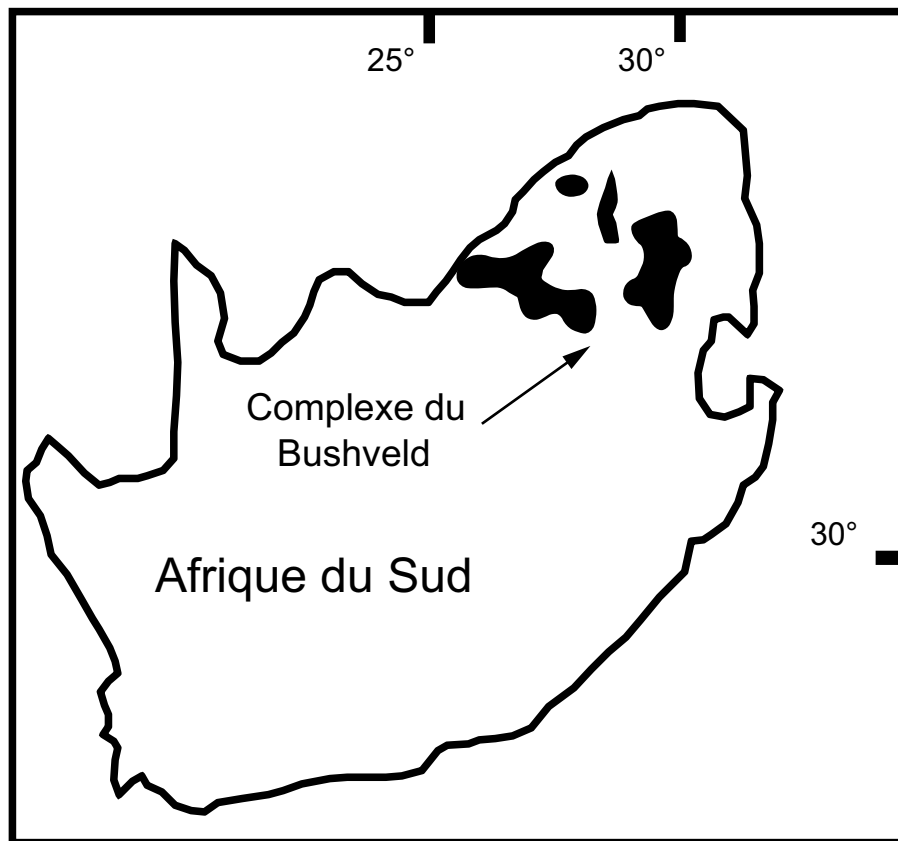


FIG. 1.1 – Localisation géographique du complexe igné du Bushveld.

1.1.1 Le craton du Kaapvaal

La carte du craton tel qu'il se présente actuellement est proposée en Fig. 1.2. Une reconstitution de l'histoire du craton du Kaapvaal est synthétisée par McCourt (1995). À la suite d'un amalgame de terrains, les parties méridionale et centrale du craton forment une unité cohérente à partir de 3,1 Ga (DeWit et al., 1992). L'accrétion se poursuit de 3,1 à 2,78 Ga. Ces collisions entraînent la formation de la ceinture de Limpopo et du linéament Thabazimbi-Murchinson, qui se crée pour accommoder les contraintes, il y a environ 3,1 Ga. Ce linéament va dominer la tectonique du craton en se réactivant lors de périodes d'extensions et de formation de bassins. Il influence notamment les dépôts du Transvaal ainsi que la mise en place et la déformation du complexe du Bushveld (DuPlessis et Walraven, 1990).

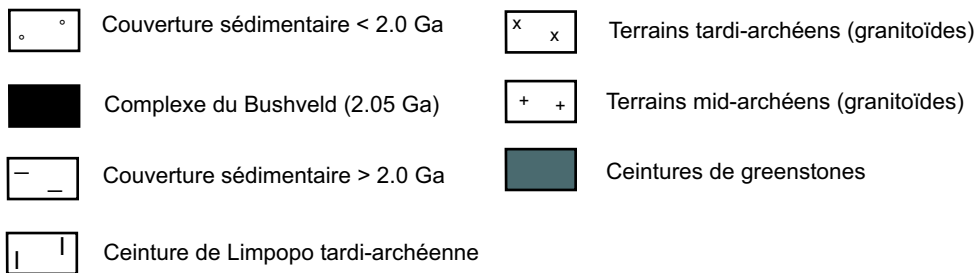
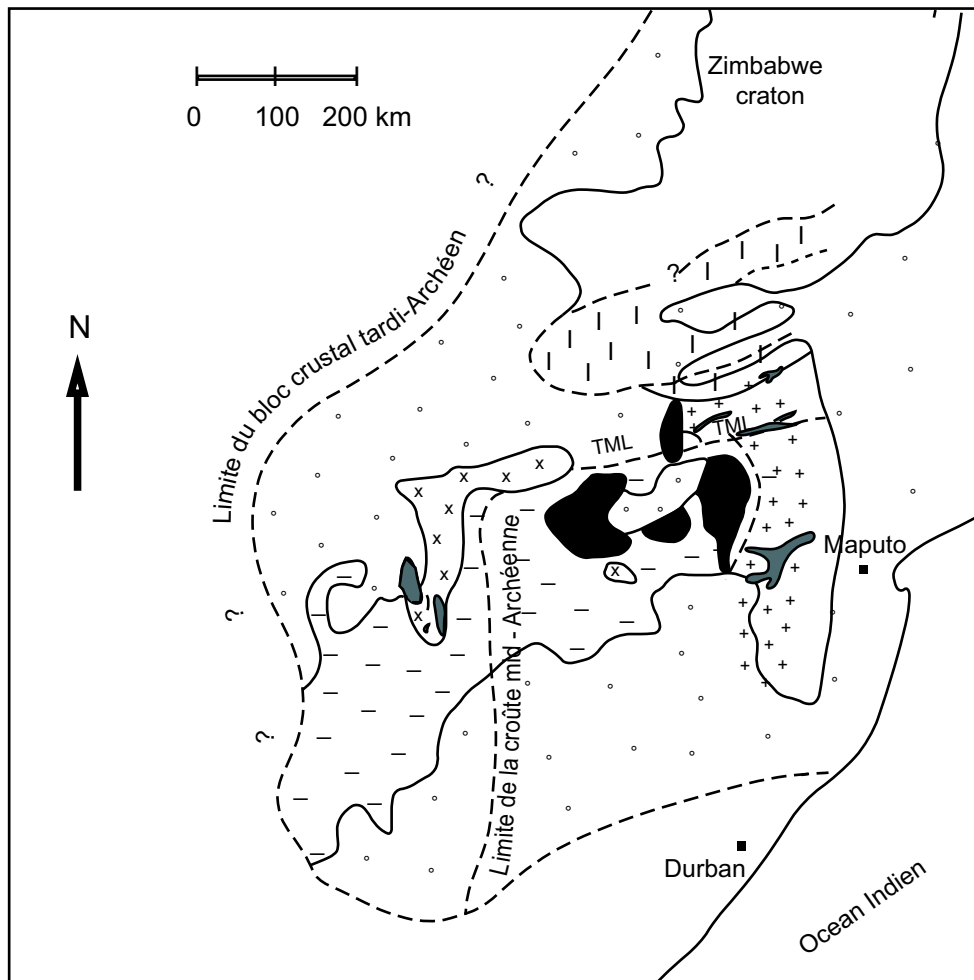


FIG. 1.2 – Géologie archéenne et protérozoïque du craton du Kaapvaal, d'après McCourt (1995).

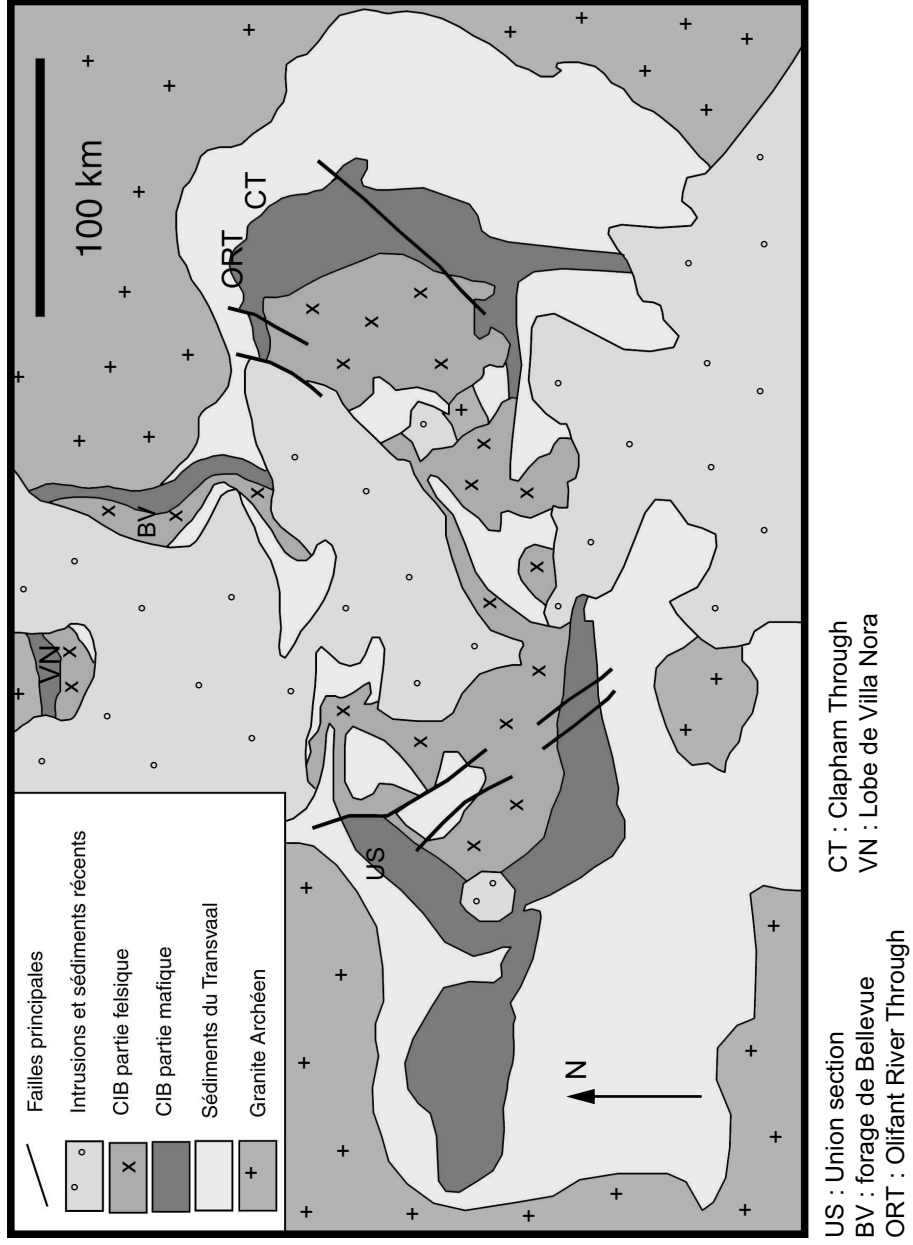


FIG. 1.3 – Schéma géologique simplifié du complexe du Bushveld reportant la localisation de certains sites étudiés.

1.1.2 Les encaissants et l'auréole métamorphique

L'encaissant est le plus souvent constitué de sédiments appartenant au Supergroupe du Transvaal (Fig. 1.3). Ce groupe comprend une vaste gamme de produits volcaniques et sédimentaires selon la séquence suivante : quartzite, dolomites, formation de fer rubané, quartzites, shales et enfin volcanites basaltiques et acides (Button, 1976 cité par Eales et Cawthorn, 1996). La série atteint une épaisseur maximale de 12 km (Von Gruenewaldt et al., 1985). Les dépôts se sont échelonnés depuis environ 2,5 jusqu'à 2,24 Ga (Walraven et al., 1990). La Fig. 1.4 propose une coupe synthétique du complexe, de ses roches marginales et de ses encaissants.

Le métamorphisme subi par l'encaissant a été étudié par Nell (1985) dans la région de Mokopane (lobe Nord). Cet auteur a mis en évidence un métamorphisme en deux stades. Le premier, caractérisé par une température maximale de 750°C et une pression de 1,5 kb, est attribué à l'injection des magmas de la Lower Zone. Le second, qui a imposé des températures supérieures à 900°C sous une pression de 2 kb, aurait été occasionné par l'injection des magmas de l'Upper Critical Zone, de la Main Zone et de l'Upper Zone.

Deux travaux récents portent sur le métamorphisme du lobe Est où l'encaissant est formé par des sédiments du groupe de Pretoria. D'après l'étude de Johnson et al. (2003), les roches les plus proches du complexe, dans un rayon de 100 m environ, ont été soumises à une fusion partielle impliquant notamment la biotite, ce qui aurait produit des fluides riches en H₂O. Les roches plus éloignées ont pu atteindre la fusion partielle à leur tour grâce à l'eau expulsée par les formations sous-jacentes et environnantes. Les fluides n'auraient migré qu'à l'échelle locale, selon des trajets sub-horizontaux dictés par la stratigraphie. La quantité d'eau aurait été insuffisante pour exercer une influence notable sur les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$.

Le travail publié par Harris et al. (2003) porte sur la même zone du lobe oriental. Les conclusions de ces auteurs rejoignent celles de Johnson et al. (2003). La formation de certains feuillets granitiques est attribuée à la fusion de sédiments sous-jacents. Le fluide hydrothermal ayant facilité la fusion aurait été riche en Rb et Ba. Il aurait occasionné la réinitialisation du système isotopique du Sr dans les zones de circulation ($2,161 \pm 106$ Ma avec un rapport initial de $0,705 \pm 0,001$). L'oxygène de la phase aqueuse devait être en équilibre avec les sédiments et provenir de leur déshydratation.

1.1.3 Structure et morphologie : les quatre lobes

La partie mafique du complexe, nommée Rustenburg Layered Suite, affleure sur une surface d'environ 65000 km² et peut atteindre une épaisseur de

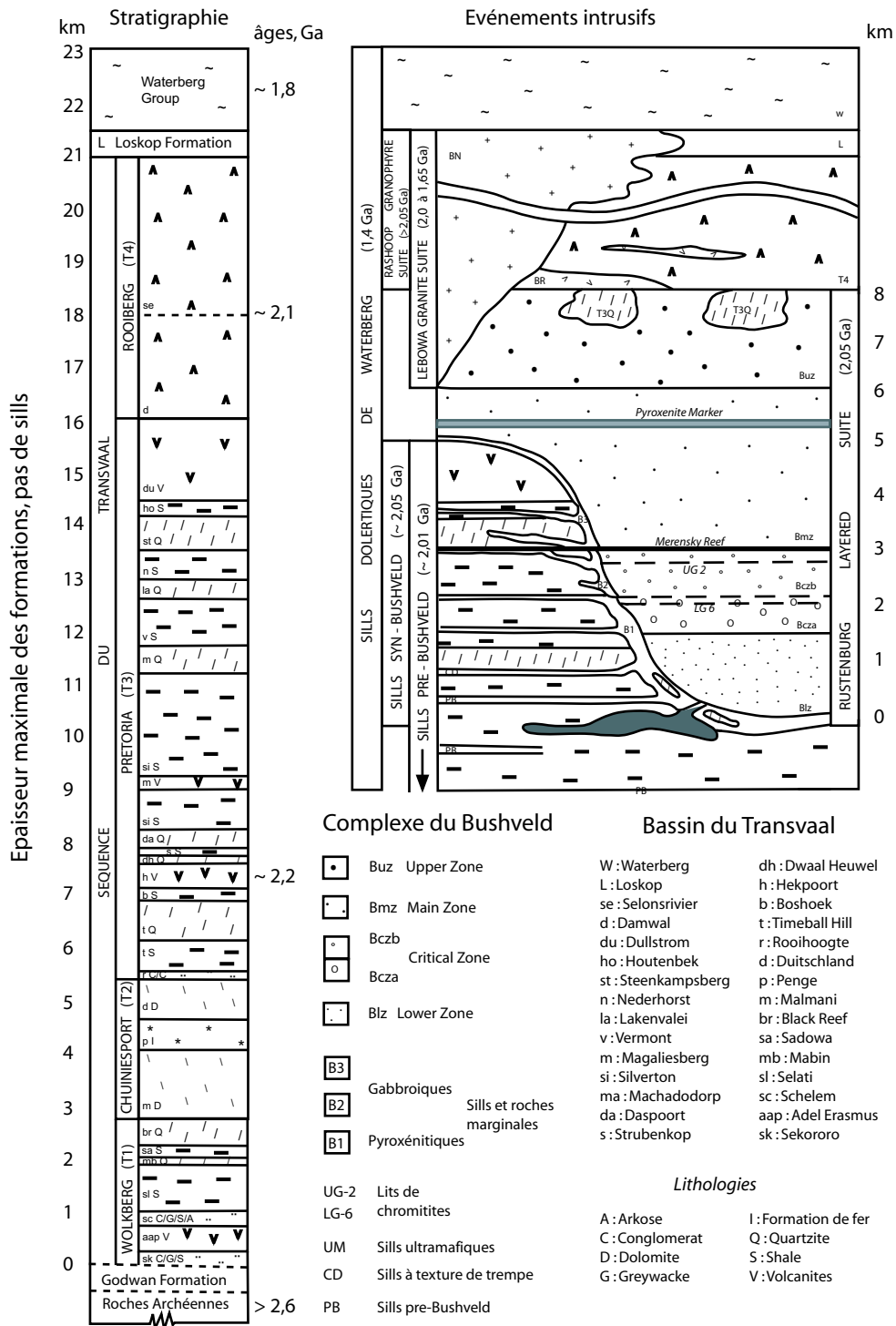


FIG. 1.4 – Coupe schématique et échelle stratigraphique du Transvaal oriental. D'après Von Gruenewaldt et al. (1985).

7-9 km, ce qui fait du Bushveld la plus grande intrusion jamais découverte. Le Bushveld affleure peu, les roches fraîches pouvant être dissimulées sous plusieurs mètres de sol. De surcroît, l'intrusion a été par endroits recouverte de sédiments plus jeunes. Il existe des affleurements naturels, dans le cours des rivières par exemple, mais ce sont surtout les galeries de mine, les carrières à ciel ouvert ainsi que les forages qui fournissent les points d'accès aux échantillons. Le complexe se divise en plusieurs parties appelées lobes. Les lobes Est et Ouest sont les plus vastes et les mieux connus car ils abritent les plus importantes exploitations minières. Le lobe extrême-Ouest a été érodé jusqu'aux parties les plus basales de l'intrusion. Il est une extension du lobe Ouest et lui sera assimilé pour la suite de la discussion. Le lobe de Bethal ou lobe Sud-Est, est recouvert de sédiments et n'a été mis en évidence que par la prospection géophysique et les forages. Le lobe Nord inclut la zone de Mokopane ainsi que celle de Villa Nora. Il abrite le Platreef sur lequel se focalise la majeure partie de cette étude et sera présenté plus loin de manière détaillée.

Eales et al. (1993) ont synthétisé divers modèles concernant la structure profonde du complexe. Les premières tentatives de représentation de l'intrusion lui donnaient la morphologie d'un unique grand lopolithe (pour une synthèse des travaux antérieurs à 1967, voir Wager et Brown, 1967). Toutefois, les divergences observées dans la stratigraphie des lobes indiquent une structure plus complexe et suggèrent l'existence de plusieurs conduits d'alimentation. De plus, d'après Eales et al. (1993), les indications gravimétriques écartent la possibilité d'une forme en entonnoir dont la base serait formée de cumulats basiques sous-jacents aux quatre lobes. Cawthorn et Webb (2001) remarquent cependant que ces études négligent de prendre en compte l'ajustement isostatique conséquent à l'intrusion. Ces auteurs ont proposé un modèle gravimétrique incluant une séquence ultramafique de 6 km commune aux lobes Est et Ouest.

L'hypothèse de la connectivité entre le lobe oriental et le lobe occidental trouve un argument fort dans l'homogénéité et la continuité de niveaux particuliers à travers les deux parties, parfois sur plus de 300 km. Ainsi, le groupe de chromitites UG1, le Merensky Reef et le Pyroxenite Marker, qui se retrouvent aussi bien dans le lobe Est que Ouest, indiquent clairement que ces réservoirs ont communiqué au moins à partir du plus bas de ces niveaux (Cawthorn et Walraven, 1998).

En ce qui concerne le lobe de Bethal (Sud-Ouest), seule la portion la plus haute de la stratigraphie (l'Upper Zone) est bien développée. Le lobe de Mokopane (lobe Nord), quant à lui, présente une séquence de zones stratigraphiques proche de celle qui a été définie dans le lobe oriental à partir de la base de la Main Zone, sans que des correspondances frappantes sug-

gèrent une communication. On peut supposer que les principaux épisodes de réinjections ont affecté tous les réservoirs en même temps : dans le cas du lobe Nord et du lobe de Bethal, les ressemblances constatées avec la série principale seraient la conséquence de l'évolution de magmas de même composition dans des conditions quasiment identiques. Dès 1932, Hall a proposé l'hypothèse de réservoirs distincts mais capables de se déverser les uns dans les autres, ce qui expliquerait l'absence des niveaux de base dans les deux petits lobes (Hall, 1932 cité par Wager et Brown, 1967).

La taille originelle du complexe est difficile à évaluer. En estimant la surface originelle et la profondeur de l'intrusion, Cawthorn et Walraven (1998) proposent pour l'intrusion un volume de magma compris entre 372 000 et 600 000 km³. Pour avoir un ordre de grandeur du volume total de magma concerné lors de cet événement magmatique, cette quantité doit être au moins doublée car il faut tenir compte des laves éruptées.

1.1.4 Stratigraphie magmatique

Selon la définition de la South African Commission on Stratigraphy (1980), le Complexe du Bushveld est composé d'une partie mafique et littée qui constitue l'intrusion à proprement parler : il s'agit de la Rustenburg Layered Suite (RLS), mais il comprend aussi une suite de roches felsiques se trouvant au toit de l'intrusion : les granites et granophyres du Bushveld. Ces roches seront évoquées dans la partie 1.1.5 (chronologie magmatique). Seule la portion mafique est traitée ici.

La stratigraphie magmatique de la Rustenburg Layered Suite a été définie par la South African Commission on Stratigraphy (1980). À partir de critères pétrologiques et géochimiques, elle divise la suite cumulative en 5 zones principales (voir Fig. 1.4). Cette division ne prend pas en compte toutes les données actuellement disponibles, elle est notamment antérieure aux travaux portant sur l'isotopie du Sr. Les épaisseurs ne sont qu'indicatives car elles peuvent varier selon la position de la coupe, non seulement d'un lobe à l'autre mais aussi à l'intérieur d'un même lobe, en fonction du caractère distal ou proximal par rapport au conduit d'alimentation. La majeure partie des indications suivantes a été publiée par Cawthorn et Walraven (1998), Eales et Cawthorn (1996) et Eales et al. (1993). Mise à part celle de la Zone Marginale, les épaisseurs sont celles de Eales (2002) et concernent une coupe du lobe Est (Union Section, voir Fig. 1.3).

Marginal Zone : La partie la plus externe du complexe est formée d'une couche de norite d'une épaisseur maximale de 800 m (lobe Ouest). Ces roches sont généralement à grain plus fin que les cumulats de l'intérieur du complexe (Eales et al., 1993). Elles contiennent de nombreux xénolithes de roches

encaissantes. Les proportions modales de quartz et de biotite sont reportées comme des indices d'assimilation crustale par Cawthorn et al. (1985). Cette norite marginale n'apparaît généralement pas dans le lobe Nord où c'est le Platreef qui est au contact avec l'encaissant. Harmer et Sharpe (1985) ont tenté de définir des lignées magmatiques à partir des roches de la Marginal Zone et des sills qui entourent le complexe.

Lower Zone : Son épaisseur est variable à travers le complexe. Dans le forage de Union Section elle est de 800 m, tandis qu'elle atteint 1700 m au lobe Nord. Cette zone se compose généralement de dunites, harzburgites et orthopyroxénites accompagnées de chromite. En minéraux intercumulus, on peut trouver plagioclase, biotite et clinopyroxène. Les faciès sont cependant variables ce qui, en accord avec les fluctuations d'épaisseur, suggère une compartimentation des réservoirs à la base de l'intrusion. On observe des litages d'échelle métrique à hectométrique. La partie basale du lobe Nord est caractérisée par des teneurs significatives en PGE et des lits de chromitites.

Critical Zone : Son épaisseur à Union Section est de 1255 m. Elle est divisée en Lower Critical Zone (785 m) et Upper Critical Zone (470 m). La Lower Critical Zone est principalement constituée de pyroxénites avec quelques niveaux riches en olivine, et comprend des lits de chromitites parfois épais de plus d'un mètre. L'apparition du plagioclase en minéral cumulatif marque le passage à l'Upper Critical Zone. Comme la Lower Critical Zone, elle contient des pyroxénites, des couches riches en olivine et des chromitites, mais on y trouve aussi des anorthosites. De nombreuses références, recensées par Eales (2002), rapportent des observations de variations latérales de faciès en fonction de l'éloignement au conduit d'alimentation. Des litages réguliers et souvent fins sont caractéristiques de la Critical Zone. Le lobe Nord ne semble pas comprendre d'équivalent de l'unité pyroxénitique basale, la Lower Critical Zone (Van der Merve, 1976). La majeure partie des concentrations économiques en platinoïdes est située dans la Critical Zone. Le Merensky Reef marque la frontière avec la Main Zone. À ce niveau survient un brusque changement des rapports initiaux du Sr qui est considéré comme un témoin d'injection de nouveau magma (Fig. 1.5).

Main Zone : Il s'agit de la zone la plus épaisse. Dans le lobe Est, la succession lithologique débute par une norite basale à laquelle succèdent 1 à 1,5 km de gabbronorite puis 1 km de norite à orthopyroxène et pigeonite primaires et enfin 1 km de norite à pigeonite. Les pyroxénites et les anorthosites pures sont rares. La Main Zone diffère de la Critical Zone par l'absence de litages à petite échelle. Il n'y a pas de cumulat à olivine ni à spinelle chromifère. Un niveau particulier, baptisé Pyroxenite Marker, est composé d'orthopyroxène primaire. On le trouve aussi bien dans le lobe Est que dans le lobe Ouest, où il marque un passage à des compositions minéralogiques moins différenciées

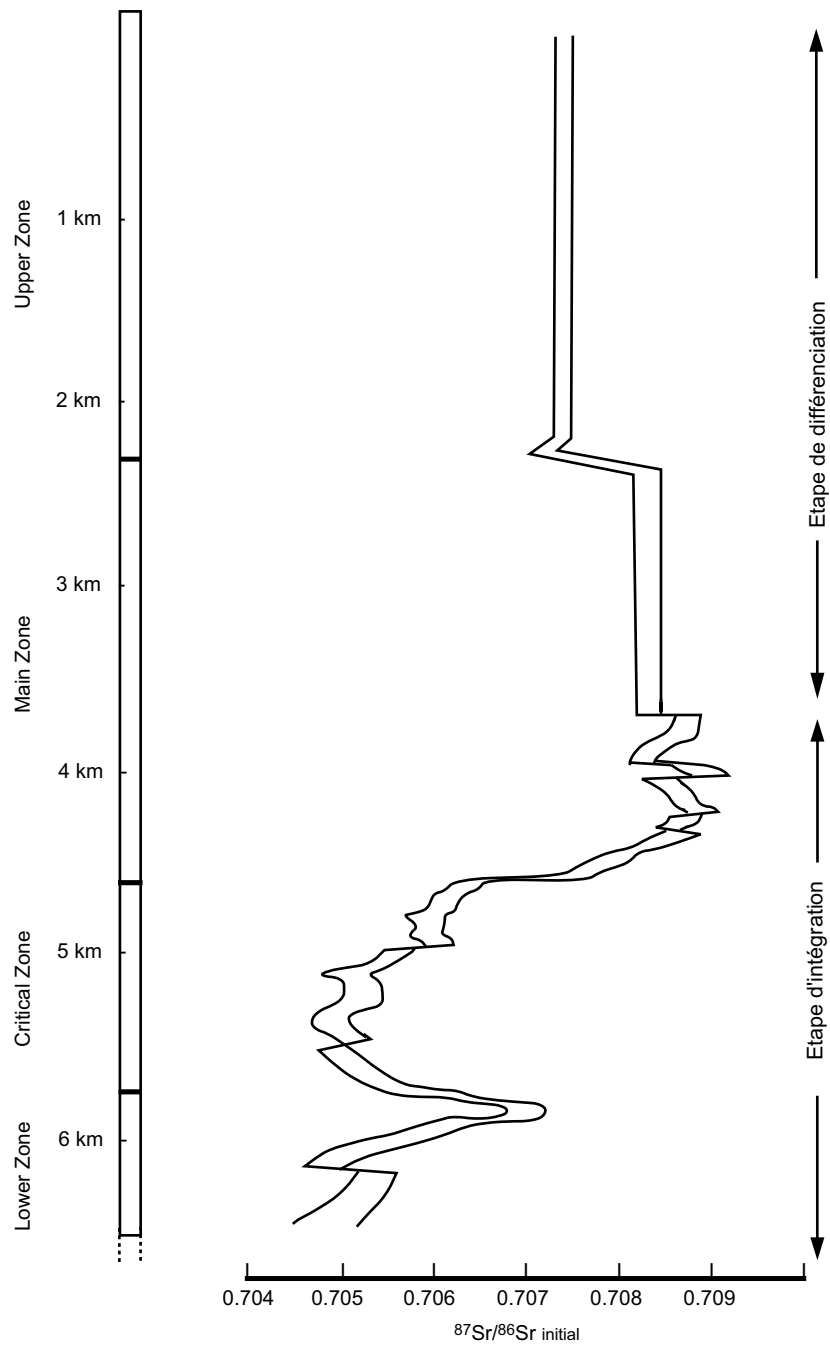


FIG. 1.5 – Tendances générales des variations du rapport initial du Sr dans la stratigraphie du Bushveld. Les mesures reportées ont été menées sur des échantillons du lobe Ouest (D'après Kruger, 1994).

et un brusque changement des rapports initiaux du Sr. Il semble donc qu'une importante injection de nouveau magma soit survenue à ce niveau, qui sépare l'Upper Main Zone de la Lower Main Zone.

Upper Zone : Son épaisseur est de 2 km. La majeure partie des roches contient plus de 50% de plagioclase. On trouve principalement des anorthosites et des leucogabbros contenant des phases accessoires comme : olivine ferrière, magnétite, ilménite, apatite, biotite, hornblende, quartz et, au plus haut de la séquence, feldspath alcalin. Cette zone abrite 25 lits de magnétites distribués en quatre groupes. L'un d'entre eux (Main Magnetite Layer) est exploité pour le vanadium qu'il contient en proportion de 1,3%. La base de l'Upper Zone a été définie pétrologiquement par l'apparition de la magnétite cumulus. Cette convention est conservée, peut-être en raison de la facilité à l'appliquer à partir d'une simple observation macroscopique. Cependant des indications minéralogiques, géochimiques et isotopiques laissent penser que le Pyroxenite Marker serait une frontière plus pertinente entre la Main Zone et l'Upper Zone (Kruger et al., 1987).

1.1.5 Chronologie magmatique

Walraven (1985) a mené une étude pétrologique, géochimique et géochronologique des granites et granophyres du Bushveld tandis que Walraven et al. (1990) ont synthétisé l'ensemble des datations publiées sur la région du Bushveld. Grâce à ces travaux, il est possible de reconstituer les événements magmatiques qui se sont succédé dans cette portion de la croûte continentale Sud-Africaine, il y a plus de 2 Ga.

1. Dépôts finaux du Transvaal Supergroup :
 - Dullstroom Basalt Formation. Ces coulées basiques constituent la partie supérieure du Groupe de Pretoria et ont été datées à 2234 ± 443 Ma.
 - Épanchement des magmas acides du Rooiberg Group.
2. Les formations baptisées Rooikop Porphyry (2090 ± 40 Ma) et Stavoren Granophyre appartiennent à la Rashedoop Granophyre Suite et sont considérées comme des équivalents intrusifs de faible profondeur des rhyolites et rhyodacites de Rooiberg.
3. Mise en place de la Rustenburg Layered Suite (2061 ± 27 Ma) à l'intérieur des sédiments du Transvaal. Cette intrusion occasionne la fusion partielle des roches encaissantes qui donne naissance aux granophyres de Diepkloof et Zwartbank, rattachés à la suite de Rashedoop.
4. L'activité magmatique finale se manifeste lors de la mise en place des

granites du Bushveld (Lebowa Granitic Suite) principalement constitués du granite de Nebo (2052 ± 48 Ma) et de ses dérivés.

Les modélisations de Cawthorn et Walraven (1998), basées sur des contraintes thermiques et géochimiques, montrent que l'injection des magmas s'est faite sur une période n'excédant pas 75000 ans et que le refroidissement a dû prendre environ 200000 ans. Malgré leur âge, les roches ont globalement subi peu d'altération. Elles apparaissent peu déformées ou métamorphisées. Après avoir atteint la surface, l'intrusion a été soumise à l'érosion puis a été partiellement recouverte par les dépôts sédimentaires du Waterberg Group. De plus, le complexe du Bushveld, situé au sud du rift Est-Africain, a été traversé par des intrusions alcalines, il y a environ 1400 Ma. La plus vaste, dont le diamètre atteint 25 km, est le complexe du Pilanesberg. Plus récemment, Buick et al. (2001) ont proposé pour la RLS un âge de $2058,9 \pm 0,8$ Ma. Cette datation, obtenue grâce au système U-Pb, fait actuellement l'objet d'un consensus.

1.1.6 Les magmas parents et les épisodes d'injection

La composition des liquides magmatiques qui ont été à l'origine du complexe du Bushveld a donné lieu à de multiples travaux et hypothèses (Davies et al., 1980; Cawthorn et al., 1981; Sharpe, 1981; Kruger, 1994; Eales et Cawthorn, 1996). Les seuls matériaux disponibles pour élaborer un modèle sont les cumulats et les bordures de l'intrusion. En effet, s'il y a eu des produits volcaniques associés au Bushveld, toute trace en a été érodée.

L'intrusion est bordée de roches marginales et de sills qui peuvent donner des indications sur la composition des magmas injectés même s'ils ne représentent probablement pas de purs liquides figés (Cawthorn et al., 1981). Harmer et Sharpe (1985) les ont répartis en deux groupes principaux. Le premier, qu'ils ont baptisé B1, est formé de roches pyroxénitiques bordant la Lower Zone et la Lower Critical Zone. Le deuxième groupe est gabbroïque. Il comprend la série B2, contiguë à l'Upper Critical Zone et la série B3, qui se trouve en marge de la Main Zone. La Fig. 1.4 illustre les relations géométriques entre les sills et le complexe.

Les variations du rapport initial du Sr au long de la stratigraphie sont particulièrement utiles pour éclaircir le problème de la nature des magmas et des épisodes de réinjections (Fig. 1.5). Une synthèse des résultats antérieurs à 1994 est présentée par Kruger (1994). Cet auteur propose que l'évolution du complexe commence par une étape d'intégration, de la Lower Zone à la Lower Main Zone, pendant laquelle les réinjections de magmas sont fréquentes. Cette étape serait suivie d'une période de différenciation dominée

par la cristallisation fractionnée.

Sur la base des données actuellement disponibles, Eales (2002) tente de tracer les correspondances entre les roches marginales et les cumulats en comparant les compositions en éléments majeurs (notamment Mg#), les rapports initiaux du Sr et les rapports d'éléments incompatibles. Il en ressort que les cumulats sont divisés en deux groupes bien distincts. La première lignée magmatique comprend la Lower Zone et la Lower Critical Zone, tandis que la seconde correspond à la Main Zone. L'Upper Critical Zone serait constituée d'alternances et de mélanges entre des résidus de différenciation et des injections de magma de la Main Zone.

Les roches marginales B1 (riches en MgO et en SiO₂) pourraient correspondre à un magma parent pour la Lower Zone et la Lower Critical Zone. En revanche, B2 et B3 (plus proches d'un basalte tholéiitique) ne trouvent pas d'équivalents cumulatifs, peut-être parce que les bordures d'une intrusion n'enregistrent pas tous les événements qui peuvent intervenir dans une chambre magmatique, comme les divers épisodes de réalimentation, les injections de liquides contenant déjà des cristaux, les mélanges, les fractionnements. Il est aussi possible, comme l'ont proposé Cawthorn et Walraven (1998), qu'un volume significatif de magma ait été expulsé, laissant des cumulats dont la composition diffère beaucoup du liquide initial. Ils seraient notamment très enrichis en chrome.

L'Upper Main Zone et l'Upper Zone forment un ensemble isotopiquement très homogène. Ces zones résulteraient d'un mélange entre le résidu de différenciation qui se trouvait dans la chambre après la cristallisation de la Main Zone et une injection unique d'un magma plus riche en fer et dont le rapport initial du Sr serait peu radiogénique : 0,7063 (Kruger et al., 1987; Cawthorn et al., 1991). Selon ce scénario, le Bushveld aurait trois magmas parents différents. Une hypothèse alternative a été avancée par Sharpe (1985), qui propose que la Main Zone ait été une couche de magma intrudée dans une pile en cours de cristallisation. L'Upper Zone aurait été surélevée lors de cet événement mais elle trouverait son origine dans le même liquide que l'Upper Critical Zone. À l'heure actuelle, l'hypothèse mettant en cause trois magmas différents est la plus généralement acceptée (Kruger, 1994; Eales et Cawthorn, 1996).

1.1.7 La genèse du complexe du Bushveld

La structure de Vredefort, qui se trouve à environ 200 km au sud du Bushveld et dont l'âge est estimé entre 1950 et 2050 Ma (Walraven et al., 1990), est due à un impact météoritique (voir par exemple : Kamo et al., 1996; Thierrault et al., 1997). La morphologie ovoïde du complexe du Bushveld a

suggéré à certains auteurs une cause similaire pour sa mise en place (Rhodes, 1975; Elston, 1995). Cette hypothèse ne rassemble que peu d'adhésion car aucun indice de choc n'a été découvert aux alentours du Bushveld (French, 1990; Buchanan et Riemold, 1998).

Certains modèles impliquent l'activité d'un panache mantellique sous le craton (Hatton, 1995). Knoper et al. (1999) remarquent toutefois que la présence d'un panache doit provoquer un bombement de la croûte et entraîner des dépôts sédimentaires évoquant un contexte de rifting actif et non passif. Or, les sédiments du Pretoria Group dont le dépôt précède le Bushveld présentent les caractères d'un contexte de bassin en subsidence, peu compatible avec l'hypothèse du panache. Knoper et al. (1999) proposent le modèle de "thinspot" qui implique que la lithosphère sub-cratonique présente un amincissement, probablement à la suite de la suture cratonique Kaapvaal-Zimbabwe (2,47 Ga). Pendant 400 Ma, un down sagging permettrait le dépôt du Pretoria Group (Eriksson et Reczko, 1996), puis une zone de manteau asthénosphérique déstabilisé formerait une remontée. Les magmas en seraient originaires par fusion adiabatique.

Sur la base des teneurs en fluor et en chlore des biotites, Willmore et al. (2002) notent que les liquides silicatés à l'origine du Bushveld ont une composition similaire aux magmas d'arrière arc. Selon eux, la zone source pourrait avoir été enrichie par des fluides expulsés d'une plaque subductée.

1.1.8 La contamination crustale de la Rustenburg Layered Suite (RLS)

Un faisceau d'indices géochimiques tend à prouver que les magmas parents du Bushveld n'étaient pas de caractère purement mantellique. L'observation première est de nature pétrographique. En effet, la rareté de l'olivine dans les cumulats même les plus primitifs et le fait que l'orthopyroxène cristallise avant le clinopyroxène indiquent que les magmas étaient plus riches en silice que ne le sont les liquides mantelliques (Sparks, 1986). Les analyses systématiques des isotopes du Sr qui ont été menées tout le long de la colonne stratigraphique de l'intrusion montrent qu'il y a eu au minimum deux magmas parents à l'intrusion et que chacun était enrichi en Sr radiogénique par rapport au manteau contemporain : presque tous les Sr_i relevés sur la Rustenburg Layered Suite sont supérieurs à 0,705 alors que le manteau avait une valeur proche de 0,702. Les études portant sur les éléments incompatibles sont plus ambiguës. En effet, les roches étudiées étant des cumulats, les concentrations absolues en éléments incompatibles ne sont pas utilisables pour inférer la composition des magmas parents. Certaines études se basent

cependant sur les rapports entre éléments et ne mettent en évidence aucune variation significative à travers la stratigraphie (Eales, 2002 et références citées dans cet article).

Certains auteurs ont avancé que les rapports isotopiques élevés du Sr pourraient être dus à un manteau anormal (Hamilton, 1977 ; Sharpe, 1985). Les éléments en traces et les isotopes radiogéniques peuvent en effet être dominés par un manteau métasomatisé, même s'il ne représente pas l'intégralité de la source. Cependant, la forte activité de la silice infirme l'hypothèse du manteau sélectivement enrichi en éléments incompatibles comme unique explication des particularités de l'intrusion. Les travaux de Schiffries et Rye (1989) portant sur les isotopes de l'oxygène dans le Bushveld contredisent eux aussi cette idée. En effet, ils montrent que les magmas parents du complexe avaient des $\delta^{18}\text{O}$ proches de 6,8‰, c'est à dire supérieurs de 1‰ aux produits mantelliques. Or, le manteau qui se trouve sous le Kaapvaal ne semble pas anormal du point de vue des isotopes de l'oxygène puisque les autres produits magmatiques de la région présentent des valeurs mantelliques typiques, proches de 5 à 6‰. L'assimilation crustale semble donc être un processus plus réaliste que la contamination à la source pour expliquer à la fois que ces magmas soient fortement radiogéniques et qu'ils soient riches en silice et en oxygène lourd.

Schiffries et Rye (1989) ont calculé qu'au moins 10% de l'oxygène du complexe devait être d'origine crustale. Cette proportion est compatible avec les résultats de Sparks (1986) qui montre que les magmas générés durant le précambrien disposaient d'une capacité d'assimilation très supérieure aux magmas actuels en raison de leur température plus élevée et de leur intervalle de cristallisation plus large. D'après cet auteur, la contamination d'un magma komatiitique par une croûte granitique produirait une modification de l'ordre de cristallisation normal (olivine-clinopyroxène-plagioclase) vers la séquence suivante : olivine-orthopyroxène-plagioclase-clinopyroxène, qui est plus proche de la séquence observée dans le Bushveld. La validité de ces résultats expérimentaux est cependant restreinte à des conditions de faible pression.

L'homogénéité des valeurs isotopiques de l'oxygène et du Sr à l'intérieur de chacune des zones du complexe exclut que la contamination ait un caractère local. Les bordures de l'intrusion peuvent montrer des indices de contamination supplémentaire (voir par exemple : Harris et Chaumba, 2001 ; Barton et al., 1986) mais l'assimilation crustale dont les effets se ressentent sur l'intégralité de la suite magmatique a dû s'exercer avant l'intrusion finale. L'homogénéité de la contamination à l'intérieur chaque zone correspondant à une injection majeure suggère qu'elle ait eu lieu dans une ou des chambres profondes plutôt que lors de l'ascension des magmas vers la surface. D'après

Cawthorn (1977) cité par Cawthorn et al. (1985) la mise en place du complexe du Bushveld s'est faite sous une pression de 5 kb c'est-à-dire à une profondeur de 15 km environ dans le craton du Kaapvaal. Les contaminants étaient donc situés au moins à cette profondeur. Sharpe et al. (1986) ont suggéré que les magmas aient stagné à l'interface croûte-manteau.

En se basant sur une comparaison entre l'isotopie du Sr à travers la stratigraphie de la RLS et les données qu'ils ont acquises sur le système Sm-Nd, Maier et al. (2000) ont tenté d'identifier les contaminants qui ont affecté les magmas du Bushveld. Ces auteurs se basent aussi sur les compositions en éléments en traces obtenues sur certaines roches marginales. Ils remarquent une légère anticorrélation entre les systèmes Sm-Nd et Rb-Sr, ainsi qu'un découplage entre les éléments en traces et les isotopes. En effet, les cumulats de la base du complexe (Marginal Zone et Basal Zone) sont très fractionnés du point de vue des éléments en traces mais ont des rapports initiaux du Sr faibles ainsi que des ϵNd élevés, tandis que les cumulats situés plus hauts dans la stratigraphie (Main Zone) ont des spectres plus plats mais des rapports initiaux du Sr élevés et des ϵNd faibles. Ces observations sont paradoxales car, s'il est normal que des magmas de caractère plus crustal présentent des Sr_i plus élevés et des ϵNd plus faibles, ils devraient aussi avoir les spectres les plus fractionnés. Sur la base de leurs modélisations, les auteurs proposent que les premiers magmas aient été contaminés par une petite proportion (environ 10-20%) de liquides de fusion partielle de la croûte moyenne tandis que les magmas tardifs auraient assimilé une plus grande quantité du résidu de cette fusion (50%).

1.2 Problématique et organisation de l'étude

Ce travail est articulé en deux étapes majeures. La première consiste à étudier le cœur du lobe Nord, principalement du point de vue des isotopes stables, grâce au forage de Bellevue. Les résultats obtenus sur ces échantillons provenant du centre de l'intrusion serviront de point de comparaison pour définir les caractéristiques de la formation marginale qu'est le Platreef, notamment afin d'estimer l'importance et la nature de la contamination crustale ainsi que l'intensité des interactions fluides-roches.

Les données acquises au cours de ce travail sur le forage de Bellevue viennent compléter des acquisitions antérieures publiées par Harris et al. (2005). Il n'existe pas d'autre étude portant sur les isotopes stables dans la portion centrale du lobe Nord. Par contre, Schiffries et Rye (1989) avaient déjà travaillé sur les lobes Est et Ouest, ce qui permet une comparaison entre les lobes.

En ce qui concerne le Platreef, il existe plusieurs travaux centrés sur les éléments majeurs et en traces ainsi que sur les isotopes radiogéniques (Voir par exemple Buchanan et al., 1981 ; Gain et Mostert, 1982 ; Cawthorn et al., 1985 ; Barton et al., 1986). Les données en isotopie stable sont plus rares : la seule étude complète porte sur le site de Sandsloot (Harris et Chaumba, 2001). Nos données sur l'isotopie de l'hydrogène et de l'oxygène sont donc inédites. De plus, certains échantillons proviennent de forages, ce qui permet d'établir des profils à travers le Platreef.

Après ce chapitre introductif consacré à une présentation du Complexe Igné du Bushveld, on pourra consulter dans la deuxième partie les moyens analytiques mis en œuvre lors de cette étude. Le troisième chapitre présente et commente les résultats obtenus sur le forage de Bellevue. Il se clôt sur un résumé des principales observations qui facilite une consultation rapide. Le chapitre IV est consacré à l'étude du Platreef. Un résumé concernant la pétrologie, la minéralogie et la géochimie élémentaire est proposé en milieu de chapitre avant de passer à l'étude isotopique de cette formation, puis aux résultats majeurs que nous proposons en conclusion de ce travail.

Chapitre 2

Protocoles expérimentaux

2.1 Préparation des échantillons

2.1.1 Sciage, broyage, lames minces

Les échantillons ont été sciés à l'Université de Clermont-Ferrand ainsi qu'à l'Université de St-Etienne. Les lames minces ont été réalisées par Chantal Perrache (Université de St-Etienne).

Les échantillons ont été concassés à l'aide du broyeur à mâchoires de l'Université de Clermont-Ferrand. Deux broyeurs à anneaux sont disponibles pour réduire les broyats en poudres fines. Les échantillons dont le suffixe est OY ont été broyés avec les anneaux en agate tandis que les autres ont été broyés à l'aide des anneaux en carbure de tungstène. Ces derniers causent une pollution en tantale et tungstène (Christian Pin, comm. pers., 2002).

2.1.2 Tri de minéraux

De nombreuses analyses des isotopes de l'oxygène ont été faites sur minéraux séparés. Les minéraux sont triés sous une loupe binoculaire à partir d'un broyat. Le cas des pyroxènes ne pose pas de problème particulier car on les différencie facilement des oxydes par le magnétisme, des amphiboles vertes par le clivage et de l'olivine par la couleur et le clivage. Lorsque les deux phases sont présentes, on peut parfois distinguer les orthopyroxènes des clinopyroxènes, ces derniers étant d'une teinte plus claire. Comme ces deux minéraux ont des comportements impossibles à différencier vis-à-vis du fractionnement des isotopes de l'oxygène, on ne cherche pas à les séparer et le résultat du tri est un mélange indéterminé des deux pyroxènes.

Les feldspaths peuvent être confondus avec la calcite malgré les clivages caractéristiques, plus marqués, et la couleur souvent plus translucide de celle-

ci. Un lavage à l'acide chlorhydrique règle ce problème en dissolvant la calcite. Dans le cas des échantillons contenant à la fois du quartz et du feldspath, une sélection minutieuse des cristaux présentant un clivage est considérée comme suffisante et on ne procède pas à un lavage à l'acide fluorhydrique.

Quand la biotite est présente en quantité suffisante, elle est séparée afin d'en analyser les isotopes de l'hydrogène. Son tri ne pose aucune difficulté.

Une fois les minéraux triés et lavés, ils sont broyés à l'aide d'un mortier en agate dans une petite quantité d'alcool. Les poudres sont séchées à l'étuve dans des piluliers.

2.2 Analyses minéralogiques

Les minéraux sélectionnés après observation pétrographique des lames minces ont été analysés grâce à la microsonde Cameca SX 100 de l'Université de Clermont-Ferrand. Les conditions analytiques sont les suivantes : 15 kV de tension accélératrice, 15 nA d'intensité de courant et un temps de comptage de 10 s en général, pouvant être allongé pour les éléments en faible concentration. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés. La précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Pour les analyses d'amphiboles, le fluor a parfois été ajouté à la liste des éléments classiquement dosés. Toutes les analyses ont révélé l'absence de fluor dans ces minéraux. Des mesures réalisées sur des amphiboles alcalines d'enclaves granitiques provenant de l'île de l'Ascension ont donné de 1,2 à 1,8% de fluor, ce qui est la valeur attendue (moyenne de 1,44%, Harris, comm. pers. 2003). Les valeurs nulles obtenues sur les amphiboles du Bushveld sont donc considérées comme fiables. Le laboratoire ne disposant pas de standard silicaté pour le chlore, les valeurs reportées ne sont qu'indicatives.

Les résultats de ces analyses minéralogiques figurent en Annexe C.

2.3 Analyses géochimiques des roches totales

2.3.1 Spectrométrie de fluorescence X

L'appareil est un Siemens SRS 303 situé à l'Ecole des Mines de St-Etienne. Les analyses d'éléments majeurs et d'éléments en traces se font sur une pastille qui mêle 1,3 g de poudre d'échantillon à 7,8 g de fondant.

Les échantillons qui ont pour préfixe OY, AMK et ATS ont été analysés en fluorescence X. Chaque série contient au moins un échantillon en double

permettant de tester la reproductibilité des mesures. Les résultats sont satisfaisants en ce qui concerne les éléments majeurs. Par contre la précision est faible et les seuils de détection sont élevés pour les éléments en traces, à l'exception de Zr, Ba et Sr.

2.3.2 ICP-MS de l'Université du Cap

Les échantillons OY ont été analysés à l'aide de l'ICP-MS de l'Université du Cap. Il s'agit d'un Perkin Elmer ELAN 6000. La précision pour ces analyses est typiquement de 3%.

2.3.3 ICP-MS de Clermont-Ferrand

Les échantillons ATS et AMK ont été analysés en mode quantitatif à l'aide de l'ICP-MS de Clermont-Ferrand, un Fison Plasma Quad II+.

Le standard interne est une solution d'acides nitrique et tartrique contenant environ 10 ppb d'indium, de rhénium, de bismuth et de molybdène, qui ne sont pas présents en concentrations significatives dans les échantillons géologiques et dont les masses atomiques recouvrent la gamme des éléments analysés. Les recombinaisons d'oxydes et d'hydroxydes sont corrigées grâce à une solution contenant du baryum, du lanthane, du cérium, du praséodyme, du néodyme et du samarium en concentrations connues. Ces éléments sont à l'origine d'ions moléculaires dont la masse est égale à celles de certains isotopes du gadolinium, de l'erbium, du dysprosium et de l'holmium. La solution ne contenant que les éléments légers, il est possible de calculer les taux de recombinaison et de corriger en conséquence les analyses des échantillons. Ce procédé néglige les effets de matrice et suppose que les taux de formation d'oxydes sont constants au cours de la séance d'analyse, ce qui est raisonnable puisque les conditions opératoires ne varient pas sensiblement.

Au cours d'une session d'analyse, des solutions de standards internationaux sont analysées après chaque série de 5 échantillons. Les valeurs de références pour la composition des standards BHVO-1, JB2 et BR sont données par Govindaraju (1994). Les résultats obtenus sur ces roches indiquent une précision proche de 5% sur la plupart des éléments.

Les tableaux qui figurent en Annexe D rassemblent les données obtenues sur roches totales par fluorescence X pour les éléments majeurs et les données obtenues par ICP-MS pour les éléments en traces.

2.4 Isotopie radiogénique : Rb-Sr et Sm-Nd

2.4.1 Protocoles de mise en solution des échantillons

Attaque acide

Cette procédure est décrite en détail par Pin et Zalduegui, 1997.

Dans un récipient en téflon PFA (Savillex®), on pèse 100 à 200 mg d'échantillon et une quantité adaptée de traceur $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. L'attaque par acide fluorhydrique est menée en milieu HNO_3 7M à température ambiante pendant quelques heures. La solution est ensuite soumise à une évaporation en présence d'acide perchlorique (HClO_4). L'échantillon est alors repris en HCl 6M et centrifugé afin de vérifier l'efficacité de l'attaque. Dans le cas des échantillons granitiques, il peut rester un culot de phases réfractaires. Il subit alors une attaque en bombe à 200°C pendant 25h en milieu saturé en HF. L'HF est évaporé avant reprise en HCl 6M. Cette solution obtenue à partir du culot est à nouveau mélangée au reste de l'échantillon et le tout est évaporé. Une dernière reprise en HCl 1,25M prépare l'échantillon pour la première élution, sur la résine cationique AG50X4.

Fusion alcaline

À la suite des travaux de Briec Le Fèvre et Christian Pin à l'Université de Clermont-Ferrand, la fusion alcaline s'est révélée être une bonne alternative à l'attaque acide. Elle est plus rapide et donne des résultats de qualité équivalente pour les systèmes isotopiques qui nous intéressent (Le Fèvre et Pin, 2002; Le Fèvre, 2002). L'échantillon est pesé avec son fondant (on mélange généralement 100 à 150 mg d'échantillon à 300 mg de LiBO_2). La fusion a lieu en creuset de graphite dans un four à induction. La poudre est portée à 1150°C environ pendant 5 minutes. La bille en fusion est ensuite versée dans 10 ml HCl 1,25M où elle se dissout à l'aide d'un agitateur magnétique. On ajoute alors le traceur isotopique à cette solution.

2.4.2 Séparations chimiques

Matériel utilisé

L'eau est désionisée et purifiée à l'aide d'un système Milli-Q (Millipore). Les acides HNO_3 , HCl et HF sont purifiés au laboratoire par distillation. À l'inverse, les acides perchlorique (HClO_4) et borique (H_3BO_3), certifiés de grade suprapur par Merck, sont utilisés tels quels. Des mesures de blanc sont

menées périodiquement.

Les matériaux d'extraction chromatographique utilisés sont :

- Résine échangeuse de cations AG50X4, 200-400 mesh.
- TRU-Spec de granulométrie 50-100 micromètres (TransUranic-element Specific) (ElChrom, Darien, IL) à raison de 0,25 ml de résine dans chaque colonne.
- Sr-Spec de granulométrie 50-100 micromètres (ElChrom) à raison de 0,25 ml de résine dans chaque colonne.
- Ln-Spec de granulométrie 50-100 micromètres (ElChrom) à raison de 0,25 ml de résine dans chaque colonne.

Les colonnes d'extraction sont en verre de silice. Elles sont munies à l'extrémité basse de frittés de polyéthylène d'une porosité de 30 micromètres.

Protocoles

La première élution est menée sur des colonnes contenant la résine AG50X4 en milieu HCl 1,25M afin de se débarrasser d'une partie des éléments majeurs, notamment du fer qui peut interférer avec les éluions à venir. Les LREE ainsi que quelques autres éléments comme le thorium sont récupérés par élution avec HNO₃ 5M. Cette fraction est évaporée, puis reprise en HNO₃ 2M pour l'élution qui suit.

La procédure suivante est décrite en détail par Pin et al. (1994). Nous disposons de colonnes Sr-Spec et TRU-Spec qui sont superposées pour le chargement en HNO₃ 2M. Sr-Spec retient Ba et Sr, tandis que TRU-Spec retient les LREE. Les colonnes sont ensuite découplées. Sur Sr-Spec, on se débarrasse du Ba avec HNO₃ 7M puis 2M, et le Sr est élué avec 0,05M. Sur TRU-Spec, on rince la résine avec HNO₃ 2M puis on élue les LREE avec 0,05 M. Les fractions recueillies sont évaporées à sec.

La procédure concernant la dernière élution est décrite par Pin et Zalduegui (1997). La fraction de terres rares récupérée sous TRU-spec est reprise en HCl 0,25M en vue de la passer sur Ln-Spec. Cette élution permet de recueillir séparément le Sm et le Nd. On peut également isoler les LREE en vue d'une étude isotopique La-Ce. Le chargement de la solution et l'élution du Nd se font en HCl 0,25N. Le Sm est ensuite élué en 0,75N.

2.4.3 Spectrométrie de masse

Les analyses isotopiques sont effectuées à Clermont-Ferrand sur un spectromètre de masse à ionisation thermique VG 54E. Le Sr est analysé pour sa composition isotopique (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), le Sm en dilution isotopique uniquement (¹⁴⁹Sm/¹⁴⁷Sm), alors que le Nd fait l'objet des deux analyses

($^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour la D.I. et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour la C.I.). Nous utilisons un traceur mixte $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ dont la composition est donnée en Tab. 2.7. Pour les analyses isotopiques du Sr et du Sm, les dépôts sont faits sur filaments de Ta tandis que ce sont des triples filaments Ta-Re-Ta qui servent aux analyses de Nd.

Les paramètres utilisés pour les calculs isotopiques figurent dans les Tabs. 2.1 à 2.7.

TAB. 2.1 – Composition isotopique du Rb naturel selon les recommandations de l'Union Internationale de Chimie Pure et Appliquée (IUPAC, 1998).

	Masses isotopiques	Abondances isotopiques
^{85}Rb	84,91202	0,721654
^{87}Rb	86,90930	0,278346

TAB. 2.2 – Composition isotopique du Sr naturel, compatible avec les recommandations de l'Union Internationale de Chimie Pure et Appliquée (IUPAC, 1998).

	Masses isotopiques	Abondances/ ^{88}Sr
^{84}Sr	83,91325	0,006756
^{86}Sr	85,90935	0,119400 (rapport de normalisation)
^{87}Sr	86,90899	variable
^{88}Sr	87,90601	1

NB : $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$

TAB. 2.3 – Constantes utilisées dans les calculs impliquant le système radio-génique Rb-Sr.

Demi-vie du ^{87}Rb (a^{-1})	$1,42 * 10^{-11}$	(Steiger et Jäger, 1977)
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{UR}$	0,7047	(DePaolo et Wasserbug, 1976a et b)
$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{UR}$	0,087	(DePaolo et Wasserbug, 1976a et b)
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{BABI}$	0,69899	(Papanastassiou et Wasserburg, 1969)

TAB. 2.4 – Constantes utilisées dans les calculs impliquant le système radio-génique Sm-Nd.

Demi-vie du ^{147}Sm (a^{-1})	$6,54 * 10^{-12}$	(Faure, 1986)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}$	0,512638	(Jacobsen et Wasserburg, 1980)
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}$	0,1966	(Jacobsen et Wasserburg, 1980)

TAB. 2.5 – Composition isotopique du Nd naturel. (Wasserburg et al., 1981).

	Masses isotopiques	Abondances/ ^{144}Nd
^{142}Nd	141,907731	1,141827
^{143}Nd	142,909823	variable
^{144}Nd	143,910096	1
^{145}Nd	144,912582	0,348417
^{146}Nd	145,913126	0,721900 (rapport de normalisation)
^{148}Nd	147,916901	0,241578
^{150}Nd	149,920900	0,236418

TAB. 2.6 – Composition isotopique du Sm naturel. (Wasserburg et al., 1981).

	Masses isotopiques	Abondances/ ^{154}Sm
^{144}Sm	143,912009	0,13516
^{147}Sm	146,914907	0,65918
^{148}Sm	147,917285	0,49419
^{149}Sm	148,917193	0,60750
^{150}Sm	149,917285	0,32440
^{152}Sm	151,919741	1,17537
^{154}Sm	153,922218	1

TAB. 2.7 – Caractéristiques du traceur Sm-Nd utilisé au cours de cette étude.

	Abondances/ ^{144}Nd	Concentrations (nanomol/g)
^{142}Nd	0,8894	
^{143}Nd	0,5121	
^{144}Nd	1	0,02596
^{145}Nd	0,3873	
^{146}Nd	0,9448	
^{148}Nd	0,7269	
^{150}Nd	105,1	2,72900

	Abondances/ ^{147}Sm	Concentrations (nanomol/g)
^{147}Sm	1	0,00571
^{149}Sm	411,692054	2,35240

2.5 Isotopie stable : O, H et C

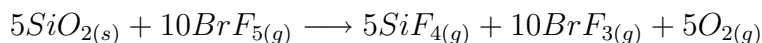
2.5.1 Extraction d'oxygène : la rampe conventionnelle (Université de St-Etienne)

Protocole

Le protocole suit les recommandations de Clayton et Mayeda (1963). Les échantillons, roches totales ou minéraux triés, se présentent sous forme de poudres fines. Chaque extraction requiert 8 à 10 mg de poudre. Cette quantité correspond à un volume d'oxygène largement suffisant pour l'analyse au spectromètre de masse. De plus, les tests sur le standard de quartz MQ ont montré qu'il s'agit d'un bon compromis entre la minimisation des éventuelles petites contaminations (en effet, un grand volume de gaz est moins sensible qu'un plus petit) et un temps de réaction raisonnable (lors de la phase de conversion en CO₂, chaque échantillon exige environ 30 minutes de manipulation).

Un échantillon est chargé dans chacun des 8 tubes en nickel présents sur la rampe, sous un flux d'azote gazeux afin d'éviter la pénétration d'atmosphère dans le système. Le système est mis en pompage afin d'évacuer l'azote. Les fours amovibles sont mis en place autour des tubes et les échantillons sont dégazés pendant quelques heures sous vide à environ 250°C. Cette température permet d'évacuer les gaz atmosphériques et l'eau sans altérer la structure du réseau silicaté. Une fois les échantillons dégazés, on procède au chargement du pentafluorure de brome (BrF₅). Les fours sont ôtés et le premier tube est refroidi à l'azote liquide, puis un volume de BrF₅ environ 2 fois supérieur à la quantité nécessaire à l'attaque de l'échantillon est introduit dans la ligne. Le BrF₅ se condense dans le tube qui est devenu un piège à froid. La même procédure est appliquée aux 7 autres échantillons.

Une fois le BrF₅ chargé avec les échantillons, les fours sont remis en place et chauffent à environ 550°C pendant 8h. Le silicium réagit avec le fluor pour former SiF₄ (tétrafluorosilane ou tétrafluorure de silicium) selon la réaction :



Le réseau silicaté est donc détruit et l'oxygène libéré. Il est primordial que l'échantillon soit entièrement attaqué. En effet, les deux isotopes de l'oxygène possèdent des propriétés thermodynamiques différentes : si la réaction était incomplète, la valeur ¹⁸O/¹⁶O du gaz extrait serait différente de celle de l'échantillon.

La phase de libération du gaz étant terminée, il faut convertir le dioxygène O₂ en dioxyde de carbone CO₂ à la fois pour des raisons de manipulations

pratiques (l'O₂ n'est pas piégé à la température de l'azote liquide) que pour des raisons analytiques (les spectromètres à source gazeuse sont conçus pour analyser l'oxygène sous forme CO₂). L'étape suivante consiste donc à convertir le dioxygène en monoxyde de carbone CO puis en dioxyde de carbone CO₂ en le faisant réagir avec un barreau de graphite chauffé à 620-630°C et doté d'un catalyseur platine. Le CO₂ est concentré dans un piège à froid au fur et à mesure de sa production. La réaction n'atteint donc jamais l'équilibre et se poursuit jusqu'à épuisement de l'oxygène. Sur le trajet du gaz entre le tube de nickel et le barreau de graphite se trouve un piège composé de KBr afin d'activer la dissociation de l'éventuel BrF₅ restant.

Le volume de gaz obtenu après la réaction sur barreau de graphite est mesuré au manomètre à mercure. Le mercure présente par ailleurs l'avantage de réagir avec d'éventuelles traces de fluor qui seraient parvenues jusque là.

Finalement, le gaz est récupéré dans une ampoule grâce à un piège à froid et analysé au spectromètre de masse dans les 24h qui suivent l'extraction. S'il est impossible de l'analyser dans ce délai, il doit être transféré dans un tube en Pyrex® hermétique, plus satisfaisant que les ampoules pour le stockage de longue durée.

Contrôles sur la qualité de l'expérience

Le volume de gaz produit Chaque minéral possède une teneur théorique en oxygène, qui est connue grâce à sa formule structurale. Connaissant les masses atomiques des éléments impliqués et le volume des gaz parfaits, on peut calculer le rendement d'oxygène attendu pour chaque minéral. Ce taux (yield) s'exprime en cm³/g. La masse de minéral attaquée étant connue, on peut calculer le volume absolu qui est théoriquement attendu pour chaque échantillon. Dans le cas d'une roche totale, il est nécessaire de connaître la composition chimique et d'utiliser une moyenne pondérée des rendements de chaque oxyde pour obtenir le rendement théorique. Le volume de gaz effectivement produit à la fin de la manipulation est mesuré au manomètre à mercure. Ce volume mesuré est comparé au volume théorique afin de détecter une réaction incomplète ou une fuite.

L'isotopie du carbone Le carbone du CO₂ analysé au spectromètre a comme unique source le barreau de graphite. Sa valeur isotopique doit donc être constante. Si elle diffère de plus de 0,2‰ de la valeur moyenne, c'est qu'il y a eu un fractionnement dû à une fuite ou bien que le tri de minéraux a été imparfait, laissant probablement des carbonates dans l'échantillon.

Le standard silicate La rampe d'extraction comprend 8 tubes en nickel. À chaque expérience, 2 tubes sont réservés aux standards et 6 aux échantillons. Le standard silicate est une poudre de quartz hydrothermal originaire du linéament de Murchison, en Afrique du Sud. Sa valeur isotopique a été calibrée par rapport au standard international NBS-28, de $\delta^{18}\text{O} = 9,64\%$ d'après Coplen et al. (1983). Elle a été vérifiée par de nombreuses analyses à l'Université du Cap, à l'Université de St-Etienne et à l'ENS de Lyon (mesure spectrométrique uniquement, l'extraction étant réalisée à St-Etienne). Le standard Murchison Quartz (MQ) possède une valeur $\delta^{18}\text{O}$ de $-10,1\% \pm 0,1$. Tous les tubes de nickel sont testés tour à tour avec les standards et l'homogénéité de la rampe est vérifiée périodiquement ainsi qu'après chaque opération de maintenance en réalisant l'extraction pour 8 standards à la fois. Au cours de ce travail, une centaine de standards MQ a été analysée. Parmi ces analyses, 95% ont donné la valeur attendue à 0,4% près. La précision doit être meilleure pour les échantillons, dans la mesure où les standards MQ sont souvent déposés dans les tubes ayant contenu des échantillons de $\delta^{18}\text{O}$ inhabituellement bas ou élevés ou bien ayant produit un mauvais rendement.

2.5.2 Extraction d'oxygène : l'attaque par laser (Université de St-Etienne)

Le principe général est identique à celui qui est présenté pour la rampe d'extraction. Il s'agit de libérer l'oxygène du réseau silicaté par chauffage dans un environnement rendu réactif par la présence de BrF_5 puis de convertir l' O_2 en CO_2 par réaction avec un barreau de graphite. Cependant, au lieu d'être attaqués à la chaleur d'un four, les échantillons sont positionnés sous le faisceau d'un laser.

Le laser est un Synrad 40W CO_2 . Son rayonnement est focalisé sur les cristaux à travers une fenêtre de saphir. Selon la taille et la nature minéralogique du grain, le temps de réaction est variable. Il faut 5 à 8 minutes pour un cristal de 3 mg, en fonction de son caractère plus ou moins réfractaire. Le gaz libéré passe ensuite par une série de pièges (deux pièges à froid et un piège KBr) afin d'être purifié avant de réagir avec un barreau de graphite. On note la pression de CO_2 avant de le piéger dans un tube de Pyrex®. Il est ainsi possible, comme sur la ligne conventionnelle, de vérifier la cohérence entre le volume de gaz attendu et le volume effectivement extrait.

Le laser présente des caractéristiques qui en font un complément utile à la rampe d'extraction. Ainsi, l'analyse ne porte pas sur une poudre de minéraux broyés mais sur un grain isolé. On n'obtiendra donc pas une valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ pour une phase particulière mais une valeur propre au cristal choisi.

De plus, le laser permet d'attaquer des minéraux qui sont résistants dans les conditions d'extraction sur rampe. Aucune donnée isotopique n'a été acquise par fluorination laser sur nos échantillons du Platreef, mais cette méthode a été utilisée par Harris et al. (2005) sur des minéraux du forage de Bellevue. Ces auteurs discutent les différences d'interprétations des résultats qui se posent entre ces deux méthodes dont l'une porte sur de nombreux minéraux broyés et l'autre sur 2 ou 3 cristaux.

Le standard utilisé est le grenat de Monastery dont le $\delta^{18}\text{O}$ est 5,5‰ (Harris et al, 2000). On en analyse 4 pour chaque série comprenant 20 à 25 cristaux.

2.5.3 Isotopie des carbonates : O et C

Les échantillons broyés sont attaqués sous vide à 25°C par de l'acide phosphorique (H_3PO_4) en excès. Le CO_2 extrait est récupéré sur un piège à froid. L'analyse au spectromètre de masse permet d'obtenir les mesures isotopiques sur l'oxygène et le carbone.

2.5.4 Extraction d'hydrogène (Université du Cap)

La manipulation suit le protocole défini par Venneman et O'Neil (1993). L'échantillon, sous forme de poudre fine, est pesé à la balance de précision. En ce qui concerne les roches totales, une quantité d'environ 100 mg est généralement suffisante pour fournir la quantité d'eau nécessaire à l'analyse spectrométrique. Si la poudre contient de fortes quantités de minéraux hydroxylés ou bien si on veut étudier des minéraux triés de serpentine ou de biotite, la masse d'échantillon peut être abaissée jusqu'à 30 mg. Les analyses portant sur les biotites ont été réalisées sur 20 à 40 mg de minéraux. La poudre est introduite dans un tube en quartz. L'échantillon est recouvert par une couche de quartz pur et un tampon de laine de verre qui empêcheront la poudre de se disperser dans la ligne d'extraction lors de sa fusion. Le tube de quartz contenant l'échantillon est ensuite placé sur la ligne d'extraction d'hydrogène où il est dégazé à 400-450°C sous vide afin d'éliminer toute trace d'eau atmosphérique. Une fois que le vide est satisfaisant, des pièges à froid sont installés sur les tubes en U situés de part et d'autre du four à cuivre. La fusion de l'échantillon peut alors commencer. Il est chauffé au chalumeau (environ 1000°C), ce qui provoque la libération des substances volatiles de la roche : N_2 , H_2 , H_2O , CO_2 , F, etc. Le chauffage peut catalyser la réduction de l'eau de la roche par le Fe^{2+} et donc libérer de l'hydrogène libre H suivant la réaction :



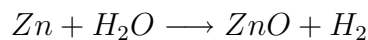
Afin de reconvertir cet hydrogène en eau, on dispose d'un four à cuivre chauffé à 600°C permettant la réaction d'oxydation :



La majeure partie des composés volatils est condensée sur les tubes en U. Les gaz qui ne sont pas retenus par le piège à azote liquide (notamment N₂) sont dits incondensables. On note leur pression avant de les pomper. Le piège à N₂ liquide est ensuite remplacé par un piège à N₂ liq + éthanol (ou bien N₂ liq + propanol), dont la température est moins basse (-80°C). Ce réchauffement permet de libérer le CO₂ tout en conservant l'eau piégée. On note la pression de CO₂ avant de le pomper.

À l'extrémité de la ligne, se trouve un tube de Pyrex® contenant des copeaux de zinc. On installe un piège à N₂ sur ce tube puis le tube en U est réchauffé afin que la totalité de l'eau aille se condenser dans le tube Pyrex®. Il suffit ensuite de séparer un segment du tube Pyrex® par soudure pour disposer d'un tube hermétique contenant les copeaux de Zn et l'eau extraite.

Le spectromètre de masse à source gazeuse n'analyse pas H₂O mais H₂. Il faut donc procéder à une réaction de réduction : les tubes en Pyrex® contenant le Zn et l'eau sont chauffés à 450-500°C pendant 1/2 h pour activer la réaction :



Il faut analyser les échantillons au spectromètre dans les jours qui suivent cette dernière étape. Le Zn provient de l'Université d'Indiana. Kendall et Coplen (1985) ont mis en évidence un décalage des valeurs de δD entre les échantillons recueillis en tubes Pyrex® et en tubes de quartz. Cependant, cette variation étant constante, elle est corrigée grâce aux standards qui sont eux aussi stockés en tubes Pyrex®.

Préalablement aux manipulations, tous les tubes Pyrex® sont chauffés pendant 20 minutes dans un four à 500°C afin de les nettoyer. Ils sont stockés en étuve à 110°C. Les tubes de quartz, eux, sont chauffés à 800°C puis stockés dans la même étuve.

Pour chaque échantillon, la teneur en eau est déterminée à partir du voltage mesuré sur le collecteur du spectromètre ou bien, si la pression est trop élevée pour le collecteur, à partir de la mesure fournie par la jauge Pirani de l'inlet. Ces deux indicateurs de pression sont calibrés grâce aux standards liquides introduits en quantité connue et donnent des résultats cohérents sur la gamme qui leur est commune.

Pour les inclusions fluides, le protocole est identique sinon que le chauffage se fait au décapeur thermique à 900°C, ce qui n'entraîne pas la fusion des roches mais simplement le relargage des fluides contenus dans les inclusions. Cette méthode peut provoquer des fractionnements dans certains cas qui ne concernent pas l'extraction d'eau dans du quartz (minéraux contenant du fer, présence de CH₄).

Les standards aqueux utilisés sont le CTMP ($\delta D = -9\text{‰}$) et le DML ($\delta D = -300\text{‰}$). Les eaux sont introduites dans les tubes en Pyrex® à l'aide de capillaires d'une contenance de 2 ml, ce qui permet de calibrer les jauges de pression du spectromètre ainsi que l'intensité du signal sur le collecteur afin d'estimer par ces mesures la quantité d'eau présente. Le standard silicate utilisé est une muscovite d'Arunta qui contient 4,1% pds H₂O et dont le δD a été calibré à -42‰ contre le standard international NBS 30.

2.5.5 Analyse des isotopes stables : spectromètres de masse à source gazeuse

Deux spectromètres de masse à source gazeuse ont été utilisés pour analyser l'oxygène extrait. Jusqu'au printemps 2002, les analyses étaient réalisées à l'ENS de Lyon sur un VG Prism placé sous la responsabilité de Simon Sheppard. L'Université de St-Etienne s'est ensuite dotée d'un Isoprime-EA de Micromass sur lequel ont été réalisées toutes les mesures de composition isotopique de l'oxygène à partir de septembre 2002.

Les analyses isotopiques d'hydrogène ont été effectuées sur un Finnigan MAT 252 à l'Université du Cap.

2.5.6 Représentation des données isotopiques

Les données isotopiques sont représentées suivant la classique notation delta. Les indices *éch* et *std* désignent respectivement l'échantillon et le standard, qui est le SMOW.

$$\delta^{18}O_{éch} = \frac{1000 * [(^{18}O/^{16}O)_{éch} - 1]}{(^{18}O/^{16}O)_{std}}$$

Le fractionnement isotopique entre deux phases est exprimé ainsi :

$$\Delta^{18}O_{A-B} = \delta^{18}O_A - \delta^{18}O_B \approx 1000[\ln(\alpha_{A-B})]$$

Sachant que :

$$\alpha_{A-B} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_A}{(^{18}O/^{16}O)_B}$$

Les notations sont les mêmes pour les valeurs isotopiques du carbone, exprimées par rapport au PDB, ainsi que pour les valeurs isotopiques de l'hydrogène, exprimées par rapport au SMOW (valeurs recommandées par Coplen et al., 1983).

Chapitre 3

Le forage de Bellevue : une fenêtre ouverte sur le cœur du lobe Nord

3.1 Introduction

Les lobes Est et Ouest, les plus volumineux des quatre lobes du Bushveld, abritent une forte densité de minéralisations exploitables. Ce sont donc les plus étudiés et les mieux connus. Le lobe Nord, moins exploré, a cependant fait l'objet d'un forage profond qui le traverse sur une longueur de 3 km. Le forage de Bellevue débute dans l'Upper Zone et prend fin dans la Main Zone, malheureusement au-dessus du niveau auquel doit se trouver le Platreef. Nos échantillons proviennent de ce forage et nous permettent d'avoir un aperçu des caractéristiques géochimiques représentatives du centre de l'intrusion.

Les résultats obtenus sur le forage de Bellevue ont été exploités par Harris et al. (2005) afin d'affiner la connaissance de la stratigraphie du Bushveld du point de vue des isotopes stables. Ils ont été combinés à des données acquises sur les sites de Clapham et Olifant Trough, qui appartiennent à la Marginal et à la Lower Zone du lobe Est (Fig. 1.3). Ce travail complète notamment le travail de Schiffries et Rye (1989) qui porte en majeure partie sur la Main Zone du lobe Est. Le présent chapitre n'est pas focalisé sur le problème des variations isotopiques à l'échelle du Complexe du Bushveld mais sur l'étude du forage de Bellevue dans la perspective d'une comparaison entre le Platreef et la partie centrale du lobe Nord.

Avant de d'entrer dans le vif de notre étude, ce chapitre s'ouvre sur une rapide présentation du lobe Nord ou lobe de Mokopane.

3.2 Géologie du lobe de Mokopane

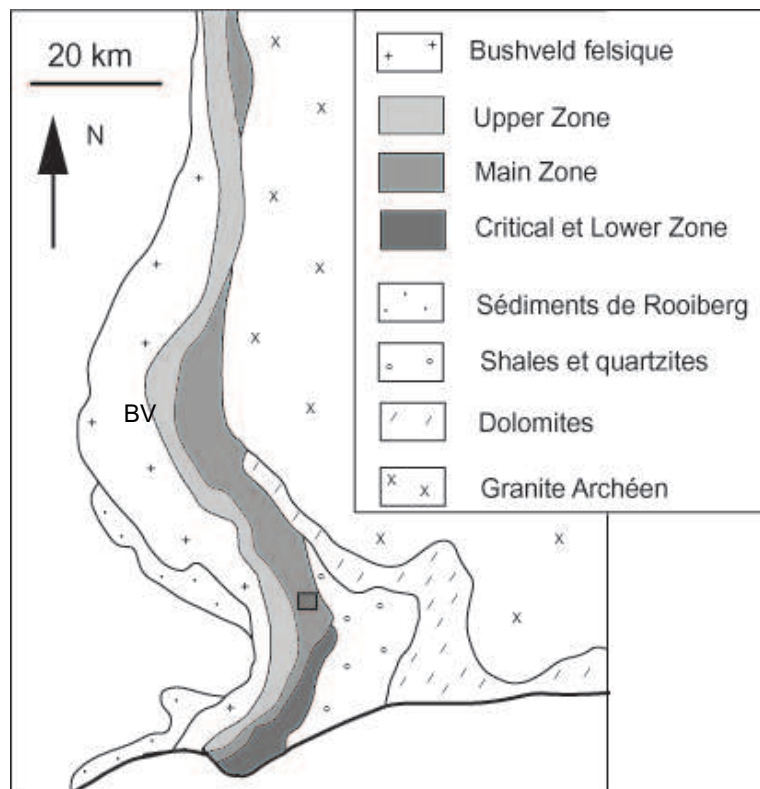


FIG. 3.1 – Carte schématique du lobe Nord ou lobe de Mokopane. Le carré gris marque l'emplacement de la ville de Mokopane. Le forage de Bellevue est repéré par l'abréviation "BV".

Le lobe Nord n'affleure qu'en deux grandes zones : celle de Mokopane et celle de Villa Nora (Fig. 1.3). Nous avons travaillé sur la zone de Mokopane où le complexe apparaît sur une surface d'environ 2000 km² (Van der Merwe, 1976). Il se présente sous forme d'une bande de 100 km pour une épaisseur maximale de 15 km. Au sud, l'intrusion est tronquée par la faille de Zebediela qui l'amène au contact avec les sédiments du Karoo. Au nord, elle est recouverte par les sédiments de Waterberg. Ce lobe présente peu d'affleurements de qualité. Il est connu principalement grâce aux forages qui le recoupent et aux exploitations minières qu'il abrite. La carte de la Fig. 3.1 illustre les relations géométriques entre l'intrusion et l'encaissant. Du sud au nord le contact se fait à des niveaux stratigraphiques de plus en plus bas dans l'encaissant,

depuis les formations sédimentaires les plus récentes, appartenant au Groupe de Pretoria, jusqu'aux granites Archéens du socle. Du côté de l'intrusion, à l'inverse, les lithologies magmatiques retrouvées au contact sont de plus en plus hautes dans la stratigraphie de la Rustenburg Layered Suite, toujours depuis le sud vers le nord. Ainsi, au sud de Mokopane, ce sont la Critical Zone et la Basal Zone qui sont en contact avec les shales et les quartzites du Groupe de Pretoria. Plus au nord, la Main Zone apparaît successivement au contact du Groupe de Pretoria, du Groupe de Chuinespoort et du granite Archéen. Ensuite, c'est l'Upper Zone qui vient buter sur le granite. Sur l'affleurement actuel, la zone de contact entre l'intrusion litée mafique et ses encaissants ne correspond donc pas à un niveau constant dans la stratigraphie magmatique. Cette relation entre l'intrusion et son encaissant, souvent qualifiée de transgressive dans la littérature, pourrait être due à un basculement structural pendant la mise en place du complexe (Von Gruenewaldt, 1979 cité par Gain et Mostert, 1982).

Sur la base de travaux gravimétriques, Van der Merwe (1976) a proposé des modèles pour la morphologie du lobe Nord. La partie occidentale serait moins épaisse et aurait un plongement moins accentué que la partie orientale. Le conduit d'alimentation de l'intrusion se trouverait juste à l'ouest de la ville de Mokopane. La stratigraphie et l'épaisseur des séquences diffèrent de celle du compartiment principal formé par les lobes Est et Ouest. Les descriptions suivantes proviennent de Van der Merwe (1976) ainsi que de Von Gruenewaldt et al. (1989).

La Marginal Zone, lorsqu'elle apparaît, est noritique à doléritique, épaisse de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Elle contient de nombreux xénolithes d'encaissant (granite, cornéennes, roches carbonatées, quartzites).

Dans la partie méridionale du lobe, la Lower Zone est une zone harzburgitique et pyroxénitique épaisse de 1600 m tandis que, dans la partie septentrionale, elle n'apparaît que sous forme de corps satellites bronzititiques et harzburgitiques. Elle contient des chromitites qui sont exploitées à Grasvally et Zwartfontein.

La Critical Zone est peu développée dans le lobe de Mokopane, son épaisseur est de 400 m. Par la géochimie et la pétrologie, elle est très nettement distincte de la Lower Zone (Hulbert et Von Gruenewaldt, 1985). Elle apparaît sous forme de norites fines ou grossières, pyroxénites, anorthosites et chromitites. La Main Zone est constituée de gabbros, norites, troctolites, anorthosites, pyroxénites, harzburgites, lherzolites. Elle est épaisse d'environ 2200 m, ce qui est moindre que dans le reste du Bushveld. De plus elle ne contient pas les mêmes marqueurs que la séquence principale. Dans le lobe Nord, l'unité de base de la Main Zone est le Platreef qui atteint une épaisseur maximale de

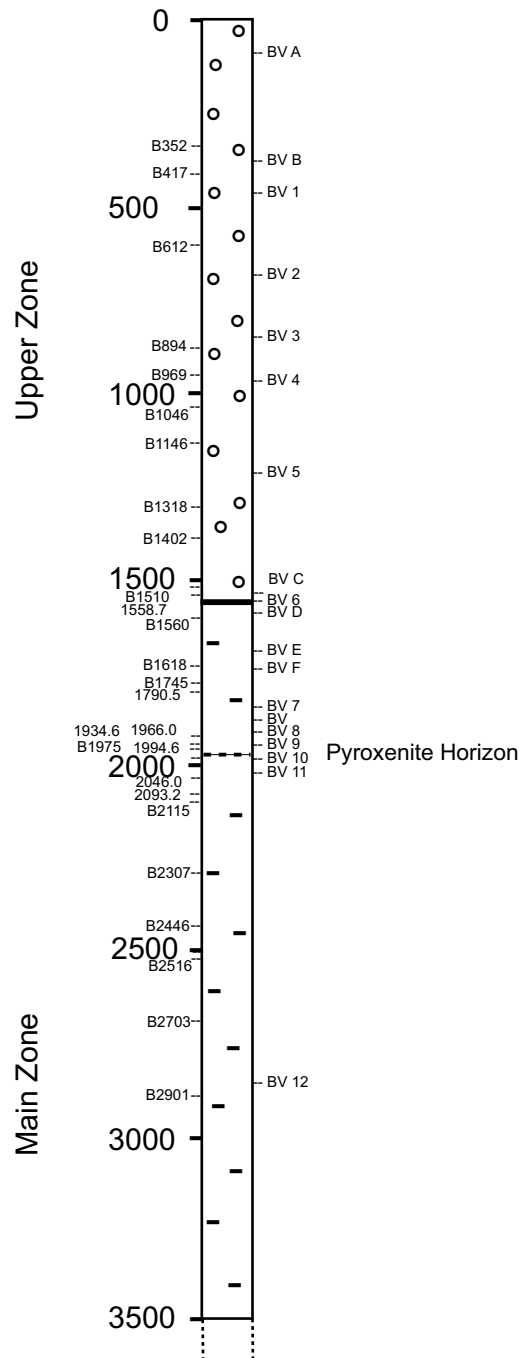


FIG. 3.2 – Schéma du forage de Bellevue. Sur le côté gauche de la carotte sont figurés les échantillons étudiés par Harris et Chaumba (2000) et Harris et al. (2004) tandis que ceux qui ont fait l'objet de notre travail sont reportés à droite.

200 m. Le Pyroxenite Horizon apparaît environ 2000 m au-dessus du Platreef. L'Upper Zone fait environ 1100 m d'épaisseur. Elle présente des cycles de magnétite passant au gabbro puis à l'anorthosite. La partie supérieure est constituée de diorites à fayalite en contact avec le toit granitique ou sédimentaire.

3.3 Échantillonnage et pétrographie

Nos échantillons, préfixés BV, sont positionnés sur la colonne stratigraphique de la Fig. 3.2. L'étude pétrographique de la section dans son entier a été présentée par Knoper et Von Gruenewaldt (1992) tandis que Ashwal et al. (2004) proposent une base de données comprenant des mesures de densité et de susceptibilité magnétique ainsi que de nombreuses analyses chimiques de minéraux.

La description pétrographique de 12 lames minces du forage de Bellevue peut être consultée en Annexe B. Les principales caractéristiques sont les suivantes :

- La composition pétrologique est dominée par des norites et gabbronorites.
- Les oxydes peuvent être abondants (10 - 20%).
- Les lames minces réalisées en coupe transversale permettent de constater une orientation préférentielle des minéraux, notamment des plagioclases, dans la direction horizontale. Il s'agit probablement d'un effet de compaction (voir Fig. 3.3).
- Les minéraux d'altération identifiés sont la biotite, la chlorite et l'amphibole. Leur proportion modale est toujours inférieure à 5%.
- On observe parfois des textures granophyriques dans les plagioclases.
- Les deux échantillons occupant les positions les plus basses dans la stratigraphie, BV 11 et BV 12, contiennent quelques olivines.

La veinule d'altération observée dans l'échantillon BV 1 correspond pétrographiquement à la catégorie de veines caractérisées par Schiffries et Rye (1990) comme étant de haute température.

3.4 Résultats des analyses isotopiques

3.4.1 Isotopie de l'oxygène

Les analyses des isotopes de l'oxygène ont été réalisées selon les modalités décrites au Chapitre II : "Protocoles expérimentaux de routine". Les données que nous avons acquises sur les pyroxènes et plagioclases de 12 échantillons

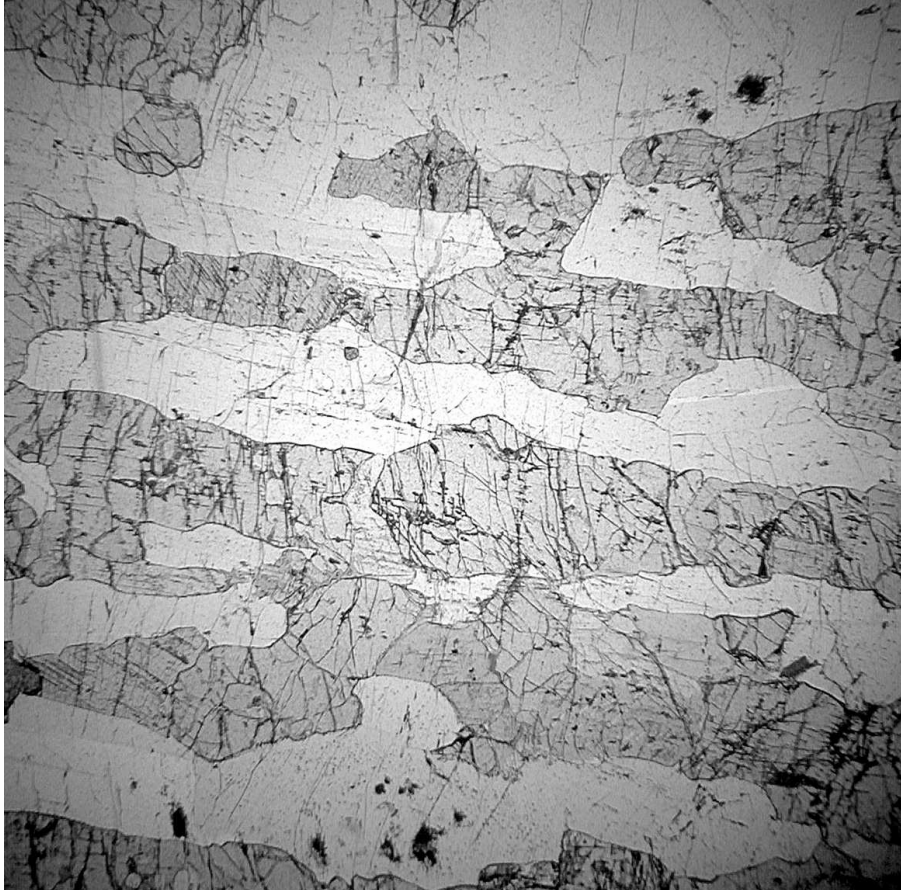


FIG. 3.3 – Photographie de la lame BV 7 en LPNA. Les cristaux d'orthopyroxène et de plagioclase s'organisent selon une structure orientée dont la direction est compatible avec une compaction de la pile cristalline.

sont présentées dans le Tab. 3.1. Un tableau récapitulatif incluant les données publiées par Harris et Chaumba (2000) et Harris et al. (2005) sur le forage de Bellevue est disponible en Annexe C. Les pyroxènes ont des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 5,5 et 7‰, avec une moyenne de 6,3‰. Les $\delta^{18}\text{O}$ des plagioclases sont plus hétérogènes, compris entre 6,1 et 9,1‰ en ce qui concerne nos échantillons. Une valeur extrême de 13,1‰ est reportée par Harris et al. (2005). Trois feldspaths s'éloignent de la gamme d'équilibre magmatique définie pour des pyroxènes et des plagioclases An#75 à des températures comprises entre 550 et 1150°C. Si les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de ces minéraux sont écartées, on obtient pour les plagioclases une moyenne de 7‰.

Ces mesures sont reportées sur la Fig. 3.4, ainsi que des données supplémentaires portant sur le même forage qui ont été acquises par Chris Harris à l'Université du Cap et publiées par Harris et al. (2005). Les profils stratigraphiques permettent de constater l'homogénéité des $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ à travers la colonne. Les $\Delta_{\text{pl-px}}$ montrent une légère tendance à l'augmentation vers le sommet de l'intrusion. Elle peut être attribuée à une composition plus sodique du plagioclase (montrée par les données de Ashwal et al., 2004) ou bien à une diminution de la température de cristallisation. Une conjugaison de ces effets est bien sûr possible.

3.4.2 Isotopie de l'hydrogène

L'analyse des isotopes de l'hydrogène a été réalisée à l'Université du Cap sur 19 échantillons selon le protocole décrit au Chapitre II. Les résultats figurent dans le Tab. 3.1. Les roches qui proviennent du forage de Bellevue contiennent toutes des proportions d' H_2O très faibles, inférieures à 0,7%. Les δD varient de -117 à -40 ‰ sans qu'on puisse constater de relation avec la teneur en eau (Fig. 3.5). Ces valeurs entrent dans la gamme des analyses publiées précédemment (Mathez et al, 1994; Schiffries et Rye, 1989; Harris et Chaumba, 2001; Willmore et al, 2002).

Les profils stratigraphiques des % H_2O et des δD mesurés sur les roches totales sont montrés en Fig. 3.4. Les δD tendent à augmenter depuis 2000 m jusqu'à 1500 m de profondeur puis montrent une tendance à la diminution à partir de la base de l'Upper Zone. Les teneurs en eau sont toujours basses mais plus variables dans l'Upper Zone que dans la Main Zone. La possibilité d'un épisode d'injection magmatique prenant place au Pyroxenite Horizon, à proximité de la transition Main Zone / Upper Zone, est discutée par Harris et al. (2005).

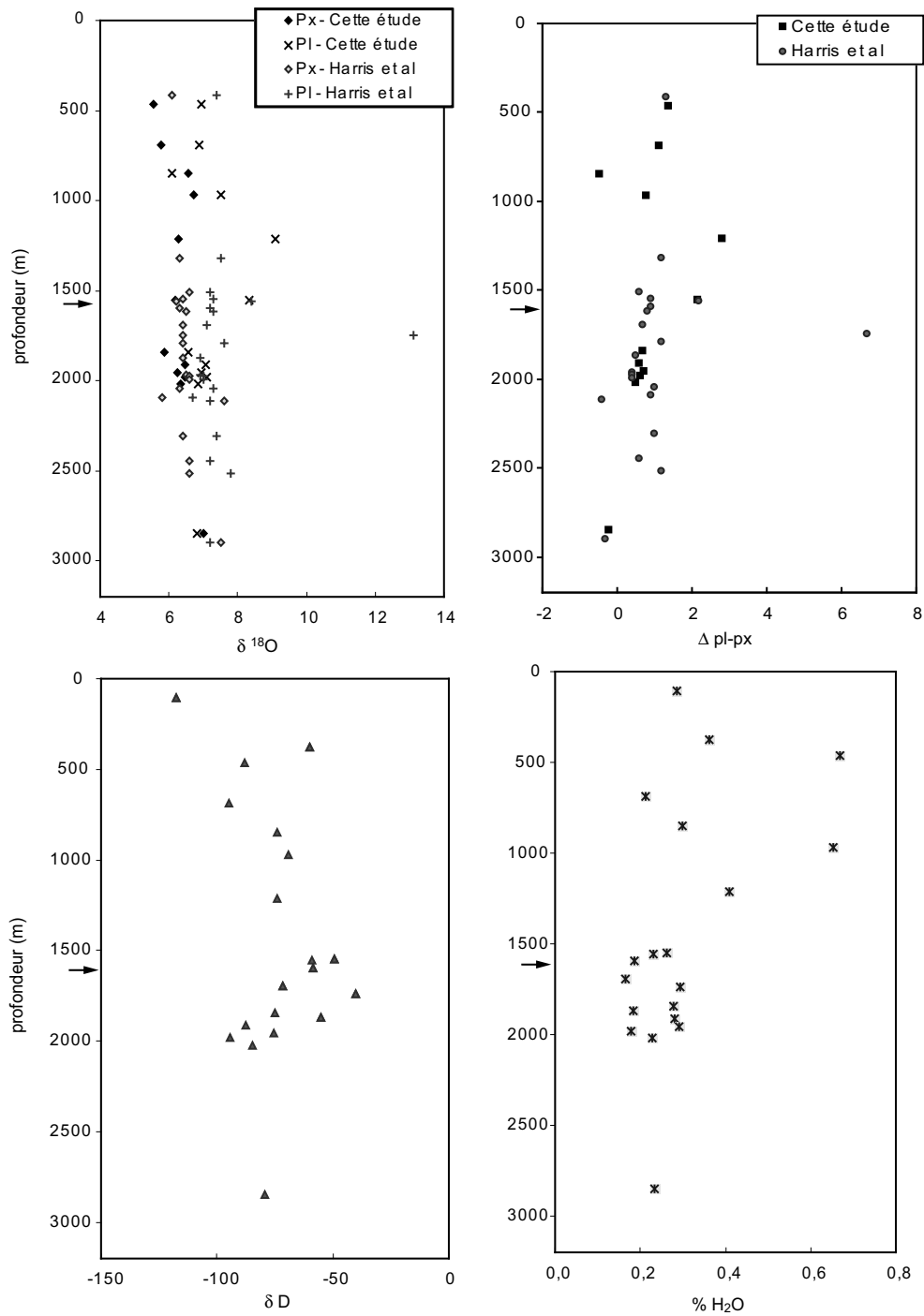


FIG. 3.4 – Profils isotopiques à travers le forage de Bellevue. La limite de transition entre la Main Zone et l'Upper Zone est signalée sur l'axe vertical par une flèche.

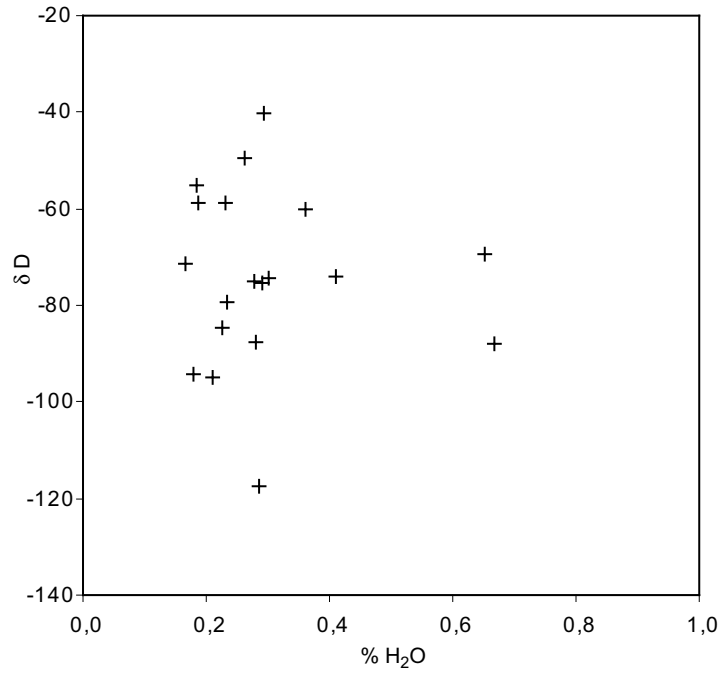


FIG. 3.5 – δD en fonction de la teneur en eau dans les échantillons de Bellevue (roches totales). On n’observe aucune relation entre ces paramètres.

Échantillon	Profondeur (m)	$\delta^{18}O_{px}$	$\delta^{18}O_{pl}$	δD	%pds H ₂ O
BV A	106,20			-117	0,29
BV B	375,11			-60	0,36
BV 1	462,66	5,6	6,9	-88	0,67
BV 2	689,49	5,8	6,9	-95	0,21
BV 3	847,42	6,6	6,1	-74	0,30
BV 4	969,50	6,7	7,5	-70	0,65
BV 5	1211,91	6,3	9,1	-74	0,41
BV C	1547,90			-49	0,26
BV 6	1553,65	6,2	8,4	-59	0,23
BV D	1594,50			-59	0,19
BV E	1693,40			-71	0,17
BV F	1740,50			-40	0,29
BV 7	1843,34	5,9	6,6	-75	0,28
BV G	1870,55			-55	0,18
BV 8	1912,31	6,5	7,1	-87	0,28
BV 9	1955,67	6,2	6,9	-75	0,29
BV 10	1980,10	6,5	7,1	-94	0,18
BV 11	2021,05	6,3	6,8	-85	0,23
BV 12	2849,50	7,0	6,8	-79	0,23

TAB. 3.1 – Résultats des analyses en isotopie de l’oxygène et de l’hydrogène sur les échantillons du forage de Bellevue. Certaines valeurs sont des moyennes obtenues sur des duplicatas (voir annexe C).

3.5 Discussion

3.5.1 Équilibre magmatique

Les coefficients de fractionnement utilisés ici sont ceux de Chiba et al. (1989), déterminés par la méthode d'équilibration avec des carbonates de Clayton et al. (1989) (voir Tab. 3.2). Ces coefficients sont le facteur A de l'expression :

$$1000 \ln \alpha = A * 10^6 T^{-2}$$

Pour le couple albite-diopside, $A = 1,81$ tandis que pour anorthite-diopside $A = 0,76$. L'effet compositionnel ne porte que sur les plagioclases, il est négligeable sur les pyroxènes (voir par exemple Chacko et al. (2001) et références incluses).

TAB. 3.2 – Coefficients de fractionnement utilisés pour différentes températures et différentes compositions du plagioclase.

T (°C)	A = 1,81 Δ albite-diopside	A = 1,02 Δ An#75-diopside	A = 0,76 Δ anorthite-diopside
500	3,03	1,71	1,27
600	2,37	1,34	1,00
700	1,91	1,08	0,80
800	1,57	0,89	0,66
900	1,32	0,74	0,55
1000	1,12	0,63	0,47
1100	0,96	0,54	0,40
1200	0,83	0,47	0,35

Les résultats en isotopie de l'oxygène sur pyroxènes et plagioclases permettent de caractériser l'état d'équilibre isotopique du système (Criss et al 1987; Gregory et Criss, 1986; Gregory et Taylor, 1981). La Fig. 3.6 est un exemple théorique de l'utilisation d'un diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$. Les droites représentent l'alignement de couples Di-An#75 qui seraient en équilibre isotopique et qui auraient cristallisé à partir de magmas de $\delta^{18}\text{O}$ différents. Le coefficient Δ Di-An#75 est calculé par simple interpolation à partir de ceux que Chiba et al. (1989) ont déterminés pour l'albite et l'anorthite. L'approche développée par Kohn et Valley (1998) pour les amphiboles est plus raffinée mais elle n'a pas encore été appliquée aux feldspaths. Le carré noir montre l'emplacement théorique d'un couple de minéraux qui serait en

équilibre isotopique avec un magma mantellique à température de cristallisation (Taylor, 1968). Le couple pyroxène-plagioclase d'une norite ou d'un gabbro qui partirait de cette composition et évoluerait en système fermé serait reporté à l'intérieur du triangle grisé. La droite pointillée indique l'effet que peuvent exercer des fluides. L'interaction peut entraîner des $\delta^{18}\text{O}$ plus élevés ou plus faibles pour les minéraux en fonction de la composition isotopique du fluide et de la température du système. L'inclinaison de la droite est supérieure à 45° car le feldspath réagit plus facilement aux rééquilibrations (Taylor et Forester, 1971 ; Taylor et Forester, 1979 ; Gregory et Taylor, 1981). Cette inclinaison dépend du temps dont le système a disposé pour s'équilibrer. Lorsqu'il est suffisamment long, le pyroxène finit par être lui aussi en équilibre avec le fluide et les couples de minéraux s'alignent à nouveau sur une droite de pente 45° . La position des couples le long de la ligne de rééquilibrage dépend de la quantité de fluide ayant réagi avec les minéraux et de la composition isotopique de ce fluide (Criss et al., 1987).

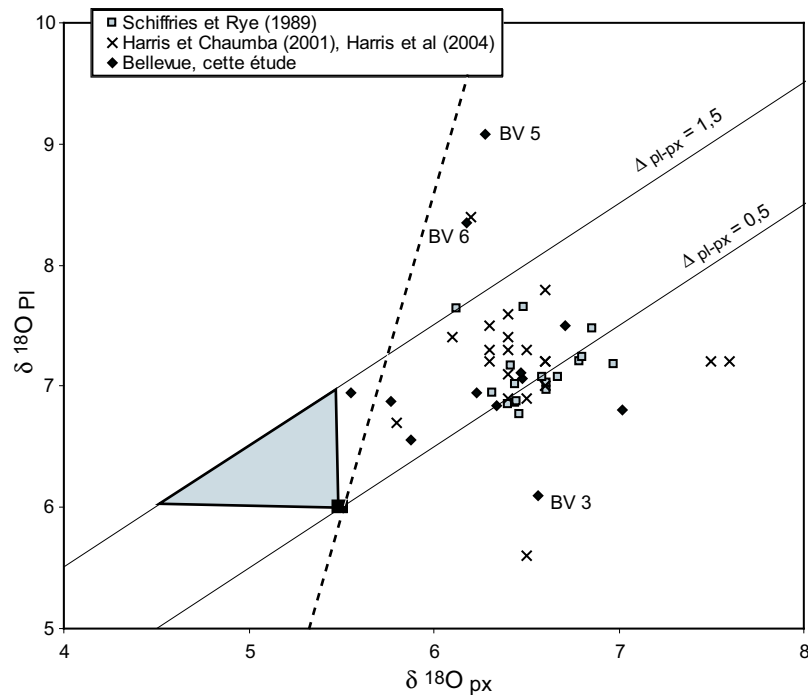


FIG. 3.6 – $\delta^{18}\text{O}$ des plagioclases en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des pyroxènes pour différents échantillons du Bushveld. Les données de Schiffries et al (1989) ont été acquises sur le lobe Est tandis que celles de Harris et Chamba (2001), Harris et al (2004) et les nôtres concernent le lobe Nord. Pour de plus amples commentaires, voir le texte.

Nos résultats sont reportés sur la Fig. 3.7 et peuvent être comparés à ceux que Harris et Chaumba (2001) et Harris et al. (2005) ont publié sur le forage de Bellevue ainsi qu'à ceux de Schiffries et Rye (1989), qui concernent le lobe Est. Il s'agit d'échantillons provenant de parties centrales de l'intrusion, et non de bordures qui seraient susceptibles d'avoir subi des contaminations locales et ne seraient donc pas représentatives de l'ensemble du complexe. Le diagramme porte les droites d'équilibre valables pour le diopside et les pôles compositionnels extrêmes du plagioclase. En effet, la composition du feldspath étant inconnue dans la majorité des cas, il nous faut représenter l'intégralité de la gamme existante. On note que la plupart des couples pyroxène-plagioclase sont placés dans une zone où l'équilibre isotopique est possible, mais ils se positionnent à des valeurs sensiblement plus élevées que les valeurs mantelliques.

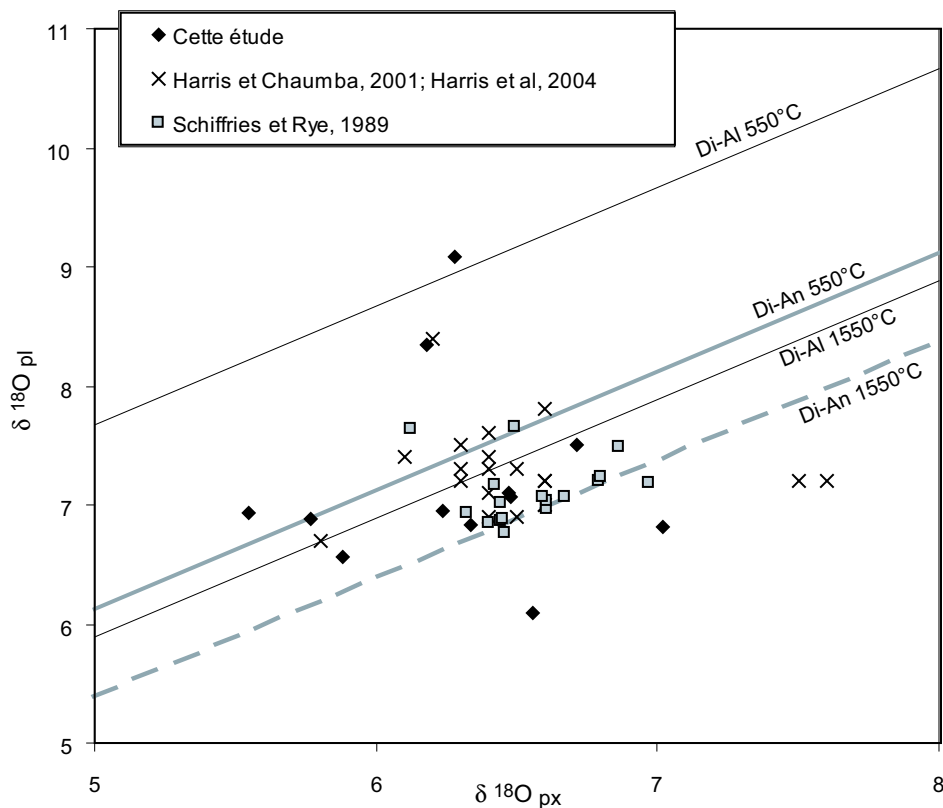


FIG. 3.7 – $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$. Les échantillons sont les mêmes que ceux qui sont reportés en Fig. 3.6. Les lignes d'équilibre isotopique à 550°C et 1150 °C sont figurées pour les pôles compositionnels du plagioclase.

3.5.2 Altération et fluides

Tous les couples pyroxène-plagioclase ne se trouvent pas dans la zone d'équilibre magmatique. Les échantillons BV 5 et BV 6 ont des plagioclases isotopiquement plus lourds que la majeure partie des échantillons tandis que ceux de BV 3 sont plus légers. Les plagioclases de BV 5 et BV 6 pourraient être considérés comme étant à l'équilibre s'ils étaient très proches du pôle albite. Cependant, les analyses menées à la microsonde sur 10 minéraux provenant de ces échantillons montrent que le #An de ces plagioclases se trouve entre 50 et 59 (voir Annexe D). Ils sont donc hors équilibre, probablement affectés par des circulations de fluides. Il est normal d'observer une variabilité de $\delta^{18}\text{O}$ bien plus grande sur les plagioclases que sur les pyroxènes puisque les feldspaths ont une réactivité supérieure vis-à-vis de l'échange isotopique avec les fluides.

Trois échantillons, BV 1, BV 2 et BV 7, ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ particulièrement basses. Il faut noter qu'il s'agit des échantillons présentant le plus d'altération visible. Schiffries et Rye (1989) ont déjà noté l'existence de pyroxènes hydrothermalement altérés qui sont appauvris en ^{18}O par rapport aux minéraux frais. Cependant, les minéraux étant triés à la main sous une loupe binoculaire, seuls ceux qui semblent intacts sont choisis pour l'analyse. L'observation des lames minces révèle que les pyroxènes contiennent souvent des inclusions de minéraux opaques, notamment s'ils se trouvent près d'une zone d'altération. Une magnétite analysée par Chris Harris avec la méthode de fluorination au laser a donné un $\delta^{18}\text{O}$ de $-0,1\%$. Il faudrait qu'un pyroxène contienne 7% d'une telle magnétite pour faire passer son $\delta^{18}\text{O}$ de 6,3 à 5,9‰. Bien que l'observation pétrographique confirme la présence de nombreuses petites inclusions d'oxydes dans les pyroxènes, notamment dans le cas des échantillons BV 1 et BV 2, leur proportion modale n'atteint pas 7%. Des analyses complémentaires de magnétites seraient souhaitables afin de déterminer si la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ représentative de ces minéraux ne serait pas encore plus basse. Il est également possible que ces minéraux aient subi une interaction avec un fluide aqueux sans que leur aspect en ait été affecté.

Les mesures de teneur en H_2O sur les roches totales donnent des résultats très faibles. Même BV 1, qui est traversé par une veinule d'altération, ne contient que 0,7% d' H_2O . Les phases hydroxylées présentes dans nos échantillons sont principalement l'amphibole (qui contient 2% H_2O), la phlogopite (3,5% H_2O) et la chlorite (10% H_2O). Si ces phases étaient la seule source d'eau dans les cumulats, il faudrait qu'un échantillon soit constitué d'environ 15% d'amphibole, 9% de phlogopite ou bien 3% de chlorite pour expliquer une teneur de 0,3% H_2O dans la roche totale. L'observation pétrographique indique que ces proportions ne sont pas atteintes. Une partie de l'eau extraite

doit donc se trouver dans les phases principales sous forme d'inclusions de fluides et/ou de minéraux hydratés. Mathez (1994) propose que la structure du pyroxène puisse intégrer de l'eau.

D'après Schiffries et Rye (1990) et Mathez (1994), la gamme couverte par les δD des roches du Bushveld indique une origine magmatique des fluides. L'absence de relation entre la teneur en eau et la composition isotopique exclut la possibilité de relations de mélanges simples. De plus, les roches étant pauvres en hydrogène, leur δD est facilement influencé par l'interaction avec un fluide. Un système dominé par un fluide se caractériserait donc par des δD homogènes et des $\delta^{18}O$ variables, ce qui n'est pas le cas des cumulats de Bellevue. La petite quantité d'eau qui est présente dans ces échantillons est d'origine magmatique, ce qui ne signifie pas obligatoirement qu'elle provient du manteau mais qu'elle est s'est équilibrée à haute température avec les silicates. Elle peut par exemple venir des roches encaissantes.

3.5.3 Origine des $\delta^{18}O$ des pyroxènes et plagioclases

Ainsi qu'il a été évoqué plus haut, des valeurs de $\delta^{18}O$ élevées pour des couples pyroxène-plagioclase peuvent être dues à une interaction avec des fluides qui aurait duré assez longtemps pour permettre aux pyroxènes d'atteindre l'équilibre (Gregory and Taylor 1981 ; Gregory et al., 1989). Cependant, les faibles quantités d'eau et l'isotopie de l'hydrogène dans les roches suggèrent que les échantillons de Bellevue n'ont pas subi de manière significative l'action de fluides. Si les $\delta^{18}O$ des minéraux n'ont pas été acquis lors de réactions sub-solidus, il faut alors que les magmas parents aient été isotopiquement plus lourds que les produits mantelliques classiques.

Composition des magmas parents

Les facteurs de fractionnement qui existent entre les minéraux et le liquide silicaté ne sont pas bien connus à l'heure actuelle. Il serait donc hasardeux de vouloir déterminer la composition isotopique du magma par le biais de l'équilibre isotopique magma-minéraux. De surcroît, il faut noter que l'équilibre enregistré par le système est celui des minéraux entre eux et avec le liquide interstitiel, lorsqu'ils sont au sein du cumulat, c'est-à-dire isolés du réservoir magmatique principal dont ils sont issus.

D'après Eiler (2001), la cristallisation de gabbro n'affecte que très peu le $\delta^{18}O$ d'un basalte car le fractionnement positif du plagioclase et le fractionnement négatif du pyroxène se compensent. Le cumulat résultant doit donc avoir une valeur globale très proche de celle du magma parent. Cependant, les proportions des phases dans les roches cumulatives à l'échelle de l'échan-

tillon sont trop variables pour que les $\delta^{18}\text{O}$ de ces roches totales puissent être considérés comme strictement représentatifs de ceux du magma originel. Il nous faut utiliser une autre approche.

Un pyroxène en équilibre à environ 1150°C avec un magma mantellique aurait un $\delta^{18}\text{O}$ proche de $5,5\text{‰}$ et un plagioclase An#75 en équilibre avec ce pyroxène aurait un $\delta^{18}\text{O}$ proche de 6‰ (Taylor, 1968). Plusieurs couples px-pl de Bellevue s'alignent sur la droite d'équilibre isotopique à 1150°C déterminée pour les plagioclases proches de cette composition. Ces minéraux définissent une gamme englobant des valeurs qui sont de $0,8$ à environ $1,3\text{‰}$ plus élevées que le couple en équilibre avec un magma mantellique (voir Fig. 3.6). Si l'on admet que les compositions chimiques des magmas parents du Bushveld ne s'écartaient pas suffisamment de celle d'un basalte pour que les coefficients de fractionnement soient significativement affectés, la différence de $\delta^{18}\text{O}$ existant entre les magmas parents et un produit mantellique classique est égale, à une température donnée, à la différence observée entre les minéraux correspondants. Le couple px-pl défini pour les produits mantelliques correspond à un liquide silicaté de $\delta^{18}\text{O} = 5,7\text{‰}$, ce qui suggère que les magmas à partir desquels les minéraux ont cristallisé avaient des $\delta^{18}\text{O}$ allant de $6,5$ à 7‰ .

L'équilibration à basses températures exerce un effet similaire à celui d'un changement de composition du plagioclase de l'anorthite vers l'albite. En effet, ces deux paramètres entraînent une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ du plagioclase. En se basant sur des couples de minéraux dont le plagioclase est proche du pôle anorthite, on évite les ambiguïtés portant sur la température à laquelle le système s'est équilibré.

Contamination crustale

Ainsi que l'ont montré Schiffries et Rye (1989) pour le lobe Est, le décalage des magmas du Bushveld vers des valeurs isotopiquement lourdes peut être vraisemblablement attribué à une contamination crustale. En effet, aucun produit magmatique issu du manteau sous-jacent au Kaapvaal ne montre de valeur anormale du point de vue des isotopes de l'oxygène, ce qui défavorise l'hypothèse d'une caractéristique liée à la source. Par contre, tous les contaminants crustaux potentiels ont des valeurs isotopiquement lourdes par rapport aux magmas mantelliques.

Les profils stratigraphiques de $\delta^{18}\text{O}$ qui sont montrés en Fig. 3.4 témoignent de l'uniformité des valeurs isotopiques le long du forage de Bellevue. Cette constance à travers la pile magmatique ainsi que la similitude qui existe entre les lobes Nord et Est suggèrent une contamination homogène, prenant vraisemblablement place dans un réservoir profond. L'identification

des contaminants est compliquée par le fait que les roches à présent disponibles sont principalement des cumulats, dont les caractéristiques géochimiques ne permettent pas toujours de remonter à celles des magmas parents. Comme il est expliqué dans le Chapitre I ("Contexte géologique"), il existe quelques bordures figées qui témoignent de l'existence d'au moins deux magmas différents, correspondant à différentes zones du complexe. Cependant, d'après Cawthorn et al. (1981), ces bordures sont partiellement cumulatives. Les calculs de contamination doivent donc s'appuyer sur des caractères insensibles ou peu sensibles à la cristallisation tels que les rapports isotopiques et les rapports entre éléments très incompatibles.

L'avantage principal des isotopes de l'oxygène dans les calculs de contamination est l'uniformité de la teneur en oxygène des systèmes silicatés. En effet, presque toutes les roches contiennent environ 50% d'oxygène, ce qui supprime une inconnue hautement variable dans le cas des éléments en traces. D'après Schiffries et Rye (1989), grâce à la résistance du quartz aux échanges isotopiques, les quartzites du Transvaal permettent d'estimer le $\delta^{18}\text{O}$ du socle cristallin dont le quartz serait originaire. Ces auteurs proposent une gamme de valeurs allant de 8 à 10‰. Par ailleurs, les données portant sur des nodules et sur la structure d'impact de Vredefort (reportées par Harris et al., 2005) suggèrent pour le craton du Kaapvaal moyen à profond des valeurs similaires, se groupant autour de $9,5 \pm 1\%$. Le complexe du Bushveld s'étant originalement stabilisé à une profondeur d'environ 15 km (Cawthorn, 1977), une contamination prenant place dans un réservoir plus profond ne peut être imputable qu'à la croûte inférieure. La Fig. 3.8 illustre les calculs de bilan de masse réalisés pour des $\delta^{18}\text{O}$ du contaminant variant de 8,5 à 10,5‰. Si la croûte profonde se trouve effectivement dans cette gamme de $\delta^{18}\text{O}$, les valeurs isotopiquement lourdes du Bushveld requièrent que 17 à 47% de l'oxygène de l'intrusion soit d'origine crustale.

Si les isotopes de l'oxygène sont un bon indice de la quantité d'assimilation crustale, ce sont les isotopes radiogéniques et les rapports entre éléments incompatibles qui sont les meilleurs indicateurs de la nature du contaminant. La Fig. 1.5, proposée dans le chapitre d'introduction, représente la valeur de rapports initiaux du strontium à travers la stratigraphie et montre déjà que la contamination n'est pas homogène à l'échelle du complexe mais uniquement à l'échelle de ses grandes zones, correspondant à des épisodes d'injection. D'après Maier et al. (2000), les caractéristiques du Bushveld sont paradoxales de ce point de vue. La Lower et la Lower Critical Zone présentent des Sr_i peu radiogéniques (de l'ordre de 0,705 à 0,707) et leurs ϵNd sont supérieurs à ceux de la Main Zone (-5,3 à -6,0). Au contraire, les Sr_i de la Main Zone sont radiogéniques (autour de 0,707 - 0,709) et les ϵNd sont compris entre -6,4 et -7,9. Ces informations isotopiques suggèrent que les mag-

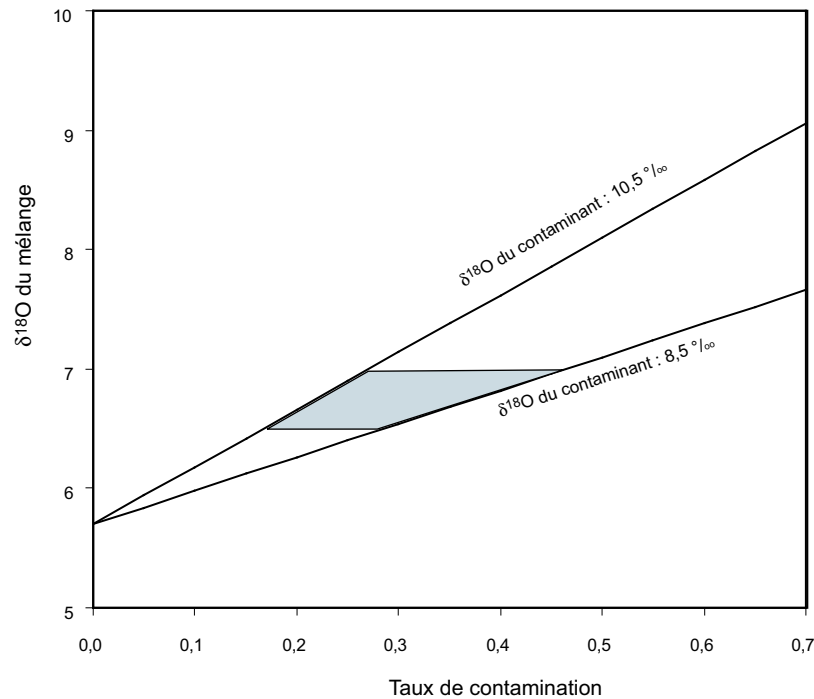


FIG. 3.8 – Un calcul de bilan de masse permet de définir une gamme possible de taux de contamination. il est délimité par une gamme de valeurs moyennes inférées pour les magmas du Bushveld (6,5 - 7,0 ‰) et les compositions isotopiques mesurées pour les contaminants probables (8,5 - 10,5 ‰).

mas parents des unités basales aient été moins contaminés que ceux qui ont généré la Main Zone. Cependant, les rapports entre éléments en traces qui sont estimés par analyse des formations marginales B1 et B3 (voir Chapitre I) donnent une vision exactement opposée : les magmas correspondant aux zones basales auraient été plus fractionnés et présenteraient des rapports éléments incompatibles / éléments compatibles plus forts que ceux de la Main Zone. Sharpe et al. (1986) proposent que ce découplage entre isotopie et chimie des éléments ne soit pas lié à l'existence de deux contaminants situés dans différentes zones de la croûte mais à l'évolution des roches encaissantes au cours du processus d'assimilation. Maier et al. (2000) ont modélisé cette approche et concluent que les magmas ayant généré la base du complexe ont assimilé une petite proportion, environ 12%, de liquides de fusion partielle riches en éléments incompatibles tandis que les magmas parents de la Main Zone auraient assimilé une proportion supérieure, proche de 50%, de résidu appauvri. En raison de l'incertitude qui pèse à la fois sur la composition du

contaminant et sur celle des magmas parents ainsi que des erreurs liées aux modèles très simplifiés de mélange global (bulk mixing), ces résultats ne sont qu'indicatifs. Dans le cas de la Main Zone, cette estimation s'accorde avec les taux obtenus à l'aide des isotopes stables pour des valeurs proches de 40 - 50%. En ce qui concerne la base du complexe, les taux de contamination obtenus par Maier et al. (2000) sont inférieurs aux estimations données par les isotopes stables. On peut cependant concilier ces modèles et admettre que les magmas parents des zones inférieures n'aient pas incorporé plus de 10 à 15% de produits crustaux en considérant que les premiers matériaux assimilés aient des $\delta^{18}\text{O}$ légèrement supérieurs à ceux qui ont affecté les magmas parents de la Main Zone (environ 1‰) et/ou que leur pouvoir contaminant soit plus fort. En effet, sous l'effet thermique dû à l'intrusion de magma, il est probable que les roches fondant préférentiellement ne soient pas des granitoïdes mais des métapélites, qui sont à la fois les formations les plus riches en eau et les protolites dont le $\delta^{18}\text{O}$ est généralement le plus élevé, leur fusion à faible taux pouvant produire des leucogranites dont le $\delta^{18}\text{O}$ atteint 13,5‰ (Fourcade, comm. pers. 2005). En ce cas, les modélisations basées sur les isotopes stables concorderaient avec celles qui s'appuient sur les isotopes radiogéniques et les éléments en traces.

Le forage de Bellevue : résumé et conclusion

Les faibles teneurs en eau et la fraîcheur générale des échantillons indiquent que le degré d'altération est minimale dans les échantillons du forage de Bellevue. La variabilité des δD par rapport à la relative uniformité des $\delta^{18}O$ témoigne d'un système peu influencé par l'interaction avec des fluides. Les roches échantillonnées au sein du lobe Nord donnent des résultats en isotopie de l'oxygène qui sont similaires à ceux que Schiffries et Rye (1989) ont obtenus sur le lobe Est. Nos données montrent donc que l'homogénéité des $\delta^{18}O$ à l'échelle de l'intrusion n'est pas seulement verticale mais aussi latérale. Cette observation renforce l'hypothèse d'une contamination profonde, antérieure à la mise en place finale dans le complexe. Les contaminants devaient se situer dans la croûte profonde. Les modélisations de contamination multi-isotopiques manquent encore de contraintes. Elles suggèrent des taux d'assimilation compris entre 10 et 50% (voir aussi Maier et al., 2000 et Harris et al., 2005).

À présent que nous avons caractérisé le centre de l'intrusion du point de vue des isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène, nous disposons d'une base permettant de discuter les interactions supplémentaires qui ont pu advenir aux marges, et notamment au niveau du Platreef.

Chapitre 4

Le Platreef : une formation marginale

4.1 Introduction

Le Platreef est une formation située en bordure du lobe Nord. Il apparaît au contact de diverses formations encaissantes : du nord au sud, on rencontre successivement un granite Archéen, de la dolomie, des quartzites et des shales. Afin de caractériser l'influence que peut avoir la nature de l'encaissant, nous avons sélectionné quatre sites d'échantillonnage qui couvrent la gamme de ces lithologies.

La première partie de ce chapitre propose une synthèse des connaissances publiées. Elle est centrée sur quatre thèmes principaux : la géométrie du Platreef, son mode de mise en place, les indices de contamination qui y ont été relevés et enfin, les minéralisations économiques qu'il renferme. Dans une seconde partie, les sites d'échantillonnage qui ont été sollicités pour notre étude sont présentés dans leur contexte géologique. Les sections suivantes sont consacrées aux observations pétrographiques et surtout aux résultats minéralogiques et géochimiques. Ces données servent de base à une discussion portant sur les modalités de la contamination et le rôle des fluides.

Afin de respecter la volonté des compagnies minières propriétaires des échantillons, Anglo Platinum et Ivanhoe Nickel and Platinum Ltd, nous n'avons pas analysé les teneurs en platinoïdes. Cette étude ne débouche donc pas sur des applications métallogéniques directes mais fournit cependant un cadre solide pour d'éventuels travaux complémentaires qui seraient axés sur des intérêts miniers.

4.2 Le Platreef : synthèse des connaissances

4.2.1 Occurrence et morphologie

La géologie du lobe de Mokopane est présentée dans le chapitre III, consacré au forage de Bellevue. La conformation de ce lobe est rappelée en Fig. 4.1. Le présent chapitre est plus précisément focalisé sur le Platreef. Comme on peut le constater sur la Fig. 4.2, cette formation apparaît sur une cinquantaine de km, le long du contact entre l'intrusion et les roches encaissantes.

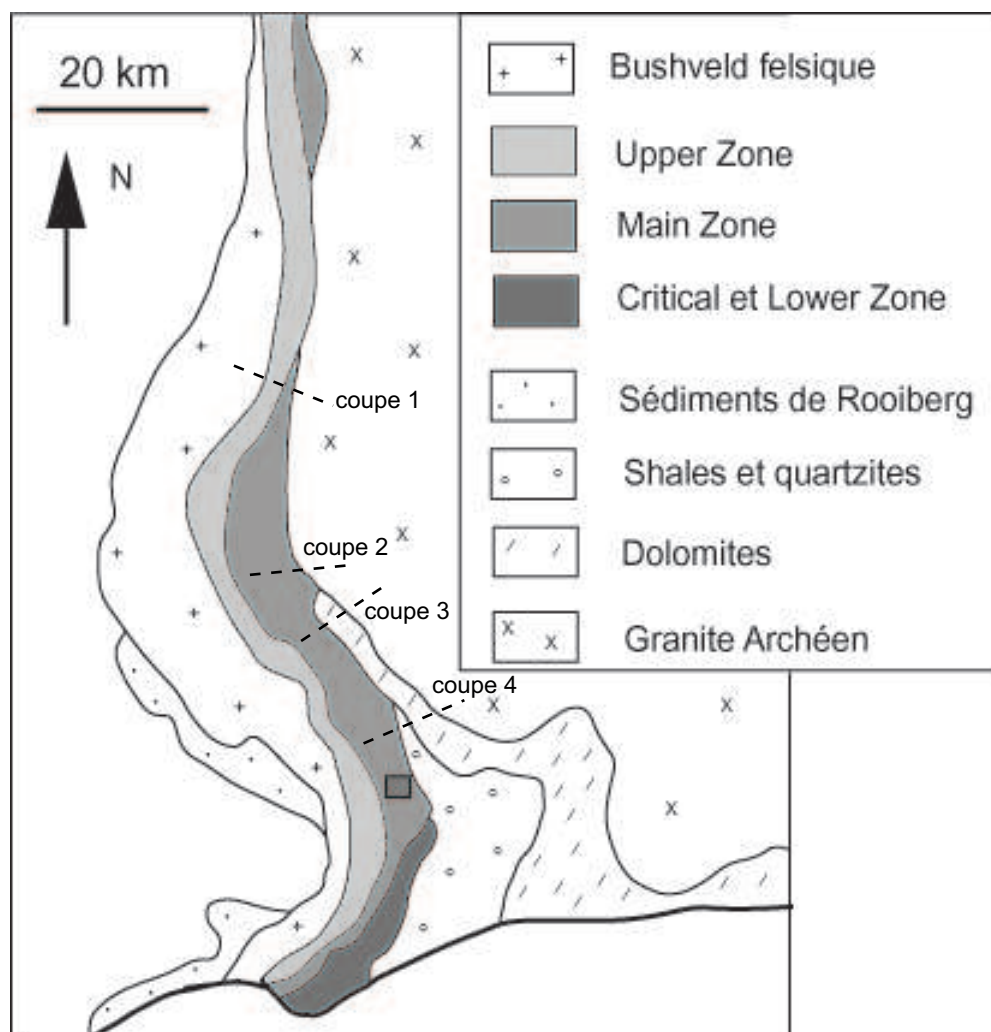


FIG. 4.1 – Carte du lobe Nord. Le carré représente la ville de Mokopane. Les traits correspondant aux coupes de la Fig. 4.3. sont figurés.

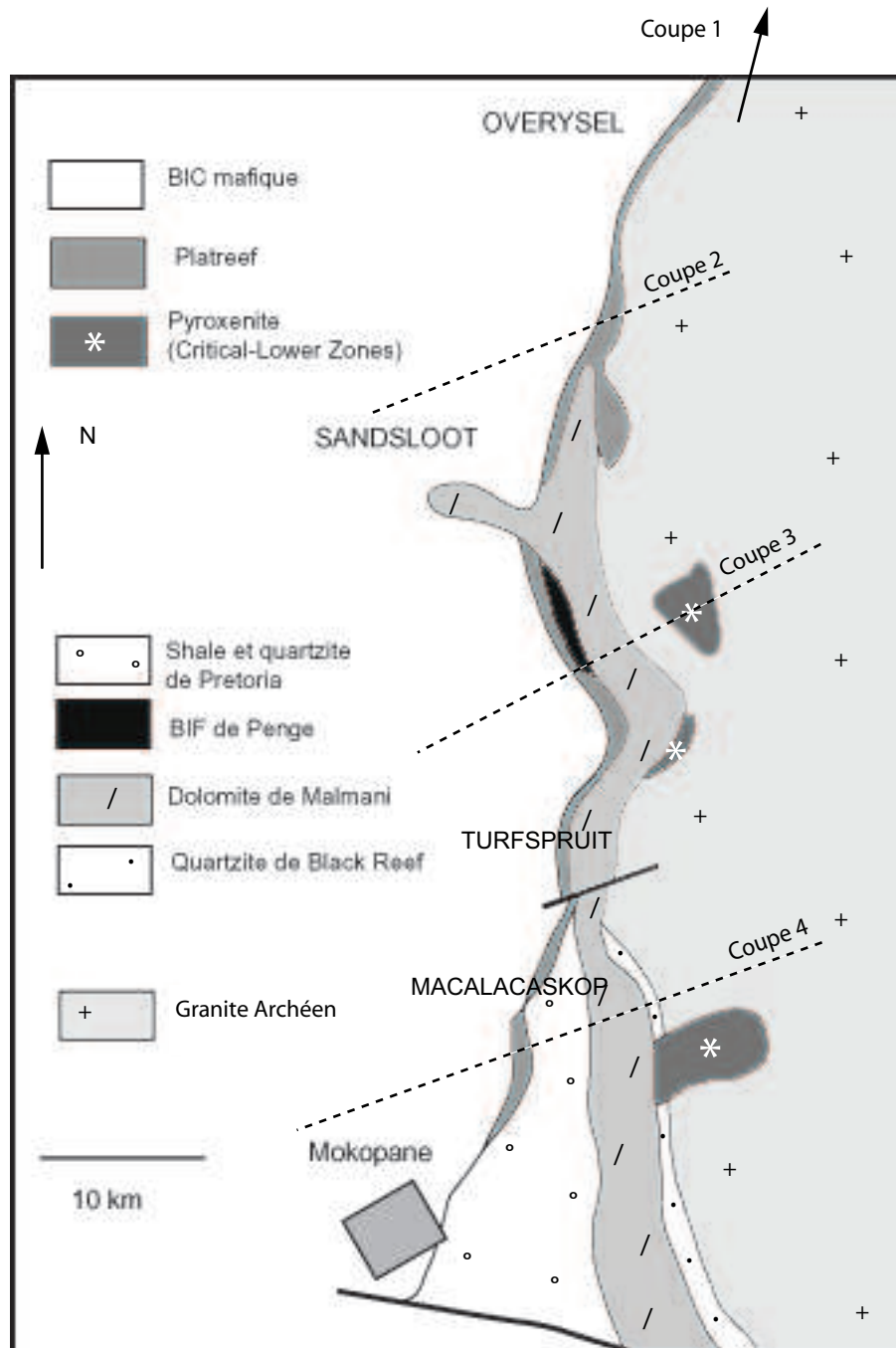


FIG. 4.2 – Carte du lobe Nord centrée sur la zone d’occurrence du Platreef. Nos échantillons proviennent des sites de Macalacaskop, Turfspruit, Sandsloot et Overysel.

Van der Merwe (1976) propose 9 coupes géologiques à travers le lobe. Nous reproduisons quatre d'entre elles, choisies parmi les plus proches de nos sites d'échantillonnage. Les traits de coupes sont reportés sur les Figs. 4.1 et 4.2. Les coupes baptisées 1, 2, 3 et 4 correspondent respectivement aux coupes C, D, E et F de Van der Merwe. Elles sont représentées en Fig. 4.3.

La coupe 1 est tracée juste au nord de la dernière occurrence du Platreef. La Main Zone y est directement en contact avec l'encaissant de granite Archéen. Elle est surmontée de l'Upper Zone dont la base est définie par le premier lit de magnétite cumulative. Un horizon pyroxénitique est observé, environ 400 m sous la limite entre la Main Zone et l'Upper Zone, mais cette unité n'est pas équivalente au Pyroxenite Marker des lobes Est et Ouest dans la mesure où elle ne marque pas l'injection d'un nouveau magma (Ashwal et al., 2004).

Sur la coupe 2, le Platreef est figuré dans un contexte où il apparaît à proximité du granite Archéen. Il convient de noter que le corps pyroxénitique apparaissant à l'ouest du contact est considéré comme appartenant à la Lower Zone (parfois appelée Basal Zone) et est rattaché au reste du complexe en profondeur.

La coupe 3 illustre le contexte géologique du Platreef lorsque les roches encaissantes sont les dolomies de Malmani. Ici aussi un corps pyroxénitique est rattaché à l'intrusion principale et la dolomie apparaît comme un panneau de formation encaissante pris dans l'intrusion. Une faille tardive vient compliquer les relations géométriques et dédouble le Platreef.

Sur la coupe 4, le Platreef apparaît au contact ou à proximité des shales et quartzites de Pretoria. L'unité dolomitique est isolée au cœur de la Basal Zone, suggérant que le magma parental de cette formation se soit infiltré entre les diverses lithologies de l'encaissant au cours de sa mise en place. À cet emplacement particulier, le Platreef apparaît du côté est du contact avec les quartzites, mais la disposition inverse est la règle générale (Fig. 4.1 et 4.2).

Sur les coupes 2, 3 et 4, l'auteur ne fait pas apparaître le Platreef directement en contact avec l'encaissant. Il est possible que Van der Merwe (1976) ait estimé que l'unité basale du Platreef, souvent stérile du point de vue des minéralisations économiques, n'appartenait pas à cette formation selon sa définition métallogénique. Cette interprétation est en contradiction avec celles de Buchanan et al. (1981), Gain et Mostert (1982), Barton et al. (1986) et Cawthorn et al. (1985) qui considèrent comme partie intégrante du Platreef la formation contiguë à l'encaissant.

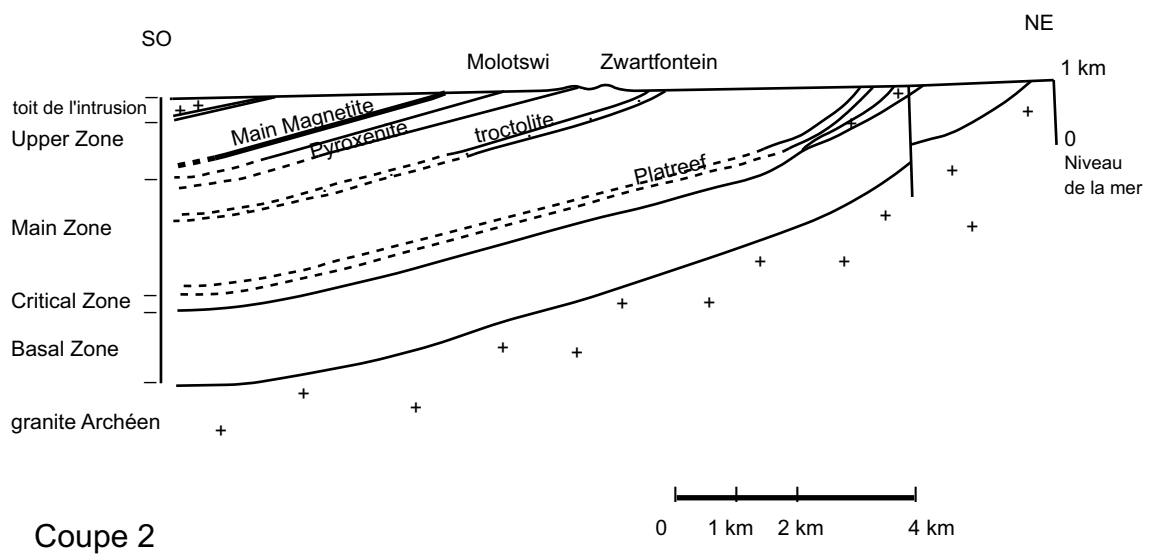
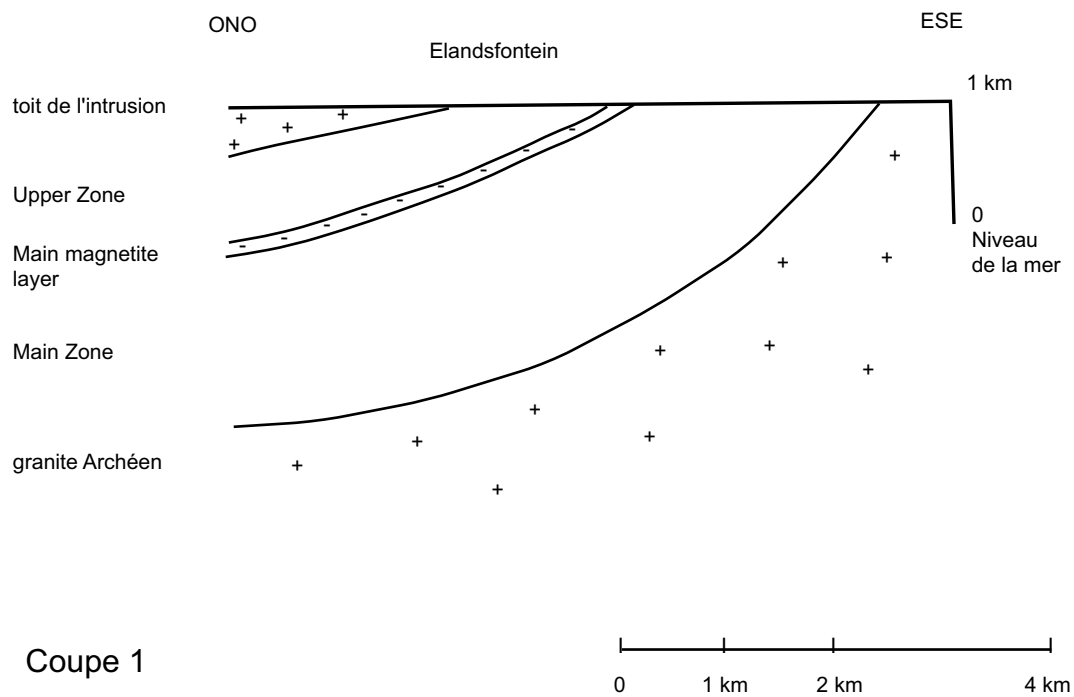
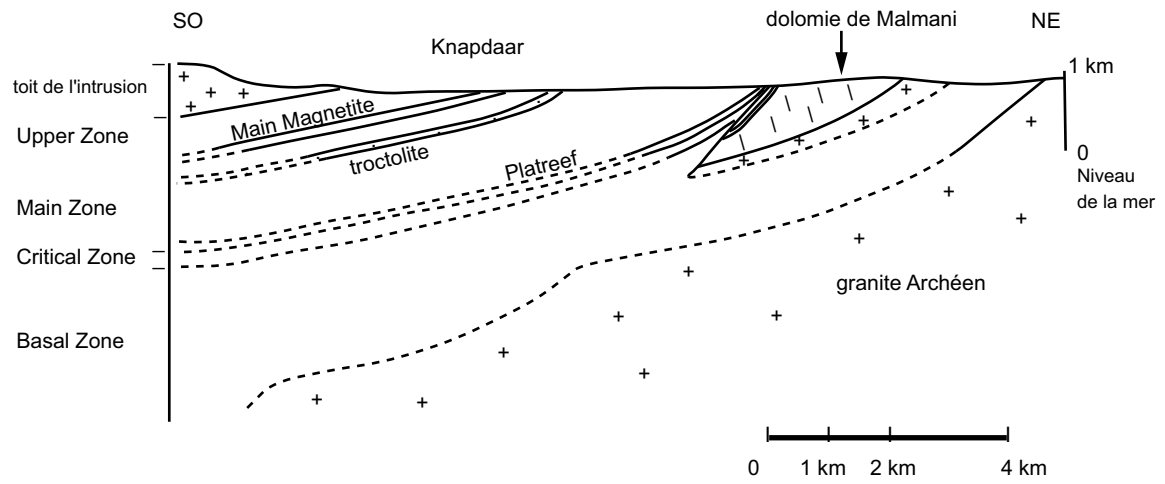
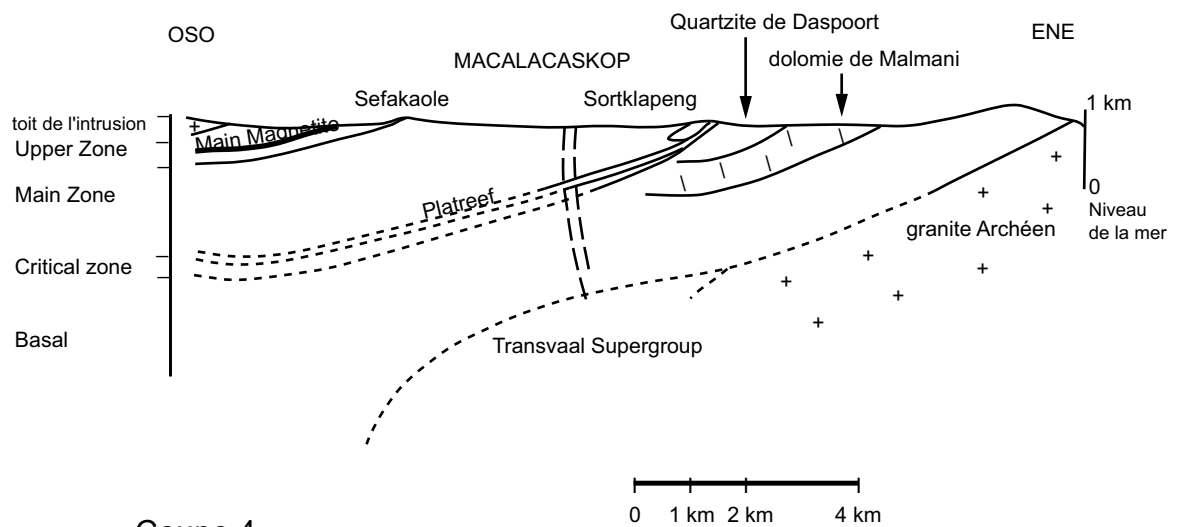


FIG. 4.3 – Coupes 1 et 2 à travers le lobe Nord, d'après Van der Merwe (1976). Les traits de coupes sont reportés sur la carte de la Fig. 4.1



Coupe 3



Coupe 4

FIG. 4.3b - Coupes 3 et 4 à travers le lobe Nord, d'après Van der Merwe (1976). Les traits de coupes sont reportés sur la carte de la Fig. 4.1

4.2.2 Variabilité du Platreef au long de son affleurement

Selon l'acception minière, le terme "reef" englobe toute formation comprenant des minéralisations exploitables, y compris les roches encaissantes lorsque le cas se présente. Toutefois, à l'instar de Kinnaird (2004), nous considérons ici le Platreef dans sa définition pétrologique. Ce terme désigne donc une bande de pyroxénites feldspathiques généralement épaisse de 100 à 200 m, qui prend place entre les formations encaissantes et la Main Zone et contenant des minéralisations hétérogènes en Cu, Ni et PGE.

D'après White (1983) cité par Barton et al. (1986), le Platreef a été divisé en trois sous-zones sur des critères pétrographiques :

- L'unité inférieure, dite A-reef, en contact avec l'encaissant, est une pyroxénite feldspathique parfois pegmatoïdale et de bas grade en ce qui concerne les PGE.
- Le B-reef est une pyroxénite ou une norite pegmatoïdale contenant un peu de chromite et des sulfures. C'est l'unité la plus fertile en PGE.
- Le C-reef est une pyroxénite feldspathique à grain fin et pouvant contenir du clinopyroxène. Cette unité est en contact avec la Main Zone. Elle est généralement stérile.

Toutefois, ces divisions ont été définies sur la zone centrale du Platreef et ne sont pas applicables à l'intégralité de ses occurrences car il est pétrologiquement et minéralogiquement variable du nord au sud. Ainsi, à Sandsloot, où le Platreef est en contact avec les dolomies de Malmani, Armitage et al. (2002) n'ont distingué que deux faciès : une norite pegmatoïdale de bas grade (A-reef) et une unité de haut grade pyroxénitique à noritique (B-reef). Ces auteurs ont accès à des observations très précises car leur étude est liée à l'exploitation minière de Sandsloot appartenant à la compagnie Anglo American Platinum. Leur travail de terrain a révélé la nature intrusive du A-reef, qui forme des dykes et des apophyses recoupant les lithologies sus-jacentes et sous-jacentes. Sur la ferme Townlands, qui se trouve immédiatement au sud de Turfspruit, le Platreef surmonte un encaissant de shale. Maier (2002) reporte qu'il est divisé en trois feuillets intrusifs séparés par des couches de shale et ne correspondant pas aux reefs A, B et C. Ainsi que le soulignent Nex et Kinnaird (2004), l'hétérogénéité pétrographique, minéralogique et géochimique du Platreef ne permet pas de définir de classification ni de profil pétrographique type.

4.2.3 Chronologie des unités magmatiques

Bien que le Platreef n'existe qu'à proximité de la Main Zone, il ne semble pas rattaché à un niveau magmatique particulier. En effet, comme expliqué au début du Chapitre III, les lithologies magmatiques qui apparaissent au contact sont situées de plus en plus haut dans la stratigraphie au fur et à mesure que l'on se déplace vers le nord. Le Platreef apparaît depuis les niveaux basaux de la Main Zone, jouxtant la Critical Zone, jusqu'aux plus élevés, proches de l'Upper Zone (Fig. 4.1). Cette conformation appelle deux hypothèses principales à propos de la nature et de l'origine du Platreef : il pourrait s'agir de la première injection de magma du lobe de Mokopane, qui formerait donc naturellement la base de la séquence, ou bien d'un feuillet intrusif s'étant mis en place entre le corps magmatique principal et l'encaissant. Dans chacun des cas, il faut noter que le magma parent du Platreef n'était pas similaire à celui de la Main Zone. En effet, il existe un hiatus géochimique brutal entre ces deux unités (Cawthorn et al., 1985; Barton et al., 1986). Cette frontière est également reflétée dans la minéralogie. Ainsi, Gain et Mostert (1982) rapportent une rupture dans la composition de l'orthopyroxène, qui passe de Mg#74 dans le Platreef à Mg#60 dans la Main Zone. Ces observations menées à Drenthe trouvent une correspondance dans les données obtenues par McDonald et al. (2004) à Sandsloot, qui observent un passage de Mg#77 à Mg#67 du Platreef à la Main Zone.

Afin d'éclaircir les relations chronologiques entre les formations, il faut noter qu'une bordure figée est parfois observée dans la Main Zone, à son contact avec le Platreef (voir McDonald et al., 2004). Sur la base d'observations menées à Sandsloot, Holwell et al. (2004) proposent un modèle dans lequel le Platreef serait constitué par une première injection magmatique ayant eu le temps de refroidir avant une injection de magma de la Main Zone de volume très faible qui formerait une fine bordure figée et absorberait les liquides de fin de cristallisation du Platreef. La mise en place du corps principal de la Main Zone viendrait ensuite, assez tardivement puisque les auteurs y reportent la présence de xénolithes du Platreef. Cette hypothèse n'explique cependant pas que le Platreef soit dépourvu de bordure figée ni que les textures qu'on y observe soient étonnamment grossières pour une roche marginale. Ces caractéristiques suggèrent au contraire que l'encaissant ait été préchauffé avant la mise en place du Platreef. Il faut également garder à l'esprit les observations de Armitage et al. (2002) et Maier (2002) qui indiquent que le Platreef a été injecté en plusieurs étapes. La chronologie des injections et les éventuelles variations latérales (disparité des lithologies, différences d'épaisseurs) demandent donc encore à être précisées.

4.2.4 La contamination crustale

Les encaissants du Platreef

À Overysel, l'encaissant est d'âge archéen. Sa nature est granitique ou gneissique et il présente deux faciès. La formation appelée "granite d'Utrecht" est un gneiss gris-blanc, de grain moyen, contenant de la biotite et quelques grenats. Elle est en contact direct avec la Rustenburg Layered Suite à Overysel, tandis que la formation dite "granite de Lunsklip" affleure plus à l'est. Il s'agit d'un faciès rose, grossier, à plagioclase et quartz contenant aussi des feldspaths potassiques et du mica.

À Sandsloot, l'encaissant est une formation appelée "dolomies de Malmani". Ce terme ne désigne pas des dolomies pures mais des métasédiments calco-silicatés comportant des couches de chert (Armitage et al., 2002). Buchanan et al. (1981) signalent la présence de pseudomorphoses de sulfate dans les dolomies de Malmani.

À Turfsruit et Macalacaskop, les formations encaissantes sont les quartzites de Magaliesberg et les shales du groupe de Pretoria.

Indices de contamination crustale du Platreef

Le Platreef contient de nombreux xénolithes provenant des divers encaissants du lobe Nord. Les enclaves centimétriques à décimétriques de roches calco-silicatées comportant de la dolomie sont particulièrement communes, probablement en raison du caractère réfractaire de cette roche lorsqu'elle est métamorphisée. Dans la littérature, on reporte la présence de xénolithes calco-silicatés jusqu'à Drenthe dans la direction du nord (Gain et Mostert, 1982) et jusqu'à Townlands vers le sud (Maier, 2002), c'est à dire sur des sites où le Platreef n'est pas en contact avec la dolomie de Malmani (Figs. 4.1 et 4.2). Etant donnée la conformation des lithologies sédimentaires, les xénolithes calco-silicatés présents à Townlands peuvent avoir sombré depuis un niveau supérieur. Par contre, ceux que l'on observe plus au nord requièrent un processus de migration actif. Des mouvements magmatiques latéraux peuvent par exemple avoir été provoqués par l'injection de magma frais depuis une zone d'alimentation située près de Mokopane (Van der Merwe, 1976).

La contamination calco-silicatée ne se manifeste pas uniquement sous forme de xénolithes. Au long des affleurements où elle présente un contact direct avec l'intrusion, la dolomie forme des zones de mélange avec le magma. La meilleure zone d'étude se trouve à Sandsloot, dans l'open pit d'une exploitation minière. Le long d'une tranchée creusée dans cette carrière, en partant de l'encaissant vers le complexe, Harris et Chaumba (2001) reportent cette succession de lithologies : la dolomie de Malmani, des parapyroxénites, une

pyroxénite, une norite. Ces roches forment une suite continue de mélanges depuis un pôle sédimentaire jusqu'à un terme magmatique. Ces auteurs ont focalisé leur étude du site de Sandsloot sur les isotopes de l'oxygène. Ainsi que nous l'avons montré dans le chapitre III consacré au forage de Bellevue, le Bushveld dans son ensemble présente des $\delta^{18}\text{O}$ supérieurs de 1 à 1,5‰ aux valeurs mantelliques. Les mesures réalisées à Sandsloot montrent qu'une contamination supplémentaire est advenue. Dans la zone pyroxénitique, elle peut être modélisée par une assimilation maximale d'environ 20%. Dans la mesure où les analyses portent sur des cristaux magmatiques d'aspect sain, il est raisonnable d'admettre que ces valeurs représentent celle du magma parent et que le mélange avec un composant calco-silicaté est intervenu avant la cristallisation. Quant à la zone de parapyroxénites, il s'agit de matériel calco-silicaté métamorphisé et métasomatisé. À proximité de l'intrusion, les transformations subies par les dolomies de Malmani varient en intensité, d'une simple décarbonatation à une transformation en cornéennes et en skarns.

La contamination engendrée par les autres types de roches encaissantes est moins ostensible. En effet, les enclaves granitiques sont rares, probablement parce qu'elles fondent dès 700 - 800°C et sont assimilées. L'affleurement de Drenthe, situé légèrement au nord d'Overysel, a été étudié par Gain et Mostert (1982). Ces auteurs reportent la présence d'enclaves de granite et notent que les plagioclases les plus sodiques se trouvent à proximité du contact avec l'encaissant (environ #An78 contre une moyenne de #An73). Les meilleurs indices de l'influence granitique sur le Platreef sont cependant fournis par les éléments en traces et les isotopes du Sr, ainsi que l'ont montré Cawthorn et al. (1985) en étudiant la contamination à Overysel. Ces auteurs obtiennent des rapports initiaux du Sr qui vont de 0,7104 à 0,7227, ce qui est supérieur aux résultats obtenus dans le reste du Bushveld. Par exemple, les valeurs typiques déterminées par Hamilton (1977) pour la Main Zone vont de 0,70592 à 0,70863. En restant dans la gamme des taux d'assimilation permis par les éléments majeurs, aucun des contaminants potentiels ne présente de combinaison de rapports initiaux et de teneurs en Sr permettant d'entraîner des valeurs aussi élevées pour le magma. Cette contamination n'étant pas homogène au sein du Platreef, elle serait liée à des processus *in situ*. Cawthorn et al. (1985) proposent que le magma du complexe ait assimilé des fluides ou des liquides de fusion partielle expulsés des granites encaissants.

Ce travail est complété par celui de Barton et al. (1986) qui montre que les rapports initiaux du Sr sont plus bas pour les orthopyroxènes primaires que pour les plagioclases interstitiels. La contamination a donc eu lieu au cours de la cristallisation (processus d'AFC). Les auteurs estiment que les liquides ou fluides expulsés se sont propagés par percolation à travers la pile cristalline à partir du soubassement granitique. Les teneurs en Rb permettent

de constater que la contamination se poursuit dans la Main Zone, bien que l'effet ne soit plus perceptible sur le Sr, probablement en raison d'un effet de tamponnage par le plagioclase. Barton et al. (1986) ont également étudié l'influence granitique qui s'est manifestée à Sandsloot, où l'intrusion est en contact avec les dolomies de Malmani. Grâce aux teneurs en Rb et Sr, ces auteurs montrent que la contamination granitique prend également effet à Sandsloot, bien qu'elle marque du retard par rapport à Overysel puisque la base de la pile cristalline n'est pas affectée. Les auteurs avancent une hypothèse selon laquelle, à cet emplacement, l'auréole thermique aurait dû traverser l'épaisseur de la formation dolomitique avant d'atteindre le soubassement de granite et de provoquer sa fusion, ce qui laisserait aux niveaux les plus basaux le temps de cristalliser sans être affectés par une contamination granitique.

Les portions du Platreef où il affleure au contact avec les shales et quartzites de Pretoria semblent moins riches en minéralisations exploitables que la partie centrale. Ces zones ne sont donc l'objet que d'un petit nombre de publications. L'étude de Maier (2002) et Manyeruke et Maier (2004) est centrée sur la ferme de Townlands où l'encaissant est constitué de shales, mais l'accent est mis sur les xénolithes dolomitiques, qui exercent une influence sur les minéralisations sulfurées.

Dans la mesure où les plus fortes teneurs en sulfures et en platinoïdes apparaissent à proximité des affleurements de dolomie, voire, à plus petite échelle, en bordure des xénolithes dolomitiques, la nature et l'intensité de la contamination semblent influencer de manière prépondérante les minéralisations d'intérêt économique.

4.2.5 Sulfures et platinoïdes

Facteurs de précipitation des sulfures

L'association entre la présence de dolomie et la précipitation de sulfures a été soulignée à diverses reprises dans la littérature. À Sandsloot, Harris et Chaumba (2001) notent que les minéralisations d'intérêt économique prennent place dans les parapyroxénites qui sont principalement constituées de dolomies métamorphisées et métasomatisées. Le fait que les plus hauts grades de minéralisations sulfurées soient en relation avec la dolomie exclut que la précipitation des sulfures soit un phénomène profond s'étant manifesté dans une chambre magmatique parentale à celle du Bushveld. Le site de Tweefontein, situé légèrement au sud de Sandsloot, a été étudié par Buchanan et al. (1981). Ces auteurs ont mené à bien des mesures isotopiques sur les sulfures du Platreef et obtiennent des $\delta^{34}\text{S}$ élevés, situés entre 6,3 et

9,2‰, alors que les sulfures magmatiques du Bushveld se trouvent dans la gamme $-0,6$ à $\pm 3,5$ ‰. Sur la ferme Rietfontein, qui est contiguë à celle de Turfspruit, légèrement au nord de Mokopane, Sharman-Harris et Kinnaird (2004) ont obtenu sur le Platreef des $\delta^{34}\text{S}$ allant de 4,5 à 5,6‰ tandis qu'à Townlands, Manyeruke et Maier (2004) rapportent des valeurs de 4 à 8‰. Ruiz et al. (2004) ont mené des mesures isotopiques sur le système Re-Os de sulfures provenant de Turfspruit et ont identifié également une composante crustale grâce au rapport initial de l'Os ($0,226 \pm 0,021$), très supérieur à celui du manteau (environ 0,115). Les sulfures du Platreef sont donc d'origine au moins partiellement sédimentaire. Il existe toutefois une exception : certains sulfures, situés près d'un BIF qui appartient à la formation de Penge, ont une signature magmatique (2,7 à 3,7‰). Aucune analyse de sulfates originaires de la dolomie de Malmani n'est disponible dans la littérature actuellement. Il ne reste plus beaucoup de soufre dans ces sédiments, bien qu'on y observe des pseudomorphoses d'anhydrite ou de gypse (Buchanan et al., 1981).

Différents processus de précipitation peuvent être impliqués dans la formation des sulfures. Parmi les facteurs pouvant déclencher la sursaturation du magma en soufre, et donc la formation d'une phase sulfurée, l'augmentation de la teneur en soufre est le plus évident. Il s'agit probablement de la meilleure explication pour les sulfures se trouvant dans les zones de mélange magma-dolomie et dans les couronnes de réaction autour des xénolithes. Buchanan et al. (1981) notent que les xénolithes calco-silicatés ont certainement expulsé du CO_2 , ce qui augmente la $f\text{O}_2$ et favorise la dissolution du soufre dans le magma. La concentration en soufre requise pour la formation d'une phase immiscible en est donc augmentée. Une augmentation de la teneur en FeO du magma favorise, elle aussi, la solubilité du soufre. Un magma qui serait très enrichi en fer pourrait donc en absorber beaucoup et précipiterait des sulfures en abondance lors de son refroidissement. C'est le processus invoqué pour expliquer les enrichissements en sulfures près du BIF (Buchanan et al., 1981).

Gain et Mostert (1982) ont étudié l'affleurement de Drenthe où l'encaissant est granitique. Ils notent des enrichissements en soufre et platinoïdes autour des xénolithes calco-silicatés, mais aussi quelques précipitations sulfurées près du contact. Afin d'expliquer ces dernières, ils font appel au modèle de précipitation due à une contamination salique de Irvine (1975). Barton et al (1986) invoquent ce même modèle pour expliquer la formation des sulfures d'Overysel et signalent que les fortes teneurs en PGE indiquent une interaction avec un grand volume de magma (Campbell et Naldrett, 1979 ; Campbell et al, 1983). Gain et Mostert (1982) notent que le passage d'une pyrrhotite monoclinique à hexagonale à travers la stratigraphie du Platreef est symptomatique de l'évolution d'un magma riche en soufre vers un magma

riche en métal.

Les processus de remobilisation ne doivent pas non plus être négligés. En effet, comme le notent Gain et Mostert (1982), les sulfures et les platinoïdes montrent des enrichissements dans certaines zones de serpentinisation. Sur le secteur de Townlands, qui se trouve immédiatement au sud de Turfspruit, Maier (2002) a trouvé des xénolithes de dolomie, de quartzite et de shales. Les sulfures ne semblent pas concentrés préférentiellement autour de ces enclaves, ce que l'auteur impute à des phénomènes de remobilisation.

Association sulfures-platinoïdes

Le Platreef est défini d'un point de vue métallogénique comme une zone de concentrations en PGE. Il s'agit également d'une zone d'enrichissement en Ni et Cu qui sont présents sous forme de chalcopyrite et de pentlandite. Gain et Mostert (1982) notent que les PGE sont associés aux fortes minéralisations en métaux de base Cu et Ni (>1000 ppm), mais de manière erratique.

Dans son étude de forage à Townsend, Maier (2002) mentionne des concentrations Pt+Pd allant de 10 à 60 ppm dans les sulfures tandis que les roches totales couvrent une gamme allant de 20 à 2000 ppb. Manyeruke et Maier (2004) précisent que les PGE sont fortement corrélés entre eux et avec le soufre. À cet emplacement, les teneurs en PGE sont donc largement contrôlées par un liquide sulfuré, ce qui est la conjoncture la plus fréquente dans les gisements de platinoïdes.

Ce n'est toutefois pas le cas à Sandsloot où les PGE se présentent principalement sous forme de PGM, d'après Holwell et al. (2004). Les auteurs observent que ces PGM sont généralement entourés de silicates et que seuls 10% sont inclus dans des BMS (base metal sulfides). Ils proposent que les PGE aient originellement cristallisé sous forme de sulfures avant d'être redistribués sous l'influence de fluides qui auraient lessivé le soufre. Hutchinson et al. (2004), qui se sont intéressés aux sites de Macalacaskop et Turfspruit, proposent un modèle général similaire dans lequel les PGE sont collectés par les sulfures avant de connaître des remobilisations liées aux interactions avec l'encaissant, à des fluides aqueux et à des liquides magmatiques évolués.

Si les processus de concentrations par les sulfures suivis de remobilisations font l'objet d'un consensus, le problème de l'origine des platinoïdes reste entier. Le Platreef est d'épaisseur variable et les enrichissements en platinoïdes sont erratiques, on ne peut donc proposer de bilan de masse précis. Cependant, un ordre d'idée peut être approché en considérant que, pour obtenir une formation de teneur moyenne en PGE de 2 ppm (c'est à dire 2 g/t), il faudrait lessiver un volume 100 fois supérieur de magma présentant une teneur normale de 20 ppb. Différentes études suggèrent que le soufre

soit au moins partiellement originaire des roches calco-silicatées assimilées lors de la mise en place finale des magmas. Le processus de concentration a donc dû être superficiel et le seul volume de magma disponible pour le lessivage est celui de la Main Zone. Or, comme on l'a déjà signalé au paragraphe 4.2.3, le Platreef semble avoir été indépendant de la Main Zone. De plus, comme les sulfures sont restés proches de leur source dolomitique, on ne peut pas invoquer un processus de concentration dû au lessivage par des sulfures qui migreraient à travers un grand volume de liquide silicaté. On peut alors proposer que ce soit le magma qui soit mobile par rapport aux sulfures : remontant du conduit d'alimentation jusqu'aux niveaux supérieurs de l'intrusion, il serait contaminé par un encaissant plus riche en soufre que les formations sous-jacentes et perdrait alors ses éléments chalcophiles. Dans ce cas, les niveaux supérieurs du Platreef seraient dépourvus en éléments chalcophiles. On ne peut cependant le vérifier puisqu'ils ont été érodés. Il serait également intéressant de connaître la composition des niveaux équivalents au Platreef à plus grande profondeur, mais aucun forage ne permet actuellement de les atteindre. Il faut noter que, dans ce modèle, les sulfures ne seraient pas entraînés par le flux de magma (contrairement, par exemple, au modèle proposé par Arndt et al., 2003 pour l'intrusion de Noril'sk), ce qui suggère probablement un écoulement assez lent.

Le problème de la nature des magmas du Platreef, de leur affinité avec la Lower, la Critical ou la Main Zone, la comparaison entre le Platreef et le Merensky Reef, l'origine des PGE sont donc autant de questions encore débattues à l'heure actuelle.

4.3 Sites d'échantillonnage

Du nord au sud, les sites que nous avons échantillonnés se trouvent sur les fermes d'Overysel, de Sandsloot, de Turfspruit et de Macalacaskop et sont reportés sur la Fig. 4.1. Un récapitulatif des données acquises sur chaque site et sur chaque échantillon est présenté en Annexe A.

Les échantillons provenant d'Overysel sont préfixés OY. Ils ont été prélevés par C. Harris sur des carottes de forage appartenant à Anglo Platinum. Ce site est localisé entre la coupe 1 et la coupe 2 (voir Fig. 4.3). Le complexe intrusif y est en contact avec un encaissant granitique Archéen qui présente deux faciès, présentés au paragraphe 4.2.1. Le granite d'Utrecht est en contact direct avec la Rustenburg Layered Suite à Overysel, tandis que le granite de Lunsclip affleure plus à l'est. Le forage OY 47 se situe à 1440 m au nord-nord-ouest du forage OY 28.

Les échantillons de Sandsloot sont préfixés PP ou SS. Ils ont été collectés

en 1995 par C. Harris et J. Chamba dans la mine de Sandsloot appartenant à la compagnie Anglo Platinum. Ce site est situé entre les coupes 2 et 3 (voir Fig. 4.3). À Sandsloot, la Rustenburg Layered Suite est en contact avec la dolomie de Malmani (2,2 Ga).

Les échantillons originaires de Turfspruit et de Macalacaskop sont préfixés respectivement ATS et AMK. L'échantillonnage a été réalisé par nos soins en octobre 2003 sur des carottes de forage appartenant à Ivanhoe Nickel and Platinum Ltd. L'encaissant direct est constitué par les shales du Groupe de Pretoria dans le cas de Turfspruit et les quartzites du Groupe de Pretoria à Macalacaskop. Ces deux sites se trouvent près de la coupe 4 de la Fig. 4.3.

Le nom d'échantillon de chaque roche encaissante étudiée ainsi que sa nature sont reportées en Annexe A. La localisation des sites de prélèvement est indiquée sur la Fig. 4.2.

4.4 Pétrographie et minéralogie

Les descriptions de lames minces sont présentées en Annexe B. Le présent chapitre propose une synthèse des observations et les met en parallèle avec les compositions minéralogiques obtenues par analyse à la microsonde, recensées en Annexe D.

4.4.1 Caractères pétrologiques et minéralogiques de chaque site

Overysel

Les roches sont principalement des orthopyroxénites, des norites et des plagioclases. Le clinopyroxène apparaît dans plusieurs échantillons. La granulométrie est variable, de fine à grossière. On observe parfois des cristaux de pyroxène poecilites, des textures de recuit et des textures myrmékitiques. Certains orthopyroxènes contiennent des exsolutions de clinopyroxène. Il s'agit d'anciens cristaux de pigeonite qui sont sortis de leur champ de stabilité et dont le refroidissement a été trop lent pour permettre leur conservation sous forme métastable. Ces pigeonites ont donc subi une transformation en orthopyroxène et ont expulsé le calcium excédentaire sous la forme de clinopyroxène qui cristallise le long des clivages. On ne remarque aucune structure orientée. Les figures dénotant une contrainte post-cristallisation, tels les kink-bands, sont extrêmement rares.

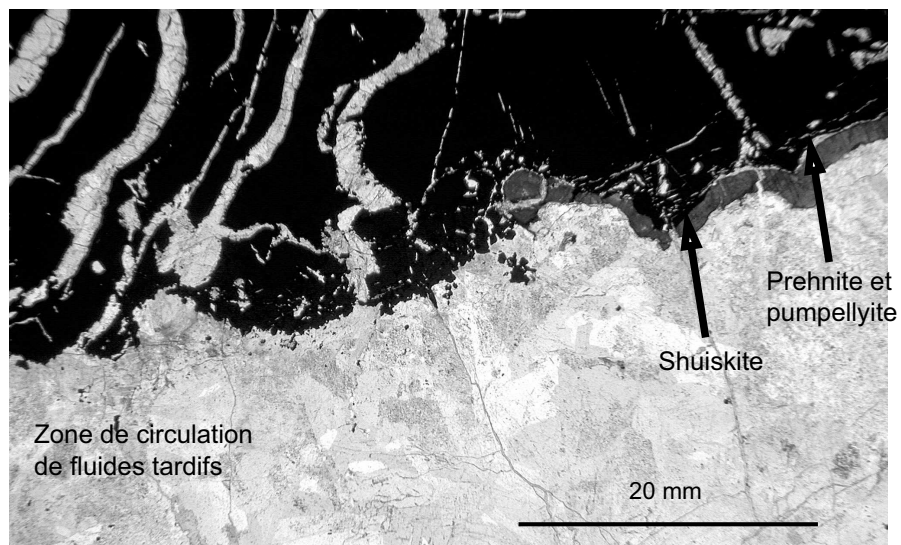
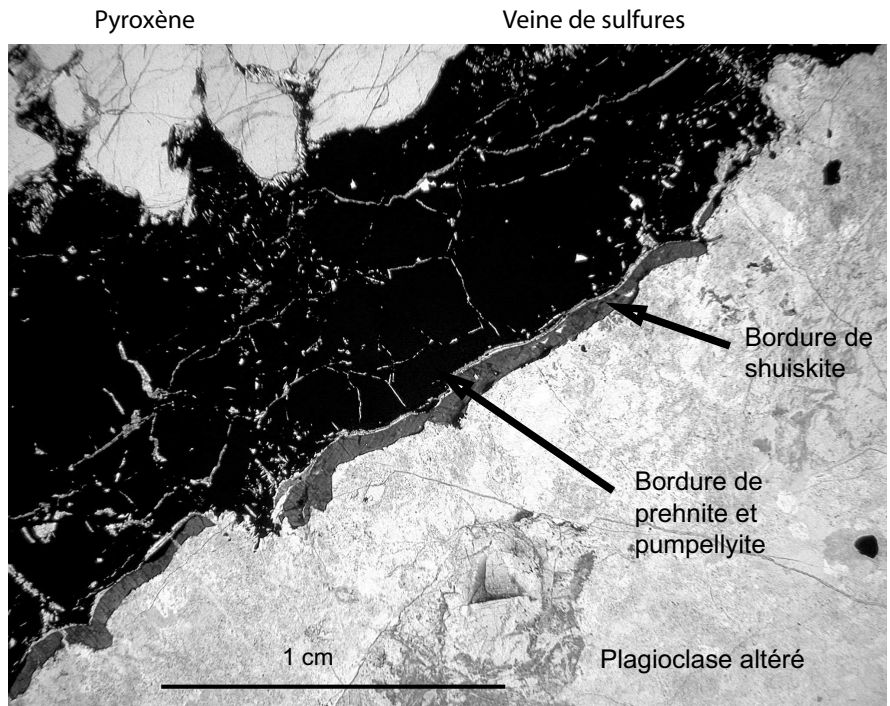
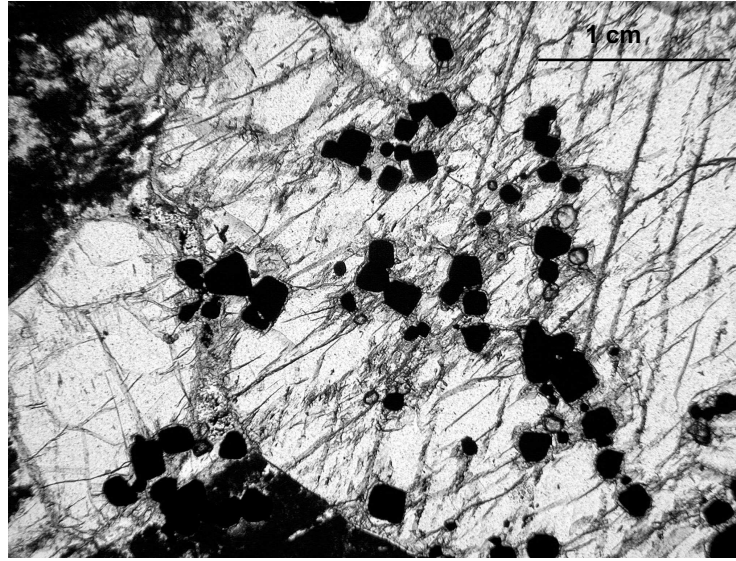
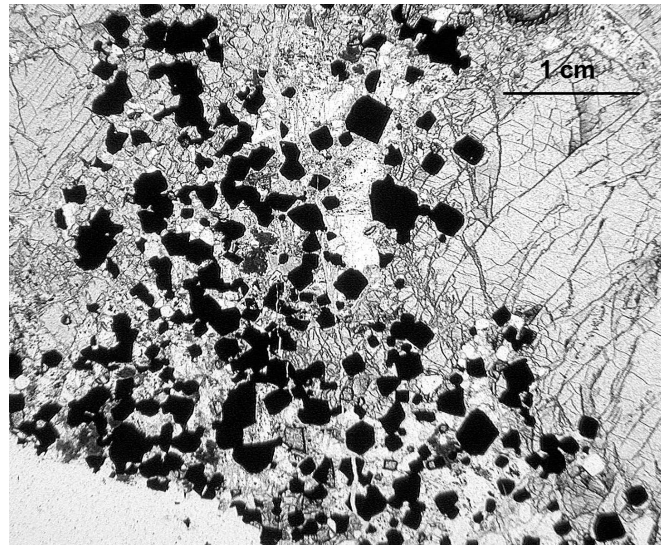


FIG. 4.4 – Dans la lame OY47-14B on peut observer une veine de sulfures bordée de shuiskite, de prehnite et de pumpellyite s’interrompant au niveau d’une zone d’altération avec amphibole et chlorite. (LPNA).



OY 28-11



OY 47-11

FIG. 4.5 – Les deux échantillons OY 28-11 et OY 47-11, provenant de deux carottes éloignées de 1440 m, contiennent de petits oxydes très similaires dont la morphologie est typique de la chromite. Il s'agit d'un exemple particulièrement évident de correspondance pétrographique entre les deux forages. (LPNA).

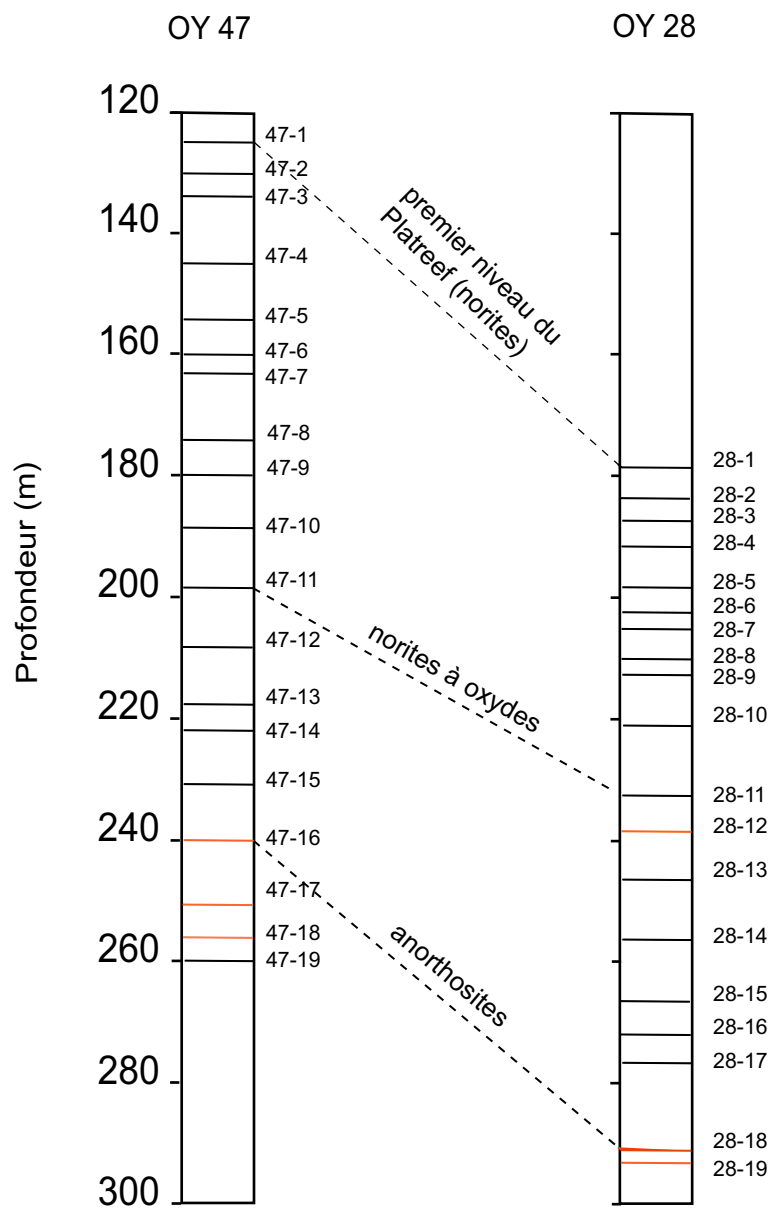


FIG. 4.6 – Correspondances pétrographiques observées entre les deux carottes de forage OY 47 et OY 28.

L'état de fraîcheur est très variable. Bien que la proportion de minéraux visuellement altérés soit souvent inférieure à 2% du volume de la roche, elle atteint quasiment 100% dans certaines lames minces. Le plagioclase est plus sensible à l'altération que le pyroxène. Les phases d'altération dominantes sont la biotite, la chlorite, la serpentine et des amphiboles. On trouve parfois de la calcite, assez rarement de la prehnite et de la pumpellyite. Dans l'échantillon OY 47-14, nous avons identifié de la shuiskite en bordure d'une veine de sulfures (voir Fig. 4.4). Il s'agit d'un analogue chromifère de la pumpellyite, décrit par Ivanov et al. (1982). Les minéraux opaques se répartissent sous forme de plages millimétriques à centimétriques ou bien en cristaux disséminés. Ce sont des oxydes et des sulfures. Les oxydes sont parfois liés à l'altération d'un cristal de biotite. Les sulfures se trouvent préférentiellement dans les veines d'altération. Il est possible de remarquer des correspondances dans la stratigraphie magmatique des deux carottes d'Overysel. Ainsi, les lames OY 28-11 et OY 47-11 contiennent de petits oxydes automorphes très caractéristiques montrés en Fig. 4.5. Ces deux échantillons appartiennent manifestement à la même unité magmatique. La Fig. 4.6 illustre les correspondances pétrographiques que nous avons observées.

Les analyses de 23 pyroxènes provenant de OY 28 (dont 7 cpx et 16 opx) et de 35 pyroxènes originaires de OY 47 (dont 19 cpx et 16 opx) sont reportées sur la Fig. 4.7. La différence entre les Mg# de pyroxènes appartenant à la même lame est généralement inférieure à 0,1 tandis que la gamme couverte pour tout le site d'Overysel va de 0,93 à 0,61. Quelques clinopyroxènes provenant des échantillons OY 28-14 et OY 47-14 apparaissent au-dessus de la frontière compositionnelle de 50% de Ca. Il s'agit d'un effet du calcul de normalisation lié à la présence d'Al dans les sites octaédriques.

36 analyses de feldspaths originaires d'Overysel sont reportées sur la Fig. 4.8. Ce sont tous des plagioclases. Parmi ceux qui ne sont pas altérés (total des éléments analysés >97%), An# varie de 7 à 73. L'altération a pour effet d'augmenter le #An, peut-être parce que le Na serait plus lessivable que le Ca ou bien en raison d'un apport de Ca par les fluides.

55 analyses de biotites d'Overysel figurent sur le diagramme de la Fig. 4.9A. Les différents cristaux appartenant à un même échantillon ont souvent un rapport Fe/Mg très similaire. Les biotites altérées ont tendance à perdre leur K₂O. Ces minéraux altérés sont distingués par un figuré spécial sur les graphiques. Certaines biotites contiennent une proportion non négligeable de Cr (>0,3% en proportion cationique, c'est à dire environ 1% pds), ce qui suggère une origine magmatique. Les biotites les plus riches en Cr ont généralement un faible Fe/Mg, indicateur d'un caractère chimiquement peu évolué (Fig. 4.9B). Les teneurs en Cl mesurées à la microsonde peuvent être considérées comme fiables car les mesures ont

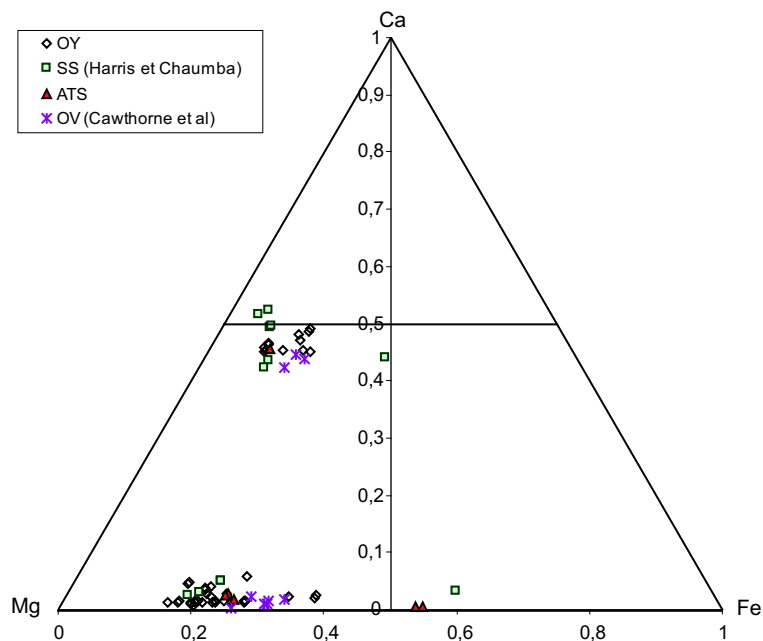


FIG. 4.7 – Diagramme ternaire Ca-Fe-Mg pour les pyroxènes.
 OY : Overysel SS : Sandsloot ATS : Turfspruit
 OV : Overysel (Cawthorn et al., 1985)

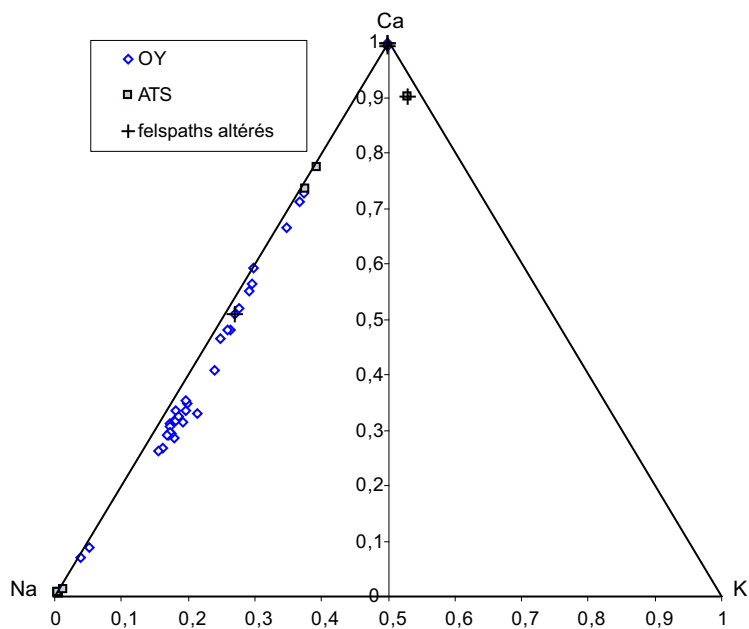


FIG. 4.8 – Diagramme ternaire Ca-Na-K pour les feldspaths.
 OY : Overysel ATS : Turfspruit

été testées sur des biotites de l'île de l'Ascension, de composition connue. En revanche, les teneurs en F ne sont qu'indicatives en raison de l'absence de standard approprié. Pour les 41 cristaux dont le F a été dosé, les résultats sont quasiment nuls. Par contre, un groupe de biotites formé par des minéraux provenant des échantillons OY 47-12 et OY 47-19 se détache des autres par ses teneurs en Cl supérieures à 0,5% pds. Ces cristaux sont également pauvres en Cr, parfois pauvres en Ti, et leur Fe/Mg est élevé (Fig. 4.9C). Les caractères chimiques de ces biotites évoquent une influence hydrothermale plutôt que magmatique. Les observations de lames minces confirment cette impression : les biotites concernées apparaissent en effet dans des veines d'altération, associées à des amphiboles.

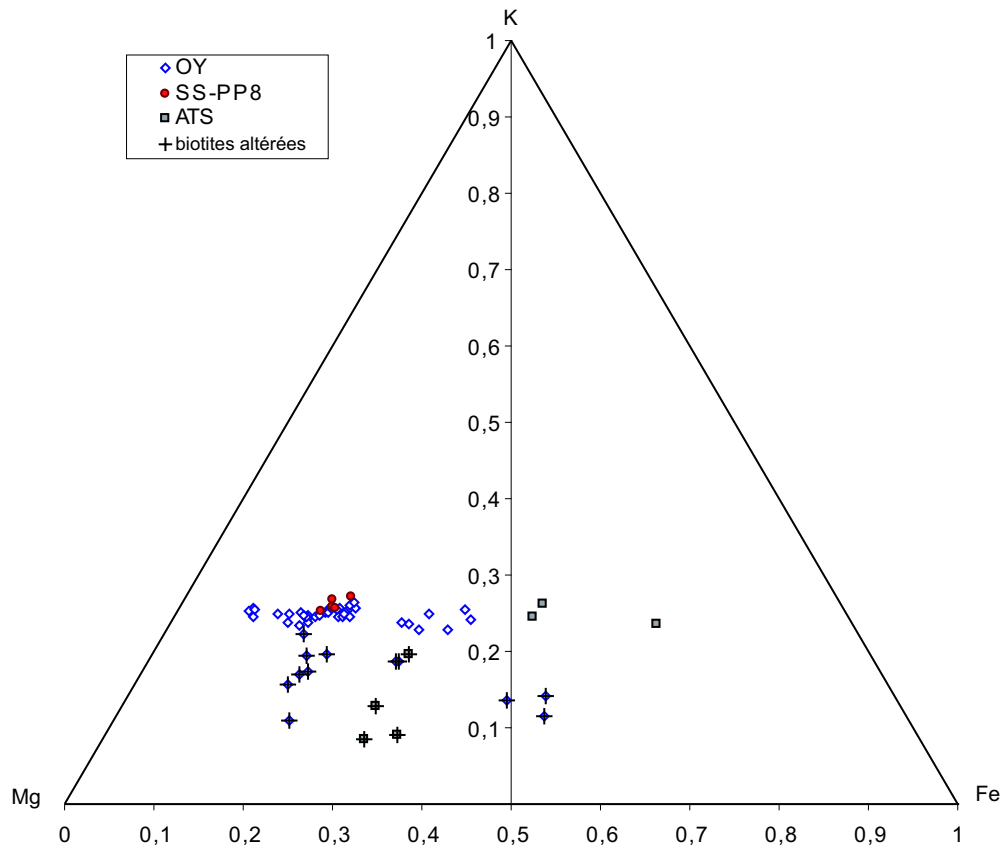


FIG. 4.9 – Diagramme ternaire K-Fe-Mg pour les biotites.

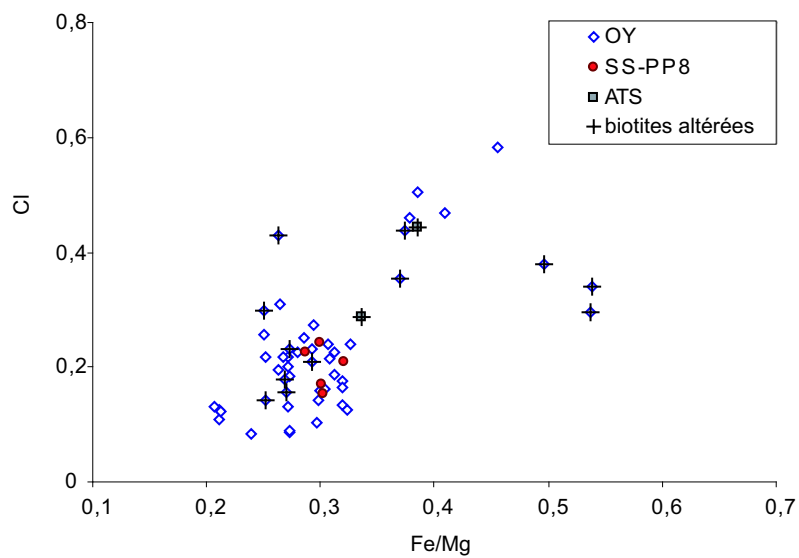


FIG. 4.9b - Cl vs Fe/Mg dans les biotites.

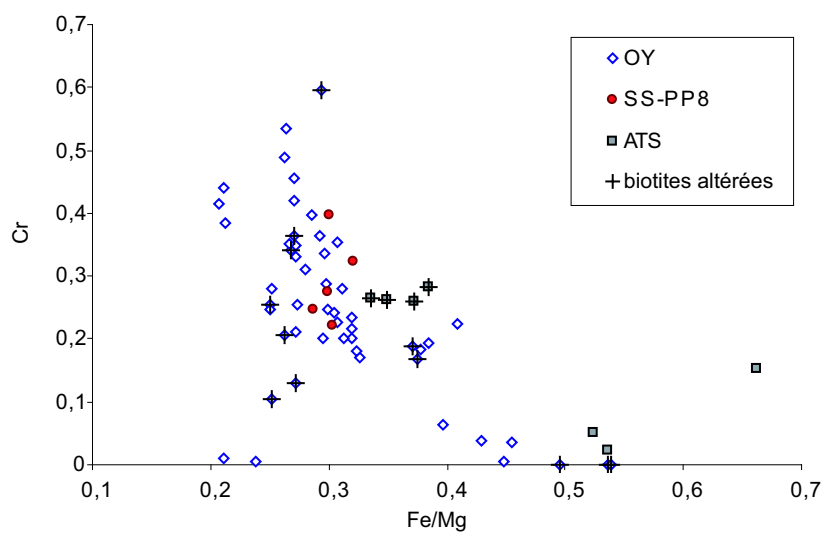


FIG. 4.9c - Cr vs Fe/Mg dans les biotites.

Nous avons procédé à l'analyse de 43 amphiboles d'Overysel. Elles sont généralement assez pauvres en Al comme en Na. Le diagramme de classification Ca-Mg-Fe de la Fig. 4.10A convient pour représenter leurs compositions. L'observation pétrographique indique que certaines d'entre elles peuvent être d'origine magmatique tandis que d'autres sont clairement tardives, ayant cristallisé dans des veines d'altération. Il s'agit d'anthophyllites et de trémolites qui contiennent un peu de chlore ($>0,3\%$ pds). Comme dans le cas des biotites, la quantité de Cl semble liée au rapport Fe/Mg (Fig. 4.10B). Aucun échantillon ne se distingue cependant des autres par des amphiboles particulièrement riches en Cl.

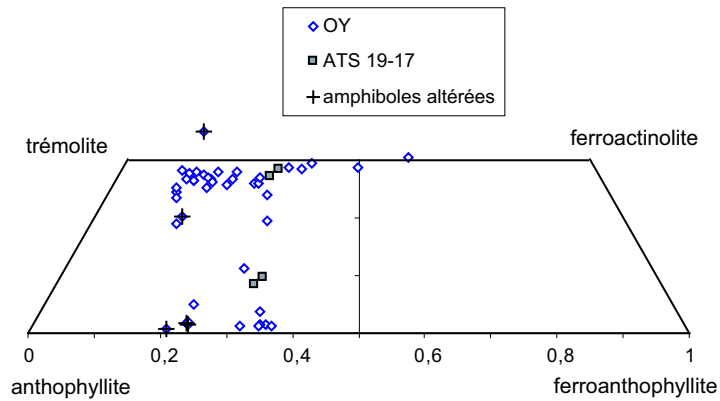


FIG. 4.10 – Diagramme de classification des amphiboles.

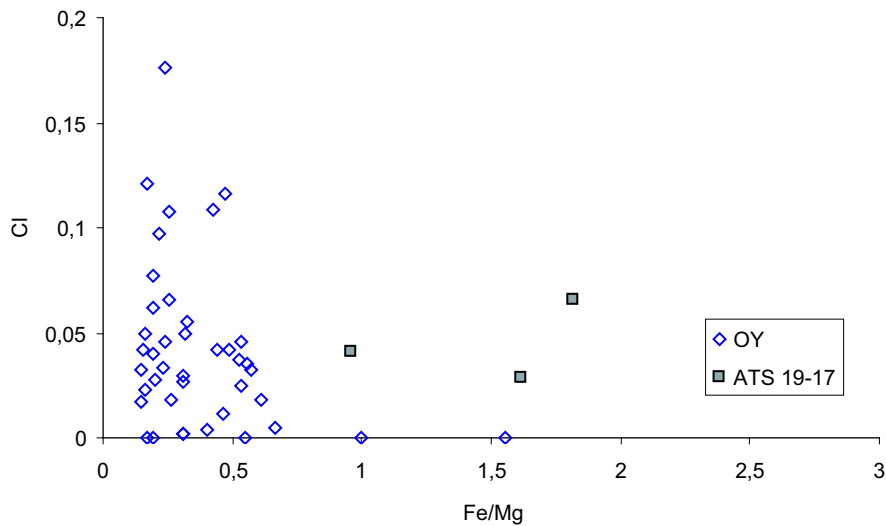


FIG. 4.10b - Cl vs Fe/Mg pour les amphiboles (proportions en % at).

Les autres phases silicatées sont principalement des minéraux d'altération dont les analyses sont disponibles en Annexe D : chlorite, serpentine, prehnite, pumpellyite. La calcite ou l'apatite sont parfois présentes. Quelques cristaux de quartz ont été détectés. Un zircon a été identifié par analyse qualitative à la microsonde dans l'échantillon OY 47-5.

L'observation pétrographique permettant difficilement la caractérisation des minéraux opaques, quelques analyses ont été réalisées. Nous avons identifié les oxydes suivants : chromite, hématite, ilménite. Les oxydes peuvent être tardifs et associés à des zones très altérées ou bien présenter des caractères magmatiques (comme en Fig. 4.5). Quant aux sulfures, les analyses ont permis d'identifier : pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite. Les sulfures apparaissent le plus souvent dans des roches ayant subi des modifications post-cristallisation dont témoignent les indices d'altération ainsi que les textures de recuit. Ils se présentent sous forme d'amas, de cristaux disséminés ou de veines (exemple de veine en Fig. 4.4).

Sandsloot

La pétrographie de ces roches a été présentée par Harris et Chaumba (2001). Ces auteurs ont échantillonné le long d'une tranchée ouverte dans l'open-pit de Sandsloot. Ils ont distingué trois unités, depuis l'encaissant vers l'intérieur de l'intrusion : 1) les roches calco-silicatées (dolomie de Malmani), 2) les parapyroxénites qui sont une frange d'encaissant métamorphisé lors de l'intrusion 3) les pyroxénites et les norites qui sont d'origine magmatique.

Les analyses de pyroxènes publiées par Harris et Chaumba (2001) figurent dans le diagramme Fig. 4.7 afin de mener la comparaison avec Overysel. Les deux minéraux riches en fer proviennent d'un filon de ferrogabbro. Les autres minéraux appartiennent aux unités noritique et pyroxénitique. Les auteurs précisent que la norite contient à la fois de l'orthopyroxène et du clinopyroxène tandis que la pyroxénite, davantage soumise à l'influence de la contamination, ne contient que du clinopyroxène. La parapyroxénite également ne contient que des clinopyroxènes, qui se révèlent beaucoup plus calciques et alumineux que les autres. La Fig. 4.11A montre le diagramme ternaire Mg-Fe-Al pour l'ensemble des pyroxènes tandis que la Fig. 4.11B reporte leurs teneurs en Cr_2O_3 en fonction de leur concentration en Al_2O_3 . Certaines compositions publiées par Buchanan et al. (1981) pour des pyroxènes métamorphiques de Tweefontein sont également représentées, ainsi que celles de Harris et Chaumba (2001) qui portent sur Sandsloot. On constate que la quantité d'Al présent dans un clinopyroxène est un indice du caractère métamorphique du minéral. Deux échantillons d'Overysel contiennent des pyroxènes alumineux : il s'agit tout d'abord de OY 47-14 et, dans une moindre

mesure, de OY 28-14.

Les parapyroxénites peuvent contenir de l'olivine bien que cette phase ne soit pas observée dans les roches purement magmatiques qui affleurent à Sandsloot. Le métamorphisme des roches calco-silicatées de l'encaissant est le processus le plus vraisemblable pour expliquer la formation de ces minéraux.

Quelques analyses de biotites ont été menées sur la pyroxénite PP8. Elles sont incluses dans la gamme moyenne des analyses d'Overysel (Figs. 4.9A à C).

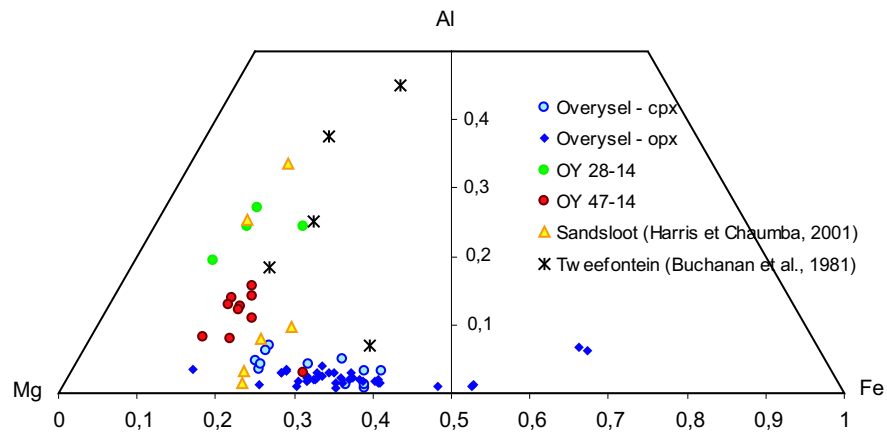


FIG. 4.11 – Diagramme ternaire Al-Mg-Fe pour les pyroxènes.

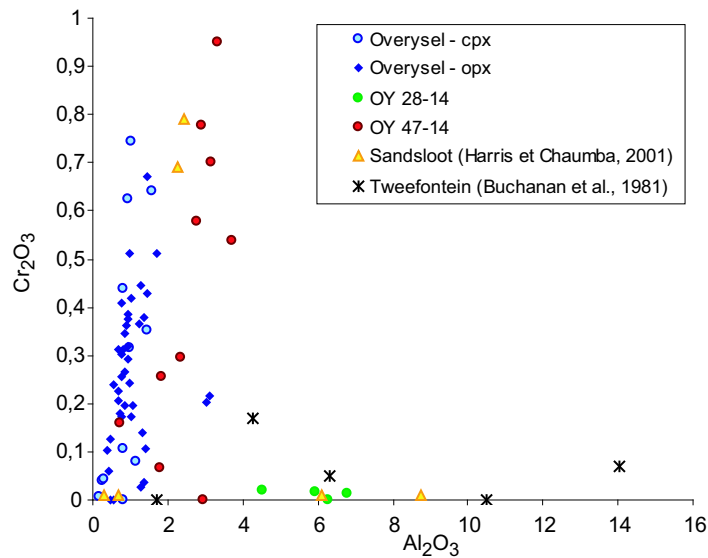


FIG. 4.11b - Cr_2O_3 vs Al_2O_3 pour les pyroxènes.

Turfspruit

La composition pétrologique est généralement noritique à pyroxénitique. Les clinopyroxènes sont souvent présents. On trouve de nombreuses pigeonites transformées en orthopyroxènes à exsolutions de clinopyroxène (Fig. 4.12). Les plagioclases portent des indices de compaction. La biotite et la serpentine, probablement produite à partir de l'orthopyroxène, sont communes dans les zones d'altération. On trouve parfois des veines de carbonates et des oxydes, ainsi que des veines de quartz. Les sulfures apparaissent disséminés.

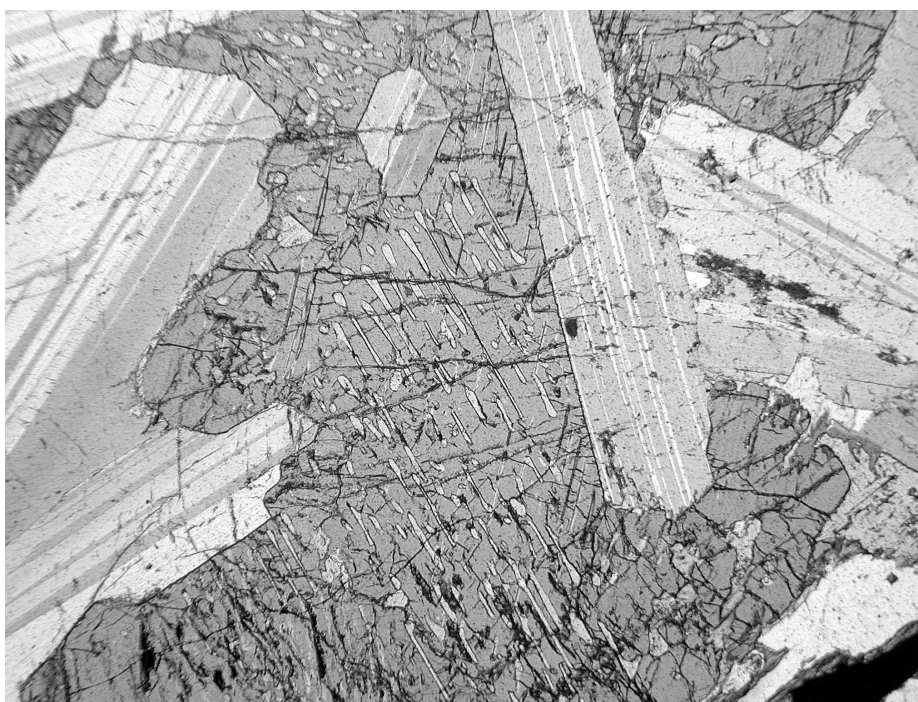


FIG. 4.12 – Photographie de la lame ATS 19-9. Le minéral central est un cristal d'orthopyroxène dont les clivages accueillent des exsolutions de clinopyroxène. Les cristaux de plagioclase environnants montrent des indices de contraintes post-cristallisation. (LPA)

Les échantillons ATS 19-8 et ATS 19-18 sont des cornéennes, des fragments de shale du groupe de Pretoria. Le premier est un xénolithe ou un feuillet tandis que le deuxième, provenant de l'extrémité du forage, représente l'encaissant au contact avec le Platreef. Deux des pyroxènes appartenant à l'échantillon de cornéenne ATS 19-8 ont été analysés et montrent des com-

positions très riches en fer (Fig. 4.7), de même que les biotites (Fig. 4.9). Les pyroxènes appartenant à la norite altérée ATS 19-17 figurent sur la Fig. 4.7. Ils s'inscrivent à l'intérieur de la gamme moyenne définie par les échantillons d'Overysel. Les deux biotites d'ATS-17 présentent des teneurs en Cl de 0,41 et 0,65% pds (0,29 et 0,44% at., voir Fig. 4.9C). Les amphiboles donnent également des valeurs normales pour le complexe du Bushveld, inférieures à 0,1% pds (0,07% at., voir Fig. 4.10B). L'observation pétrographique ne laisse pas de doute sur la nature hydrothermale de ces minéraux.

L'échantillon ATS 19-10 est une veine à quartz et feldspaths dont on a analysé quelques plagioclases. Ces feldspaths hydrothermaux se sont révélés de composition albitique. L'échantillon ATS 19-17 est une norite parcourue de veinules d'altération contenant des feldspaths. Les trois plagioclases analysés dans les veinules sont reportés à proximité du pôle albitique tandis que trois autres, choisis dans des zones de cumulat d'aspect frais, sont de composition An#73 à 90.

Macalacaskop

On observe principalement des norites, qui comprennent souvent quelques cristaux de clinopyroxène. De nombreux indices de compaction sont visibles sur les cristaux de plagioclase, brisés et compressés dans le sens horizontal. Les pyroxènes ont parfois des kink-bands. Les minéraux d'altération les plus communs sont la biotite et la serpentine. Lorsque les sulfures sont présents, ils sont petits et disséminés. L'échantillon AMK 28-5 est un xénolithe ou un feuillet de dolomie. AMK 18-1, AMK 27-1 et AMK 27-2 sont des échantillons de la roche encaissante, la quartzite de Pretoria. On y trouve des sulfures à peine millimétriques. Plusieurs veines à quartz et feldspath ont été échantillonnées, dans lesquelles on observe communément des textures myrmékitiques.

4.4.2 Interprétations

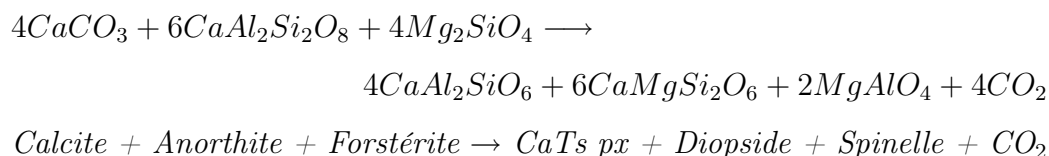
Minéralogie et contamination crustale

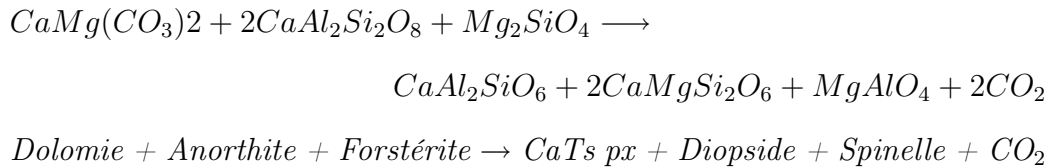
D'après Barton et al. (1986), l'abondance de la biotite et du quartz dans les cumulats d'Overysel indique une influence de l'encaissant granitique. Le zircon trouvé dans l'échantillon OY 47-5, qui contient également des cristaux de quartz, peut avoir été produit par une différenciation locale particulièrement poussée au sein d'une poche de liquide piégé. L'échantillon OY 47-5 ne présente cependant pas de teneurs particulièrement élevées en éléments incompatibles, ce qui suggère que la proportion de liquide piégé serait trop

faible pour influencer sur la composition chimique globale du macro-échantillon. On peut aussi penser que le ziron provient d'une enclave granitique digérée. En raison du point de fusion relativement peu élevé du granite, les xénolithes de cette nature se dissolvent facilement dans le magma, on n'en trouve donc que des reliques.

Au contraire des enclaves granitiques, les xénolithes de dolomie métamorphisés en pyroxènes et olivines sont réfractaires. Armitage et al. (2002) ainsi que Harris et Chaumba (2001) soulignent le caractère métamorphique de ces minéraux en notant la pauvreté des olivines en Ni et des pyroxènes en Cr. Les clinopyroxènes ainsi produits peuvent également être reconnus par leur richesse en aluminium, ainsi qu'on le constate sur les Figs. 4.11A et B. L'Al peut entrer dans le site octaédral M1, il peut aussi profiter d'une substitution avec Si. En l'occurrence, la formule structurale montre qu'il manque du SiO₂ dans les clinopyroxènes d'Overysel. Pour comparaison, on a reporté sur le diagramme quelques analyses de la littérature publiées pour les sites de Sandsloot et Tweefontein. Bien sûr, de nombreux pyroxènes échantillonnés à proximité du contact avec les dolomies sont métamorphiques, mais on constate que les pyroxènes échantillonnés à distance ne sont pas tous magmatiques non plus. Par leur pauvreté en Cr et leur richesse en Al, les minéraux de l'échantillon OY 28-14 trahissent leur origine métamorphique. Les pyroxènes de l'échantillon OY 47-14 sont aussi riches en Cr que les cristaux magmatiques mais contiennent tout de même plus d'Al que les autres. Ces deux échantillons, appartenant au même niveau magmatique mais distants de plus de 1400 m, semblent avoir subi une influence dolomitique. Les échantillons OY 47-14 et OY 28-14 ont été analysés à la microsonde lors de deux séances différentes. Au cours de chaque séance non seulement des standards silicatés mais aussi d'autres lames minces ont été analysés, dont les pyroxènes apparaissent de composition normale, pauvres en Al. La possibilité d'une erreur analytique est écartée, d'autant plus que Harris et Chaumba (2001), sur les échantillons de Sandsloot, ainsi que Buchanan et al. (1981), sur des échantillons de Tweefontein, ont également publié des analyses de pyroxènes contenant plus de 5% pds d'Al₂O₃.

L'interaction entre roches magmatiques et roches calcaires est connue pour produire des clinopyroxènes riches en Al, selon les réactions suivantes (voir par exemple Owens, 2000) :





La composition des clinopyroxènes est donc un bon indice pour diagnostiquer l'influence dolomitique, d'autant plus que ce caractère est résistant à l'altération. Dans les équations proposées, l'Al des clinopyroxènes provient de la composante feldspathique du magma. Il faut noter que l'Al originaire de la fraction détritique des roches calco-silicatées a pu être mis à contribution lui aussi, notamment dans le cas des clinopyroxènes métamorphiques de l'encaissant.

Les minéraux d'altération

Les biotites que nous avons analysées ne contiennent pas de fluor mais présentent des teneurs en chlore qui ne sont pas négligeables, souvent supérieures à 0,2% pds. Cette caractéristique n'est pas particulière au Platreef mais à l'ensemble du Complexe du Bushveld. Ainsi, les biotites analysées par Willmore et al. (2002), qui ont été échantillonnées dans des zones centrales de l'intrusion, contiennent entre 0,27 et 0,58% pds de chlore. Dans le cas du Merensky Reef, Ballhaus et Stumpf (1985) ont proposé que l'exsolution et la migration de fluides magmatiques riches en chlorures aient influencé les dépôts de PGE. En ce qui concerne le Platreef, nous verrons que certains fluides sont certainement d'origine extérieure à l'intrusion. Le chlore n'indique pas obligatoirement une origine magmatique : il peut provenir de formations évaporitiques contenues dans les roches sédimentaires encaissantes.

La phase d'altération largement dominante est la serpentine. Contrairement aux biotites et aux amphiboles, dont une partie peut être considérée comme tardi-magmatique sur des critères pétrographiques et géochimiques, l'abondance de la serpentine dans certains niveaux exclut une origine majoritairement deutéritique. La rareté, voire l'absence, d'olivine magmatique dans le Platreef suggère que cette serpentine soit le produit de l'altération de xénolithes de dolomie dont le métamorphisme produit de l'olivine et des pyroxènes. En consultant les tableaux d'analyses réalisées à la microsonde (Annexes D), on constate que la serpentine analysée dans l'échantillon OY 28-14 est bien associée à des pyroxènes pauvres en Cr, ce qui trahit leur origine métamorphique.

Ainsi que l'ont observé Buchanan et al. (1981), les xénolithes dolomitiques contenaient des fluides, H₂O et CO₂ notamment, qu'ils ont dû expulser lors

de leur échauffement. Il y aurait donc une part d'auto-métamorphisme responsable de la serpentinitisation.

4.5 Géochimie élémentaire des roches totales

4.5.1 Première approche

La Fig. 4.13 propose les taux de MgO, Al₂O₃ et Na₂O projetés en fonction de la teneur en SiO₂ dans chaque échantillon. Les données analytiques complètes peuvent être consultées en Annexe E. Pour l'ensemble des cumulats étudiés, les norites et pyroxénites se regroupent dans une gamme restreinte de SiO₂, allant de 48 à 55% environ. Quelques norites riches en plagioclase et quelques anorthosites atteignent 57 à 63%. Un taux de SiO₂ plus faible associé à une forte perte au feu indique généralement une serpentinitisation, comme l'illustre le cas du xénolithe calco-silicaté AMK 28-5. Les veines à quartz et feldspath échantillonnées sur les sites ATS et AMK ne sont généralement pas pures mais accompagnées de fragments de cumulats, c'est pourquoi leurs taux de SiO₂ ne sont pas toujours très élevés. Ils avoisinent en général 60 à 75%. Les quartzites de l'encaissant à Macalacaskop (AMK 28-11, AMK 18-1, AMK 27-1 et AMK 27-2) présentent des teneurs en SiO₂ supérieures à 90%. Les concentrations en MgO sont fonction de la quantité de phases ferro-magnésiennes, elles varient depuis quasiment 0% dans les anorthosites jusqu'à plus de 25% dans les pyroxénites. Les échantillons serpentinisés peuvent atteindre 30% de MgO. La quantité de FeO est généralement tenue entre 1 et 20%, sauf pour OY 47-12 qui dépasse 30% et dont la forte teneur en TiO₂ suggère la présence d'ilménite. Le CaO est influencé par les proportions modales de plagioclase et surtout de clinopyroxène. Seuls les cumulats contenant du clinopyroxène dépassent 20% de CaO. L'Al₂O₃ est dominé par le plagioclase. Les échantillons qui en contiennent plus de 20% sont souvent anorthositiques, à l'exception des xénolithes de shale ATS 19-8 et ATS 19-18. Les veines à quartz et feldspath ainsi que les anorthosites altérées sont des types d'échantillons particulièrement riches en Na₂O et parfois en K₂O. On verra plus loin que ces caractéristiques peuvent être imputées à des circulations de fluides. Les teneurs en MnO sont faibles, seules les roches calco-silicatées en contiennent plus de 0,5%. Quant aux variations en P₂O₅, elles sont probablement liées à l'apatite, présente en faible quantité. Seuls deux échantillons, OY 47-19 et AMK 28-QV2, contiennent plus de 0,15% P₂O₅.

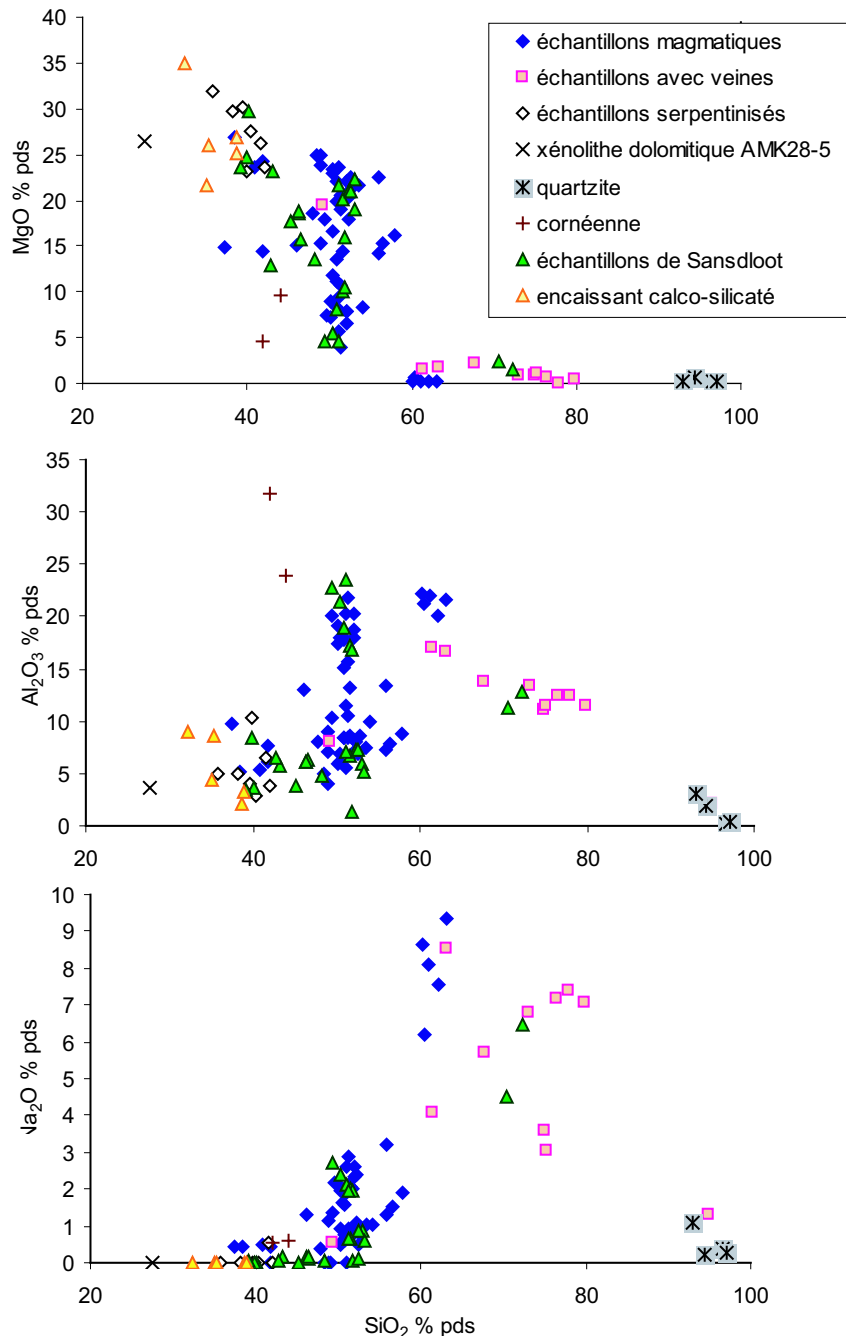


FIG. 4.13 – Teneurs en oxydes MgO , Al_2O_3 et Na_2O en fonction de SiO_2 pour des échantillons provenant du Platreef et quelques dolomies de Malmani. Les données concernant Sandsloot et les dolomies proviennent de Harris et Chaumba (2001).

4.5.2 Approche statistique : répartition des éléments en différents groupes

Pour chacun des sites où le Platreef a été échantillonné, les analyses des éléments majeurs et des éléments en traces ont été réalisées sur les roches totales. On compte 22 échantillons de nature cumulative provenant du forage OY 28, 20 échantillons pour OY 47, il y en a 9 pour ATS 19 et également 9 pour AMK 28. De surcroît, on dénombre 12 veines de quartz dont 8 proviennent de la carotte ATS 19 et 4 de la carotte AMK 28. Les échantillons ATS 19-8, ATS 19-18, AMK 28-5, AMK 28-11, AMK 18-1, AMK 27-1, AMK 27-2 sont des xénolithes ou des prélèvements de l'encaissant. Pour chacun de ces quatre sites, une matrice de corrélation a été calculée sur les analyses des échantillons magmatiques. Les tableaux obtenus (Annexes F) permettent d'obtenir une vision globale du comportement géochimique des éléments et de sélectionner rapidement les diagrammes binaires les plus pertinents à étudier. Une corrélation entre deux éléments peut être due à plusieurs phénomènes différents :

- les éléments présentent des similarités d'ordre chimique (ainsi le Th et l'U ont-ils souvent des comportements comparables),
- les éléments sont intégrés dans un même minéral (par exemple Cr et Fe peuvent montrer une forte corrélation si la chromite précipite en abondance),
- les éléments sont intégrés dans deux phases différentes qui cristallisent en même temps (si le clinopyroxène et la chromite précipitent ensemble, le comportement du Cr apparaîtra lié à celui du Ca),
- les éléments ne sont pas intégrés dans les phases qui cristallisent : ils peuvent être concentrés dans des poches de liquide résiduel piégées entre les cristaux (en ce cas, les éléments hygromagmaphiles sont corrélés entre eux),
- les éléments sont affectés par l'altération (les éléments lessivables peuvent être corrélés entre eux et anticorrélés à la perte au feu),
- les éléments sont affectés par la contamination (si le site a été influencé par un encaissant riche en Ba et en Rb, leurs concentrations seront corrélées),
- le dosage des éléments concernés peut être soumis à un biais analytique, soit que ce biais les affecte de la même façon, soit que l'un des éléments interfère sur l'autre.

Plusieurs analyses statistiques, dont des calculs d'ACP, ont été appliquées aux données géochimiques. Nous choisissons de montrer ici les matrices de corrélations car elles font particulièrement bien ressortir les relations entre

éléments 2 à 2. Ces matrices ne sont utilisées qu'à titre exploratoire, afin de déceler des relations qui auraient échappé à des investigations plus intuitives et qui seront explicitées en s'appuyant sur les diagrammes binaires. Il faut noter que les relations plus complexes qu'une simple corrélation linéaire ne ressortent pas bien dans les matrices (voir Fig. 4.14 par exemple) et que celles-ci peuvent être sujettes au problème de l'effet de somme constante. En Annexe F on trouvera, après les matrices calculées sur nos données, un tableau indiquant la valeur minimale du coefficient de corrélation pour qu'il indique une corrélation statistiquement significative en fonction du nombre de données prises en compte (voir par exemple Lamotte, 1967).

OY 28 (Overysel)

Deux groupes d'éléments se distinguent au premier abord. Le groupe I est constitué des éléments qui rentrent dans les phases ferro-magnésiennes : MgO, Fe₂O₃ et MnO. Le groupe II comporte les éléments qui sont intégrés dans le feldspath : Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Rb, Ba, Sr, Eu, Ga. L'oxyde SiO₂ est corrélé à ce groupe de manière assez lâche. Les groupes I et II sont anticorrélés puisque l'abondance des éléments est fonction de la proportion modale des minéraux. Le CaO est influencé à la fois par le plagioclase et par le clinopyroxène, il ne présente donc aucune relation nette avec les groupes distingués. Il est possible d'individualiser un troisième groupe formé par : P₂O₅, les MREE et les LREE. Cette répartition suggère la présence d'apatite. Zr et Hf semblent liés à ce groupe, on verra cependant dans un paragraphe suivant que leur comportement est principalement dominé par un effet de contamination dû à un composant riche en ces éléments.

Pour les échantillons d'Overysel, on ne dispose pas des teneurs en soufre. Il n'est donc pas possible de préciser si les métaux se présentent sous forme de sulfures. Les trois éléments Ni, Cu et Co forment un ensemble dont le comportement est proche des éléments du groupe ferro-magnésien. Le Cr a un comportement indépendant.

En raison de leurs similitudes chimiques, les terres rares forment un groupe cohérent. Leurs teneurs dans la roche sont liées à celles des éléments du plagioclase et de l'apatite. En effet, cette phase intègre plus facilement les éléments en traces que ne le font les pyroxènes. L'Eu montre une corrélation particulièrement forte avec le groupe II car, sous sa forme Eu²⁺, il s'insère aisément dans le réseau du plagioclase. L'Y est lié à ce groupe, et notamment aux HREE.

Les éléments hygromagmaphiles comme Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U et les LREE sont intercorrélés. Il s'agit probablement un effet dû aux liquides piégés.

OY 47 (Overysel)

Les groupes I (ferro-magnésiens) et II (plagioclase) sont aisément distingués, comme dans le cas d'OY 28. Le Fe_2O_3 et le TiO_2 sont fortement corrélés, ce qui indique probablement la présence d'ilménite précipitant en même temps que les silicates ferro-magnésiens. On note l'affaiblissement des corrélations liées à l'apatite. Le Cr, le Co et le Zn suivent le groupe I tandis que cette relation n'apparaît pas pour Ni et Cu.

Zr et Hf ne sont plus liés au groupe LREE-MREE- P_2O_5 mais montrent des correspondances avec la perte au feu, bien qu'il s'agisse d'éléments peu solubles dans les solutions aqueuses.

ATS 19 (Turfspruit)

Des échantillons de diverses natures ont été prélevés au sein de cette carotte de forage. Les xénolithes ATS 19-8 et ATS 19-18 (cornéennes) sont évidemment exclus des calculs de corrélation. Quant aux veines de quartz, leur intégration dans la matrice n'entraîne qu'un brouillage des tendances. Elles sont traitées séparément dans un paragraphe suivant.

Dans le cas d'ATS 19, on retrouve les groupes I et II, à la différence que le CaO se joint nettement au groupe II des éléments du plagioclase, probablement parce qu'il se trouve trop peu de clinopyroxène dans les échantillons pour interférer. Les HREE et les LREE suivent le groupe II et sont moins déconnectées entre elles que dans le cas des forages OY. Cette plus forte cohérence peut être due au fait que, dans le cas des échantillons ATS et AMK, les zones d'intense circulation de fluides ont été moins prises en compte dans les calculs de corrélation que pour les échantillons OY. En effet, la majeure partie des serpentinites n'a pas été analysée (voir Annexe A) et les veines à quartz et feldspath sont considérées séparément.

Les métaux Cr, Co, Ni, Cu et Zn sont très fortement liés entre eux et avec le soufre. Ils sont généralement corrélés avec les éléments ferro-magnésiens et anticorrélés avec les éléments du plagioclase ainsi qu'avec les REE.

La perte au feu est anticorrélée aux éléments du plagioclase. Elle est liée à la teneur en MgO, ce qui reflète la prépondérance de la serpentine parmi les phases d'altération. La forte anticorrélation entre perte au feu (PF) et SiO_2 ainsi qu'entre PF et TiO_2 est due à deux échantillons serpentinisés, ATS 19-5 et ATS 19-11, qui se détachent des autres par leur forte PF et leurs faibles teneurs en SiO_2 et TiO_2 . L'effet de liquide piégé est bien illustré dans cette série d'échantillons. Les éléments Nb, Th, U, Zr et Hf ainsi que, dans une moindre mesure, le Ta ont des comportements similaires et suivent assez bien les REE, notamment les LREE.

AMK 28 (Macalacaskop)

La matrice de corrélation présente les résultats de l'analyse pour les échantillons AMK 28, à l'exclusion du xénolithe calco-silicaté AMK 28-5 et de la roche encaissante AMK 28-11 (quartzite) ainsi que des veines de quartz.

On retrouve les groupes précédemment définis des éléments ferromagnésiens (I) et des éléments du plagioclase (II), qui sont anticorrélés. Le TiO_2 est lié à ce deuxième groupe ainsi que le P_2O_5 . Ces éléments ne sont présents qu'en faibles teneurs, inférieures à 0,5%. Il est possible que de petites quantités d'ilménite et d'apatite aient précipité en même temps que le feldspath.

Le groupe Co, Ni, Cu et Zn suit le comportement des éléments ferromagnésiens et présente une forte corrélation avec le soufre, tandis que le Cr n'y est pas clairement lié. Le Cr apparaît probablement sous forme d'oxyde qui cristallise en même temps que les phases mafiques. La chromite n'a donc pas suivi les mêmes modes de concentration que les sulfures.

Comme dans ATS 19, les éléments Ta, Nb, Th, U, Zr et Hf ont un comportement proche de celui des LREE.

Veines à quartz et feldspath (Turfspruit et Macalacaskop)

Parmi les veines à quartz et feldspath échantillonnées, 12 ont été analysées pour les éléments majeurs. Toutefois, les teneurs en soufre n'ont été acquises que pour 10 d'entre elles. À l'exception de 3 échantillons, les teneurs obtenues sont nulles, ce qui ne permet pas une analyse statistique pertinente. La discussion sur les relations entre éléments s'appuie donc sur la matrice concernant les 12 échantillons et n'incluant pas le soufre. Il faut noter que les veines sont parfois accompagnées d'une portion de la roche cumulative qui les contient. La répartition entre oxydes en est évidemment affectée. En effet, on distingue deux groupes d'éléments très nettement anticorrélés. Le premier groupe ne comprend que l'oxyde SiO_2 tandis que l'autre rassemble MgO , Fe_2O_3 , MnO , Cr et Ni. Cette division reflète simplement les proportions modales régissant la répartition entre le quartz et l'ensemble constitué par les silicates ferromagnésiens et la chromite. Le deuxième groupe est aussi très fortement lié à la perte au feu, probablement en raison de la présence de phases d'altération. Le Cu, le Zn et le Mo constituent un ensemble cohérent.

Seuls 5 échantillons porteurs de veines hydrothermales ont été analysés par ICP-MS pour les éléments en traces, ce qui est insuffisant pour en tirer des conclusions statistiques. Les données seront discutées au cas par cas dans un prochain paragraphe.

4.5.3 Géochimie des roches totales : interprétations

Le diagramme CaO vs MgO + Fe₂O₃ permet de remonter à la composition modale de la majorité des échantillons (Fig. 4.14). En effet, les trois phases principales que sont le feldspath plagioclase, l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont projetées en trois points bien distincts sur ce graphique. Utiliser MgO + Fe₂O₃ en abscisse au lieu de MgO comme on le fait habituellement permet de mieux prendre en compte les phases mafiques et aboutit à des tendances mieux définies. Nous avons reporté tous les échantillons que nous avons analysés, quels que soient les sites d'échantillonnage et la nature de la roche. L'encaissant calco-silicaté et le Platreef à Sandsloot, analysés par Harris et Chaumba (2001), sont également figurés. La majeure partie des échantillons magmatiques s'aligne entre les pôles orthopyroxène et plagioclase. Les veines hydrothermales se regroupent près de l'origine, en dessinant une tendance vers le plagioclase car elles ne sont pas constituées de quartz pur. Les quartzites de l'encaissant prélevées à Macalakaskop (AMK 28-11, 18-1, 27-1 et 27-2) se placent, elles aussi, près de l'origine. Un groupe d'échantillons d'Overysel pauvres à la fois en CaO et en MgO figure également dans cette zone (OY 28-12, OY 28-19, OY 47-16, OY 47-17 et OY 47-18). Il s'agit d'anorthosites altérées qui présentent un déficit en CaO. Les roches calco-silicatées métamorphisées et les parapyroxénites de Sandsloot s'alignent sur une tendance dessinée entre le pôle orthopyroxène/olivine et le pôle clinopyroxène. Elles sont accompagnées de quelques échantillons d'Overysel. Parmi ceux-là, OY 28-14, et 28-15A et 28-15B ainsi que OY 47-9 et 47-10 sont fortement serpentinisés et sont probablement des reliques altérées de xénolithes calco-silicatés. OY 47-14 et AMK 28-5 ne sont pas très altérés mais leur richesse en clinopyroxène trahit une influence dolomitique. Les cornéennes ATS 19-8 et ATS 19-18 se trouvent en dehors des tendances principales. Il s'agit de shale métamorphisé, qui est l'encaissant direct à Turfspruit.

Sur le diagramme CaO vs Al₂O₃ (Fig. 4.15) on peut également diagnostiquer l'influence de la contamination par l'encaissant calco-silicaté. Les échantillons contenant du clinopyroxène dessinent une tendance vers des teneurs élevées en CaO et faibles en Al₂O₃. Par ailleurs, la scission existante entre l'alignement général orthopyroxène-plagioclase et le groupe d'anorthosites altérées y est évidente. La majorité des échantillons contenant des veines hydrothermales est composée de 10-15% Al₂O₃ et moins de 5% CaO. Les deux cornéennes sont aisément distinguées des autres lithologies par leur richesse en Al₂O₃ et leur pauvreté en CaO.

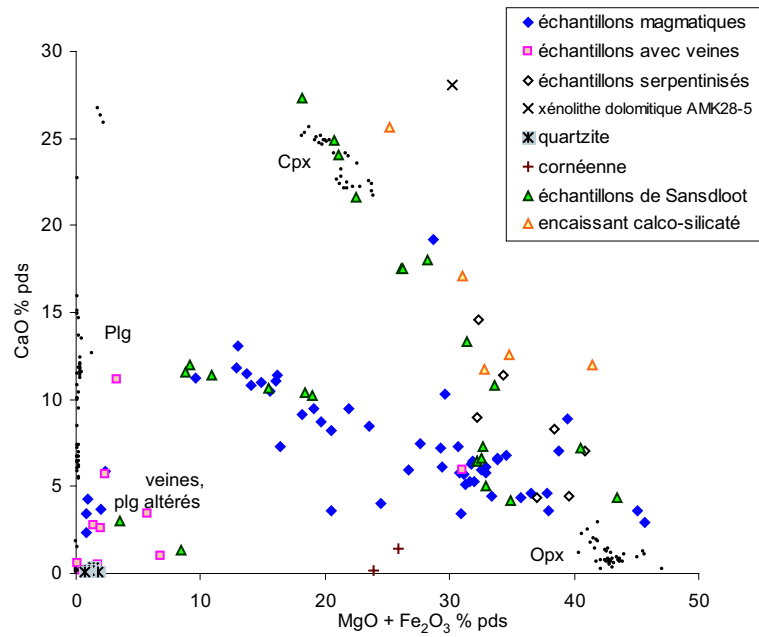


FIG. 4.14 – Les échantillons se répartissent sur deux tendances principales joignant un pôle feldspath à un pôle pyroxène. Une forte proportion de clinopyroxène trahit une influence dolomitique.

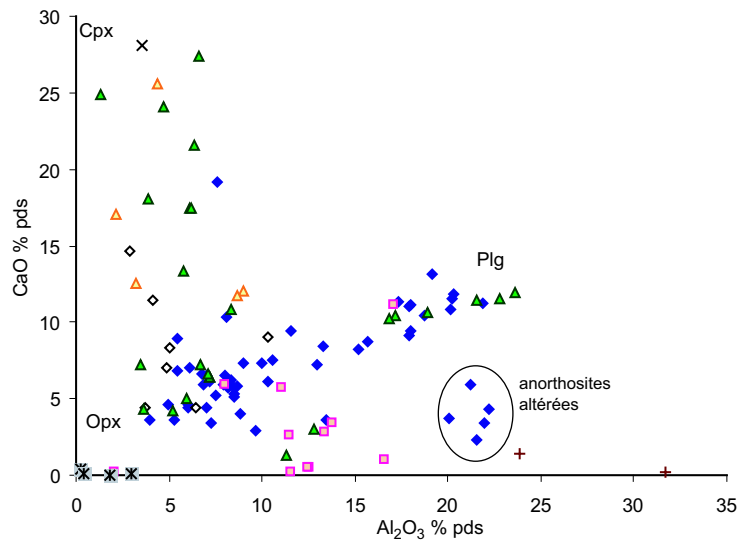


FIG. 4.15 – Le diagramme CaO vs Al₂O₃ permet de détecter l'influence dolomitique. Plusieurs échantillons d'Overysel ont subi une telle contamination. Les "anorthosites altérées" marquent une déperdition en CaO.

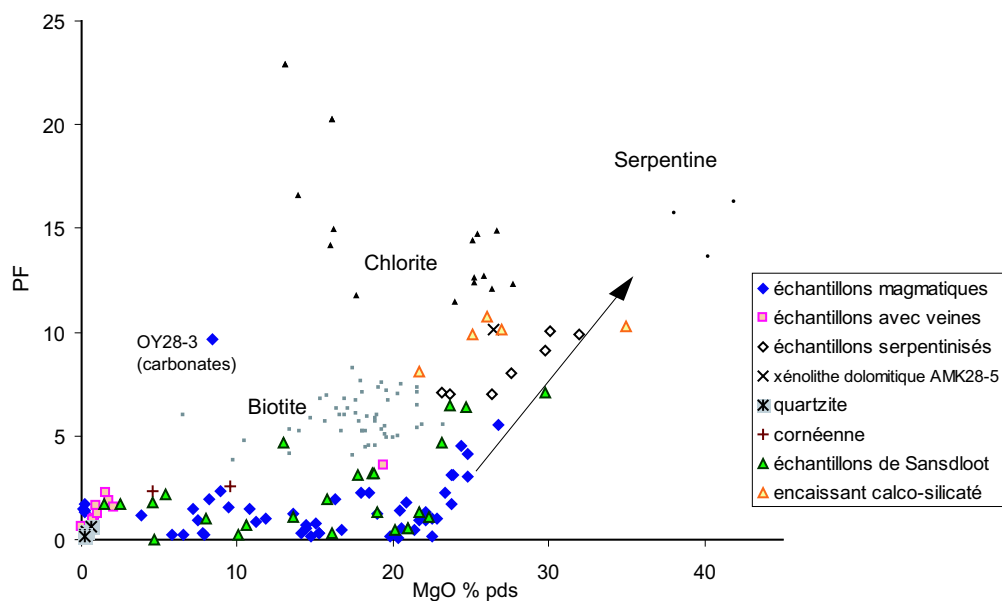


FIG. 4.16 – La relation entre LOI et MgO illustre la prépondérance des phases d’altération mafiques, parmi lesquelles la serpentine domine. Seul un des échantillons d’Overysel contient une forte proportion de carbonates (OY 28-3).

La Fig. 4.16 illustre l’importance de la serpentine comme phase d’altération. Il faut noter que la perte au feu (PF) n’est qu’une estimation imparfaite de l’altération. En effet, les échantillons riches en Fe voient leur déficit de masse minimisé en raison de l’oxydation du FeO en Fe₂O₃ due à la calcination des échantillons qui les prépare à l’analyse en fluorescence X. On peut constater qu’une PF inférieure à 3 ou 4% n’est pas associée à une variation particulière de la teneur en MgO. Par contre, de 4 à 12%, l’augmentation de la PF est liée à une évolution similaire de la proportion de MgO. La chlorite pourrait être partiellement responsable de cette tendance, mais l’observation pétrographique démontre la prépondérance de la serpentine. Un des échantillons d’Overysel, OY 28-3, montre une perte au feu supérieure à 9% malgré une teneur en MgO relativement modeste. Il s’agit d’une norite très altérée contenant des carbonates.

L’influence des encaissants peut se décèler grâce aux éléments qui sont plus concentrés dans ces roches que dans les cumulats mafiques. Pour tenter de retracer une éventuelle contribution du granite, les éléments Na₂O, K₂O, Rb et Ba sont des indicateurs bien adaptés, comme l’illustrent les Figs. 4.17 et 4.18. On voit qu’un seul échantillon présente une très forte teneur

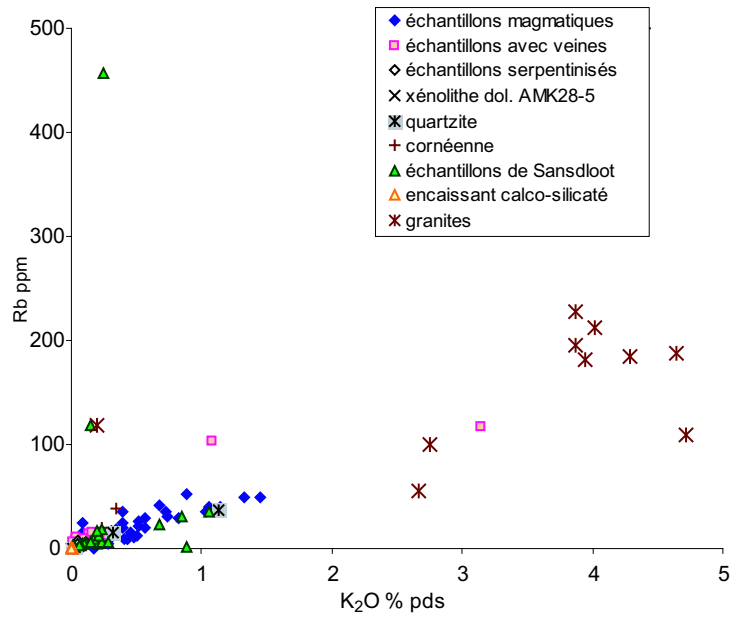


FIG. 4.17 – L'influence granitique se manifeste par de hautes teneurs en Rb et K_2O .

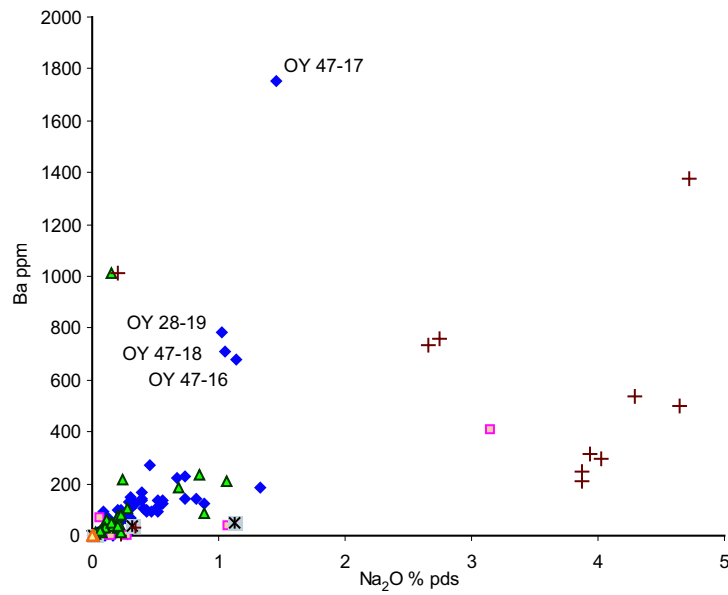


FIG. 4.18 – Certains échantillons du Platreef sont enrichis en Ba et Na_2O au point que leurs concentrations dépassent celles des granites.

en K_2O tandis que deux d'entre eux sont riches en Rb. Il s'agit de pyroxénites de Turfspruit abritant des veines hydrothermales constituées en grande partie de feldspath. Ces échantillons témoignent certainement de la circulation de fluides métamorphiques. Les autres échantillons sont alignés selon une tendance linéaire correspondant à un rapport de K/Rb de l'ordre de 250 ± 50 , ce qui est normal pour des roches gouvernées par des processus magmatiques, y compris les processus de mélange. Tous les échantillons contenant plus de 1% K_2O sont des anorthosites. Par ailleurs, un groupe d'échantillons composé des cinq anorthosites altérées d'Overysel montre un enrichissement extrême en Na_2O et Ba. Ces échantillons proviennent des niveaux inférieurs du Platreef à Overysel, ceux qui sont proches du contact avec l'encaissant granitique. On peut raisonnablement avancer que ces cumulats ont subi l'influence de l'encaissant. Il convient de noter que leurs concentrations en Na_2O , supérieures à 6%, et en Ba, supérieures à 650 ppm pour quatre d'entre elles, égalent ou dépassent celles des granites. Les hautes teneurs atteintes par les cumulats excluent les relations de mélange entre roches totales. Il est plus probable que les niveaux inférieurs de l'intrusion aient assimilé des liquides de fusion partielle issus des granites. Si le feldspath et le mica fondent préférentiellement au quartz, on doit en effet obtenir des liquides beaucoup plus concentrés en éléments en traces que la roche totale. Ces éléments sont absents de la partie la plus basse du forage OY 28. Il est probable qu'ils aient été lessivés : en effet, cette zone présente des indices de très forte altération.

La Fig. 4.19 illustre les relations entre les teneurs en soufre et les concentrations en métaux dans les échantillons provenant de Turfspruit, de Macalakaskop et de Sandsloot. Pour ce dernier site, les données sont de Harris et Chaumba (2001). Seuls sont représentés le Ni, le Cu et le Cr qui sont les métaux dont les concentrations sont les plus élevées. Bien que les plus fortes teneurs en soufre soient souvent associées aux plus fortes teneurs en métaux, la corrélation est très lâche voire inexistante.

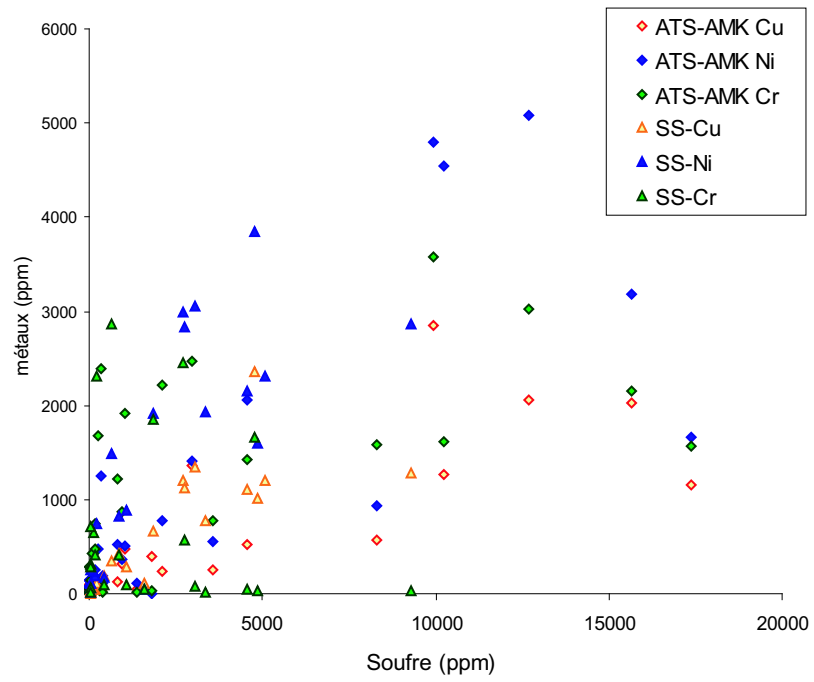


FIG. 4.19 – Dans les échantillons provenant de Macalacaskop (AMK), de Turfsrpuut (ATS) et de Sandsloot (SS), la relation entre les teneurs en soufre et les concentrations en métaux de base est erratique.

4.5.4 Profils géochimiques à travers la stratigraphie

Correspondances entre les deux carottes OY 28 et OY 47

Les correspondances pétrographiques décelées entre les deux carottes OY 28 et OY 47, illustrées par la Fig. 4.6, trouvent également leur expression dans la géochimie des roches totales. Les quantités de Sr et d'Eu dosées dans les cumulats sont de bons indicateurs de la présence de feldspath plagioclase et permettent d'identifier certains niveaux stratigraphiques. Eu^*/Eu et Sr^*/Sr se définissent comme les anomalies en Eu et en Sr c'est à dire l'excès ou le déficit en Eu et en Sr par rapport aux éléments qui les entourent sur un diagramme normalisé. On a utilisé ici les formules selon lesquelles $Eu^* = ([Sm] + [Gd])/2$ et $Sr^* = ([Pr] + [Nd])/2$. Sur la Fig. 4.20, Eu^*/Eu et Sr^*/Sr sont reportés pour chaque roche en fonction de la profondeur à laquelle elle a été échantillonnée. On retrouve des niveaux similaires dans les deux carottes et la différence de profondeur indiquée par ces marqueurs pour un même niveau stratigraphique correspond aux indications pétrographiques. Il n'est pas possible de déterminer un pendage à l'aide de ces deux forages car il faut au minimum trois points pour définir un plan dans l'espace. Cependant, OY 28 étant situé à 1440 m au nord-nord-ouest de OY 47 et le décalage des couches en profondeur étant de 40 m, nous observons une inclinaison de $1,5^\circ$ vers le nord-nord-ouest qui est compatible avec les pendages de 40 à 45° vers l'ouest reportés par Gain et Mostert (1982) et Cawthorn et al. (1985).

Tous les éléments ne sont pas de bons marqueurs de la stratigraphie. Ainsi que l'illustrent les diagrammes de la Fig. 4.21, le K_2O , le Na_2O , le Rb et le Ba définissent un niveau d'enrichissement qui se situe à une profondeur identique dans les deux carottes, entre 220 et 260 m sous la surface. En raison du pendage affectant la lithologie, ce niveau ne peut correspondre à un unique lit magmatique. Il faut noter que, si le K_2O et le Rb sont également enrichis dans les deux carottes, les pics de Na_2O et Ba sont en revanche plus marqués dans OY 47 que dans OY 28. À ce même niveau, le Th est lui aussi présent en teneurs inhabituellement élevées, comme on le voit sur diagramme A de la Fig. 4.22. Pour l'U, qui figure sur le diagramme B, ainsi que pour le Nb, le Ta et le Pb, qui ne sont pas représentés, l'enrichissement est marqué dans OY 28 mais presque inexistant dans OY 47. Sur le diagramme C, on constate que ce niveau situé entre 220 et 260 m est également marqué par une forte augmentation du rapport La/Lu dans la carotte OY 47. L'observation des diagrammes normalisés permet de conclure à une baisse des teneurs en HREE dans ces niveaux (voir Fig. 4.24). Cette zone correspond également à un pic de perte au feu dans le forage OY 28 (diagramme D, Fig. 4.22). D'après les anomalies géochimiques et malgré l'absence d'une perte au feu anormale

dans OY 47, il est probable que ces deux zones, situées à une profondeur identique mais éloignées de plus de 1400 m, marquent un même couloir d'intenses circulations hydrothermales. Les disparités chimiques observées entre les deux carottes peuvent trouver une explication au moins partielle dans les différences de lithologie. En effet, à cette profondeur, les cumulats de OY 28 sont constitués principalement de pyroxénites et de norites, avec un petit niveau d'anorthosite (voir Fig. 4.6) tandis que ceux de OY 47 sont composés d'une épaisseur d'anorthosite supérieure à 15 m, encadrée d'une norite et d'une pyroxénite. Cette anorthosite semble avoir réagi à l'altération en perdant ses HREE et aurait intégré plus facilement le Na_2O et le Ba que les unités pyroxénitiques. Celles-ci, par contre, se sont montrées plus sensibles vis-à-vis des gains en Ta, Nb, Pb et U.

Ainsi qu'on peut le constater sur le diagramme D de la Fig. 4.22, il existe un autre niveau de forte altération dont le pic se manifeste à 190 m de profondeur environ. L'augmentation de la PF, qui atteint jusqu'à 10% dans les deux carottes, est accompagnée d'une forte augmentation des teneurs en Zr et Hf dans le forage OY 47 (voir Fig. 4.23). Les REE sont également enrichies dans OY 47 alors qu'elles ne montrent pas de caractère particulier dans OY 28. Dans cette zone, la lithologie est composée de pyroxénites plus ou moins feldspathiques aussi bien dans la carotte OY 47 que dans OY 28. La nature des cumulats n'est donc pas le seul facteur déterminant en ce qui concerne l'influence des circulations de fluides sur la géochimie des roches.

Caractéristiques géochimiques des veines à Turfspruit et Macalacaskop

Parmi les veines de quartz identifiées macroscopiquement et échantillonnées à Turfspruit et Macalacaskop, 12 ont subi une analyse pour les éléments majeurs et 5 d'entre elles, choisies parmi les échantillons ATS, ont également été analysées pour les éléments en traces. Il faut noter que les roches analysées ne sont généralement pas des échantillons de veines pures mais sont accompagnées d'une fraction de la roche cumulative qui les abrite. Sur la Fig. 4.25, on constate que les échantillons hydrothermaux sont bien sûr riches en SiO_2 ainsi qu'en Na_2O , et qu'ils correspondent à une faible PF. Bien que toutes les veines contiennent plus de Zr, Hf, Ta et Nb que les roches cumulatives (Fig. 4.26), on observe des disparités parmi les enrichissements. La veine la plus haute (225 m de profondeur), qui se trouve à proximité d'une zone serpentinisée, est la seule à montrer des concentrations en Zr et Hf qui soient dix fois supérieures aux teneurs des roches cumulatives. Elle est aussi la seule à être enrichie en Rb et Ba (Fig. 4.27). Par contre, ses taux de Nb et Ta sont relativement mineurs par rapport à ceux de la deuxième zone

de veines à quartz (315 - 340 m de profondeur). Les deux veines les plus basses ressemblent au groupe du milieu, bien que le signal soit parfois plus faible. Les pics de Th et d'U se manifestent dans toutes les veines, ainsi qu'un enrichissement en HREE relativement aux LREE (Fig. 4.28).

Les profils tracés pour Macalacaskop en Fig. 4.29 illustrent ces caractéristiques. Les deux analyses de veines situées le plus haut dans le forage (186,9 m) appartiennent au même échantillon. L'une représente la veine dans son entier, l'autre a subi un tri qui n'a conservé pratiquement que du quartz.

La perte au feu, le soufre et les métaux

En Fig. 4.30 sont exposés les profils des quatre forages étudiés, portant les concentrations des métaux et du soufre en regard de la perte au feu. Les zones d'altération correspondent parfois à une augmentation des teneurs en métaux, par exemple dans le cas des deux premiers pics de PF à OY 28, et parfois à une chute de ces teneurs, comme à OY 47, entre 180 et 200 m de profondeur. Les profils AMK 28 et ATS 19 montrent bien que le soufre suit des évolutions similaires à celles des métaux, bien que la relation ne soit pas linéaire, comme on le constatait déjà dans la Fig. 4.19.

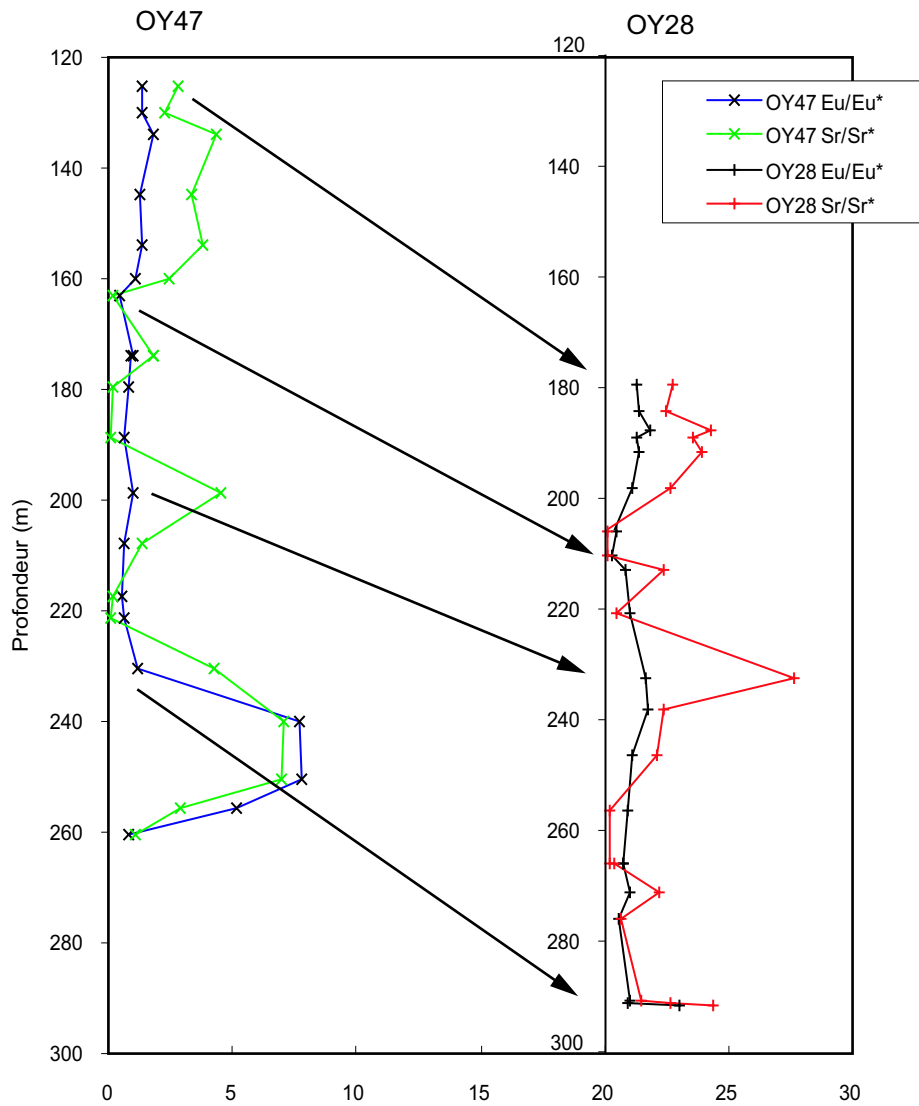


FIG. 4.20 – Les anomalies en Eu et en Sr reflètent l'abondance du plagioclase. Elles permettent de suivre la stratigraphie dans les forages et de reconstituer des correspondances entre les deux carottes.

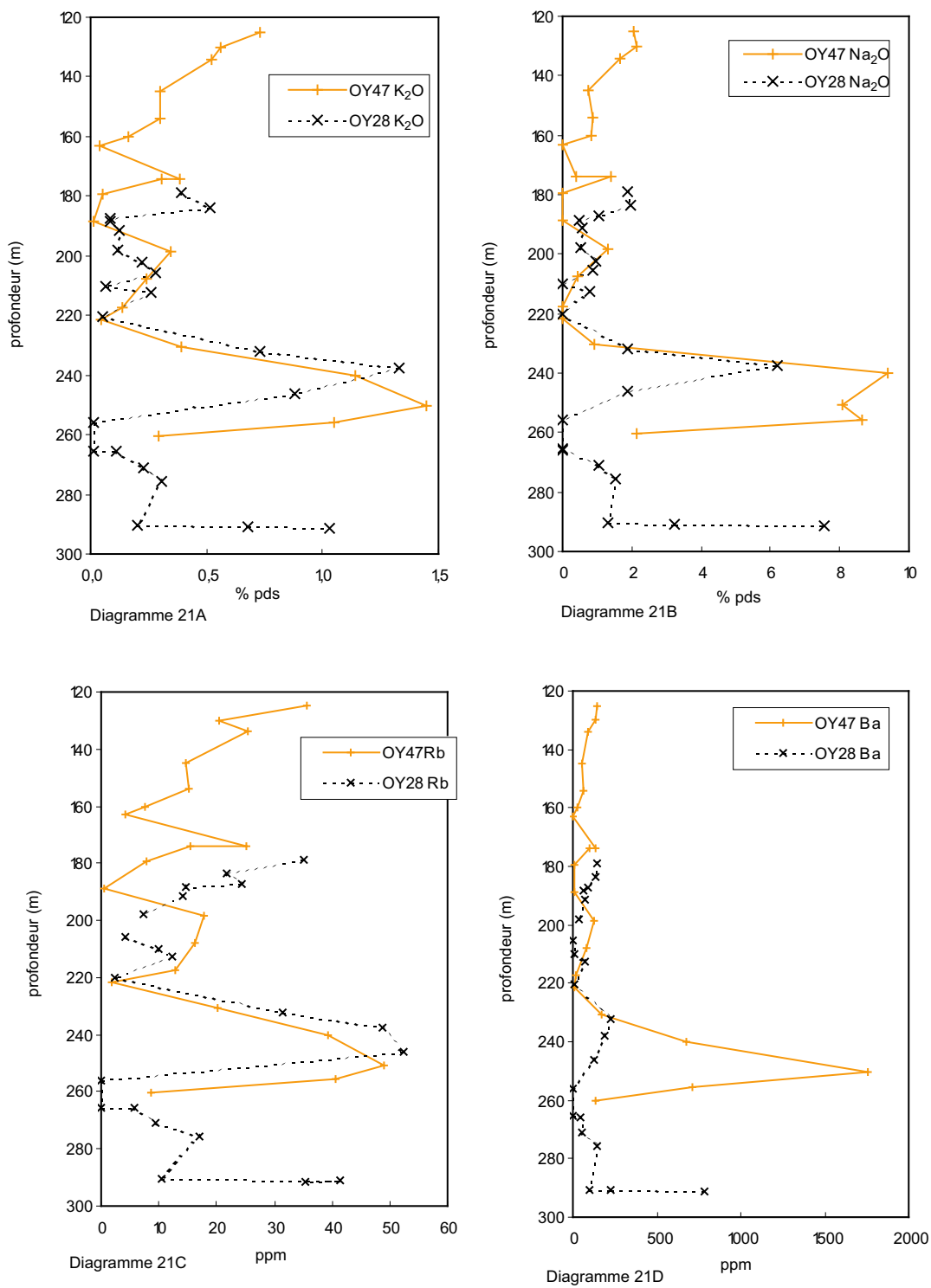


FIG. 4.21 – Les deux carottes de forage d’Overysel montrent un niveau d’enrichissement en K_2O , Na_2O , Rb et Ba entre 220 et 260 m de profondeur.

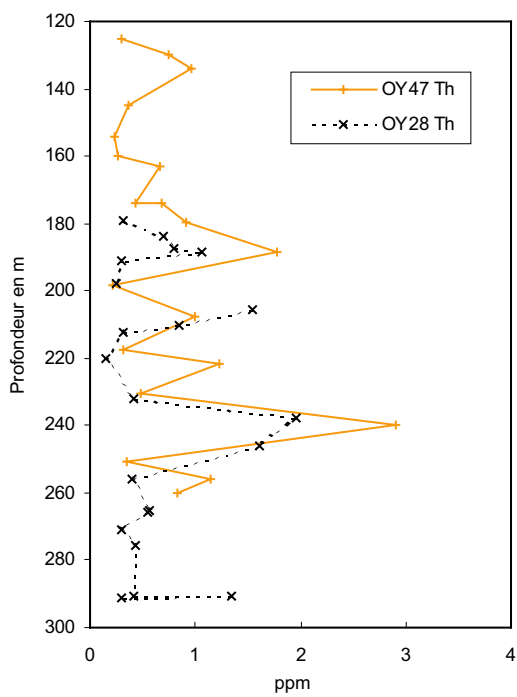


Diagramme 22A

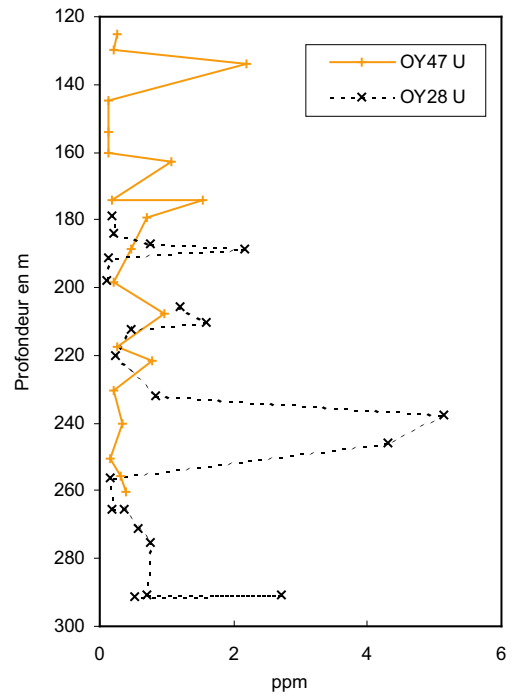


Diagramme 22B

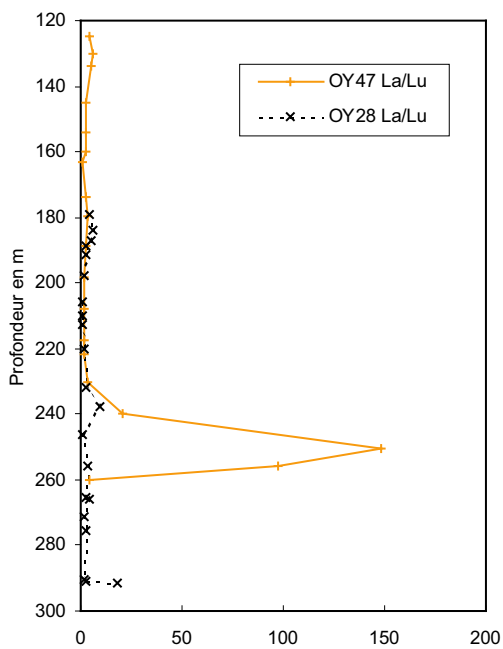


Diagramme 22C

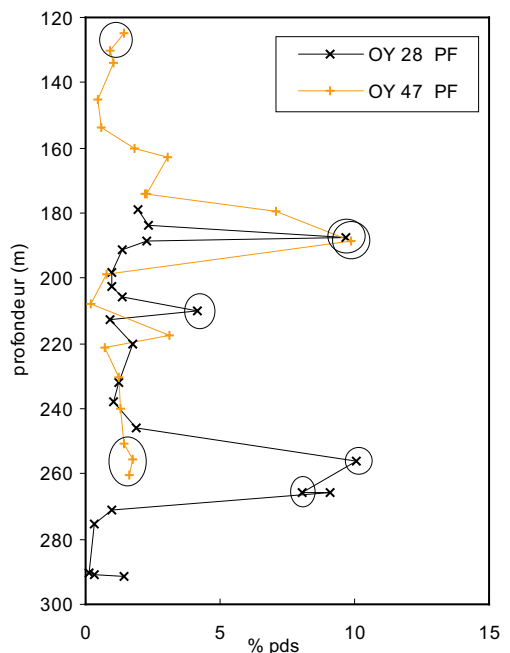


Diagramme 22D. Les échantillons cerclés réagissent à l'HCl à froid.

FIG. 4.22 – Profils stratigraphiques à travers OY 28 et OY 47. Les zones de forte perte au feu (PF) peuvent correspondre à des pics en Th, en U et à une modification de la répartition des REE.

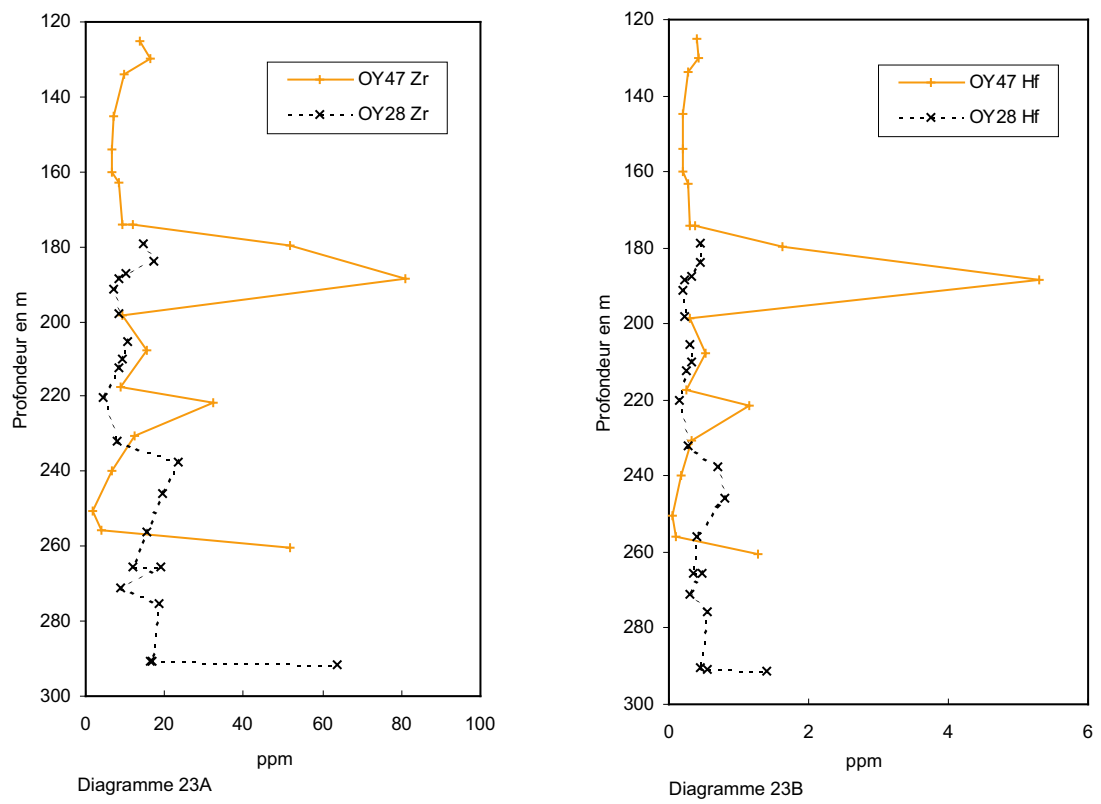


FIG. 4.23 – Entre 180 et 200 m de profondeur, il existe un niveau d’enrichissement en Zr et Hf dans la carotte OY 47. Il correspond à une zone de PF élevée.

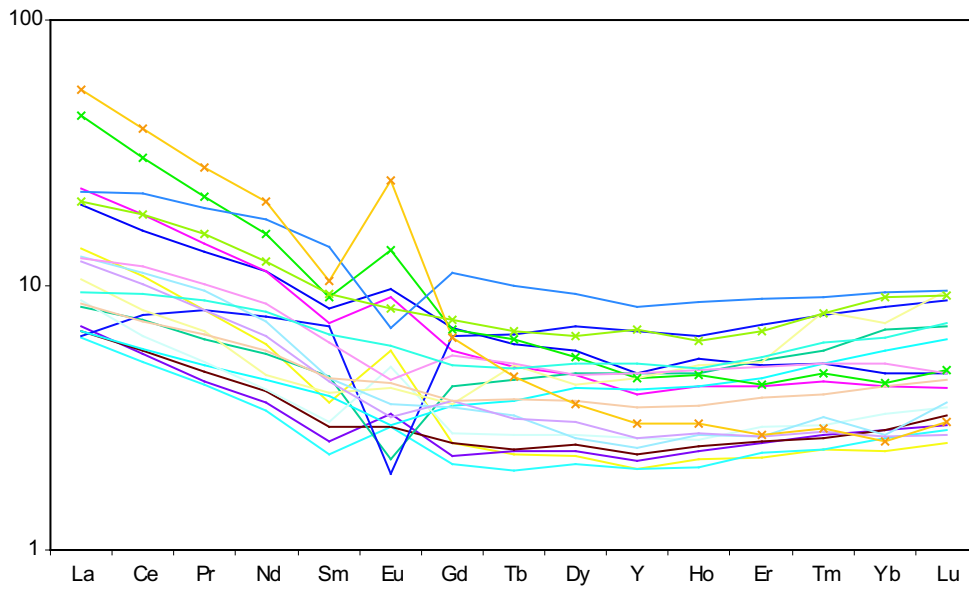


FIG. 4.24 – Spectres normalisés pour les échantillons d'OY 28. La normalisation est calculée avec les valeurs chondritiques proposées par Anders et Grevesse (1989).

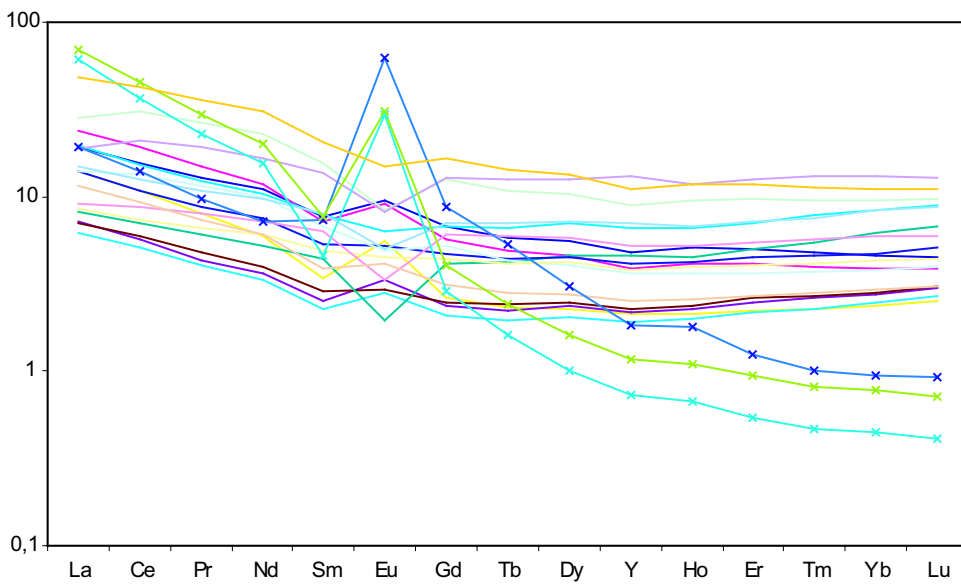


FIG. 4.24b - Spectres normalisés pour les échantillons d'OY 47.

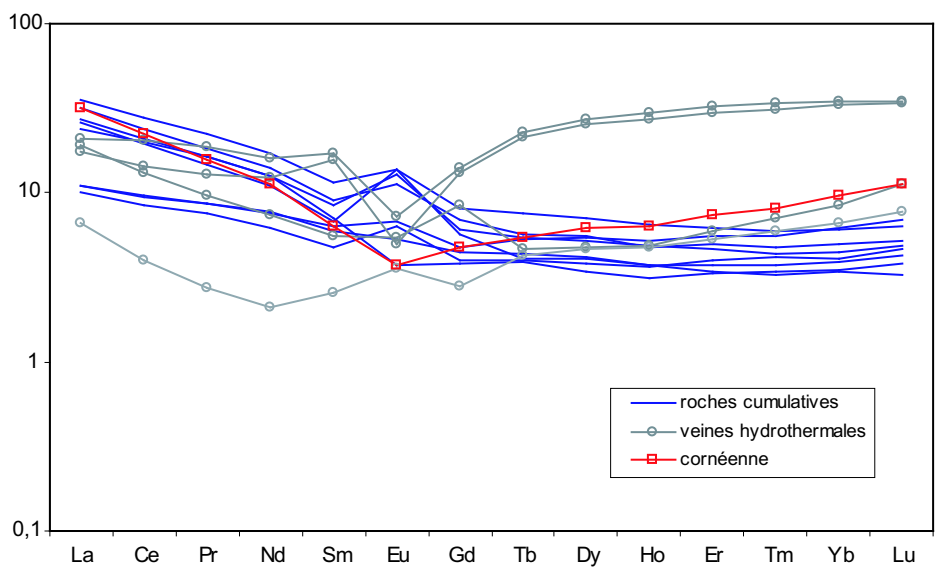


FIG. 4.24c - Spectres normalisés des échantillons ATS.

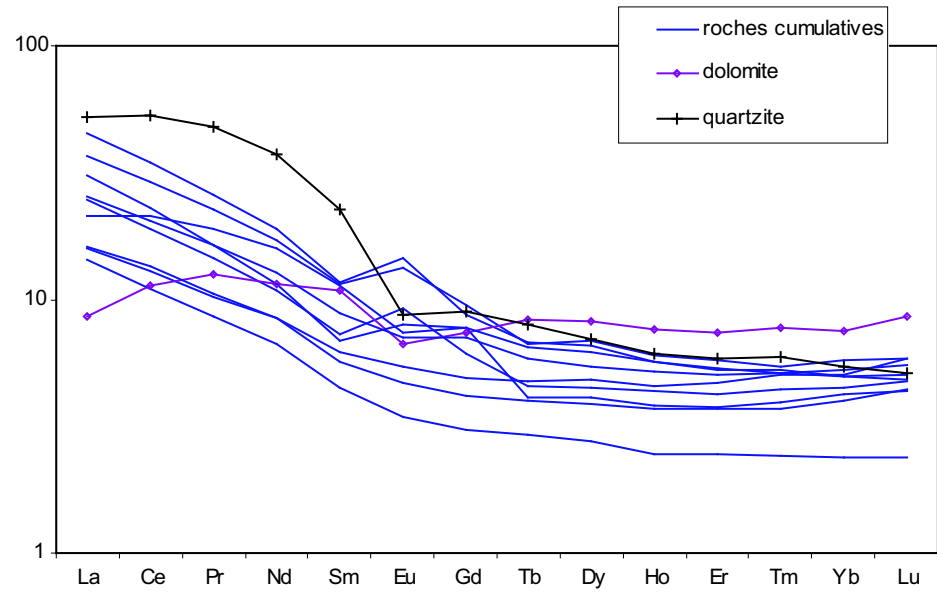


FIG. 4.24d - Spectres normalisés des échantillons AMK.

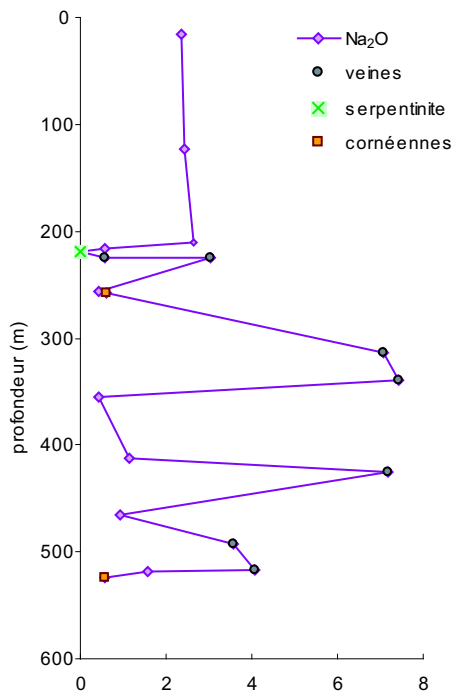
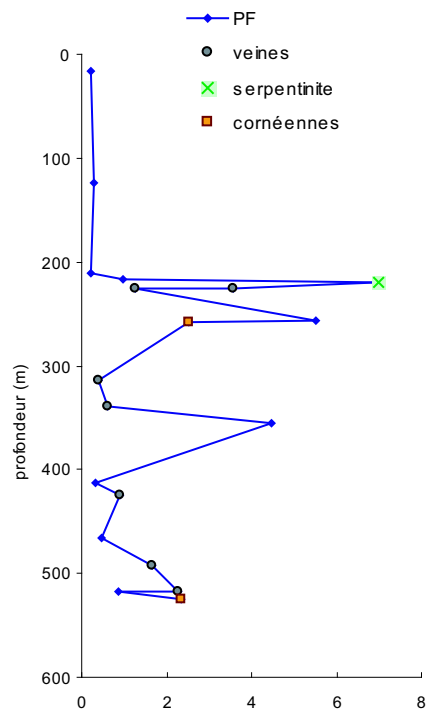
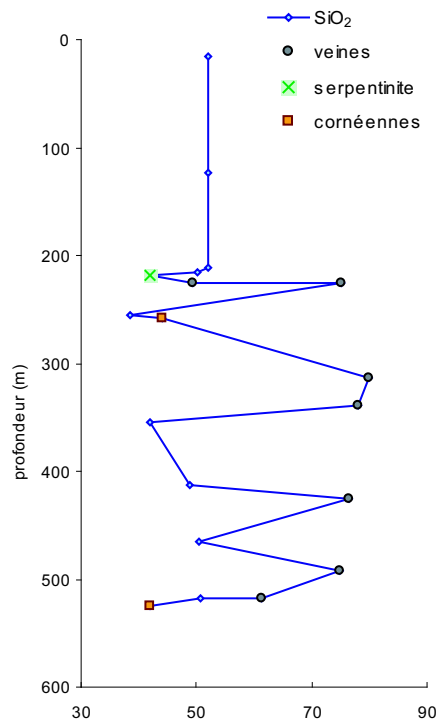


FIG. 4.25 – Profils stratigraphiques à travers ATS 19. Les veines de quartz se distinguent par leur richesse en SiO₂, de faibles pertes au feu et des teneurs généralement élevées en Na₂O.

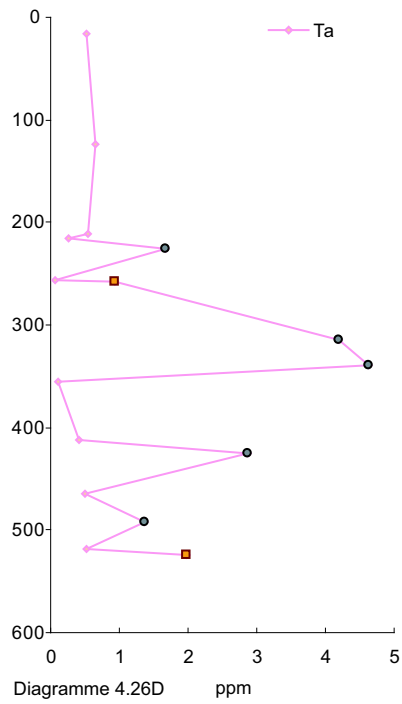
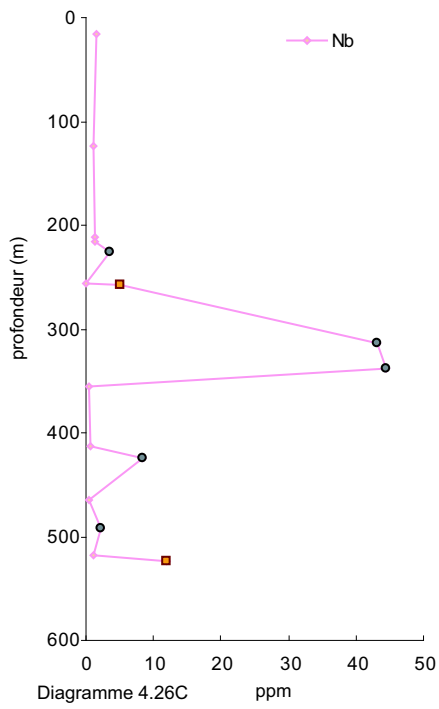
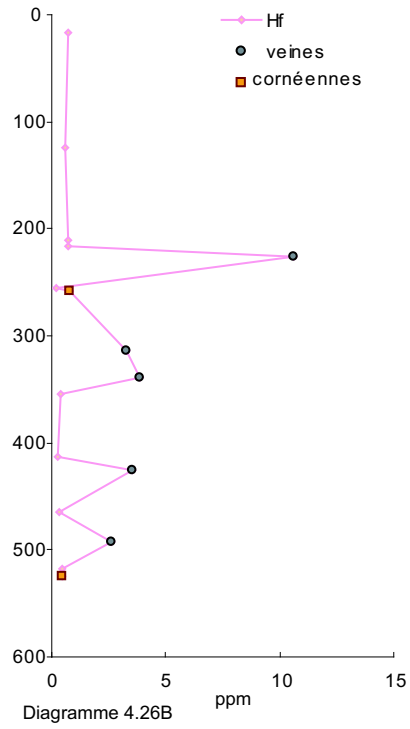
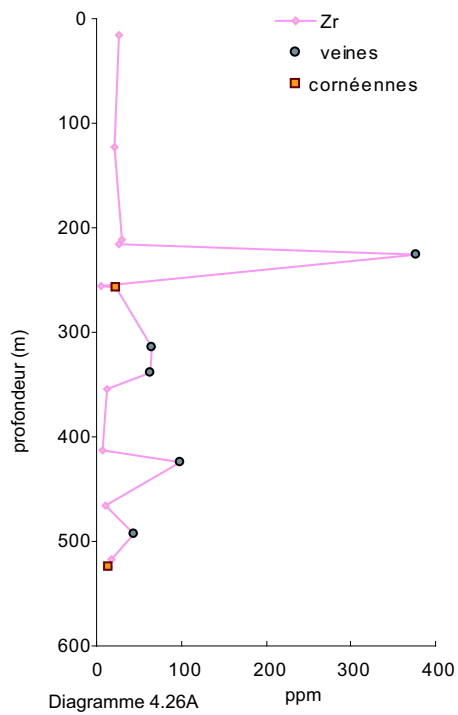


FIG. 4.26 – Profils stratigraphiques à travers ATS 19. Les veines de quartz ne montrent pas toutes les mêmes enrichissements.

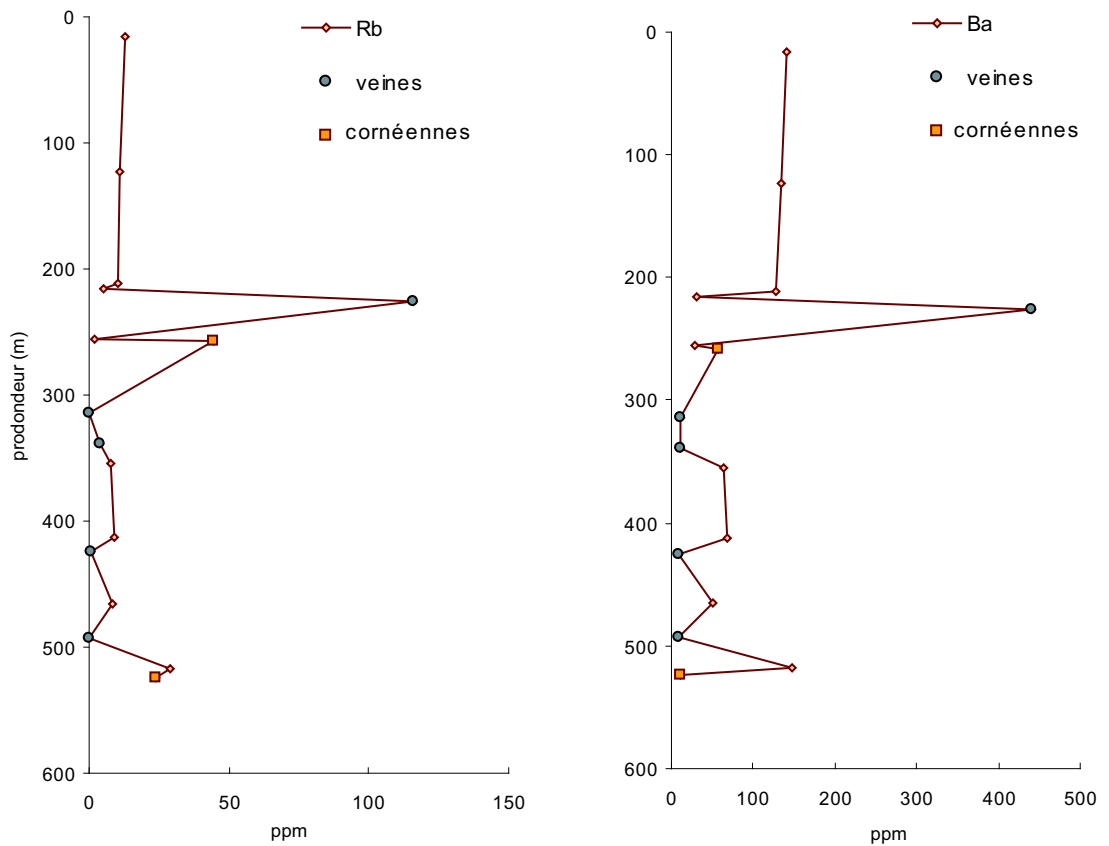


FIG. 4.27 – Profils stratigraphiques à travers ATS 19. Toutes les veines hydrothermales sont particulièrement pauvres en Rb et Sr à l'exception de la veine ATS 19-5, qui est enrichie plus de dix fois par rapport aux roches cumulatives.

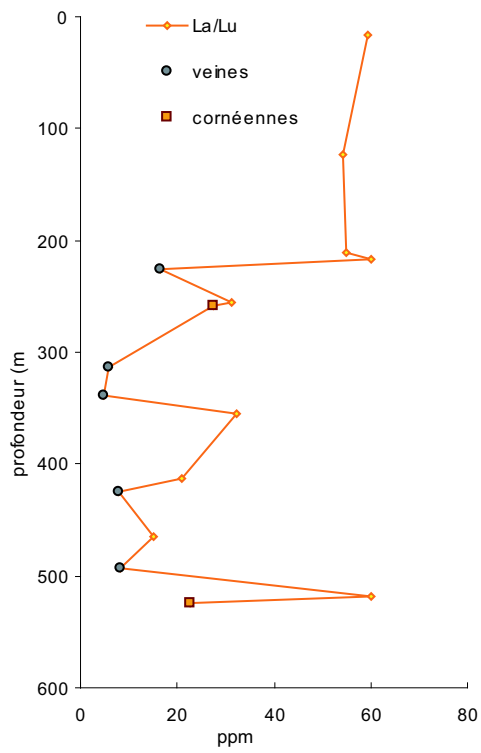
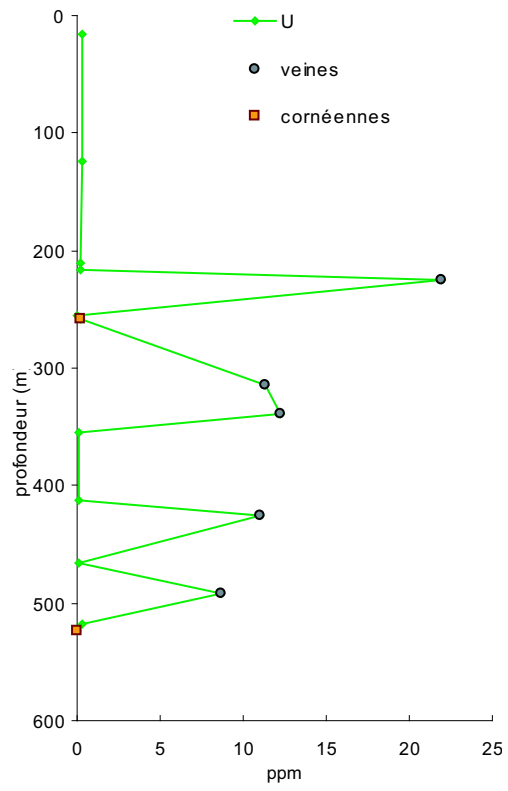
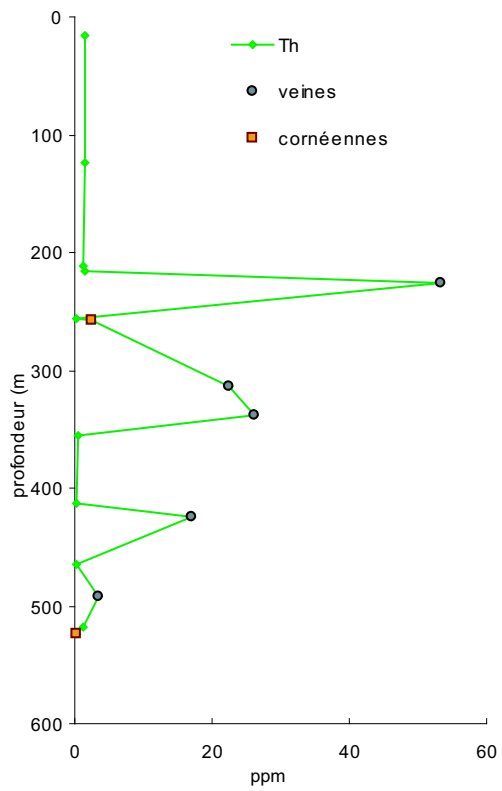


FIG. 4.28 – Profils à travers ATS 19. Les veines sont toutes riches en U et Tu par rapport aux roches cumulatives. De plus, elles présentent des rapports LREE/HREE qui sont inférieurs.

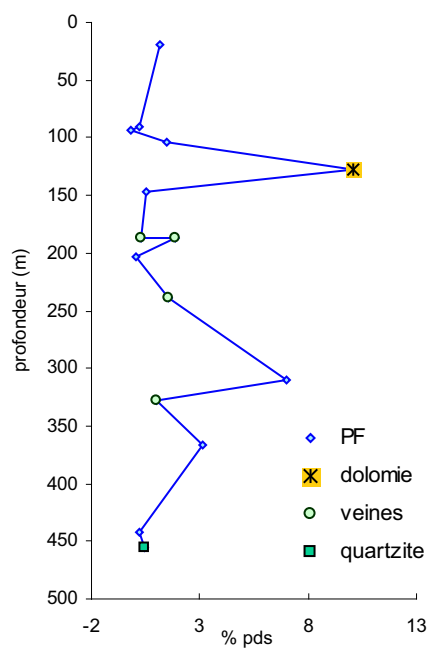
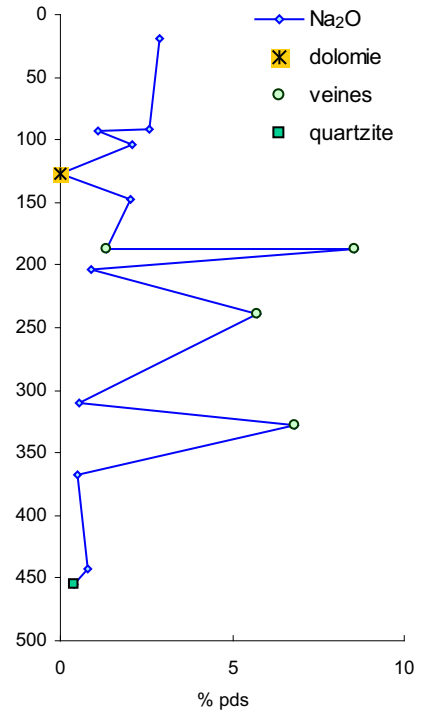
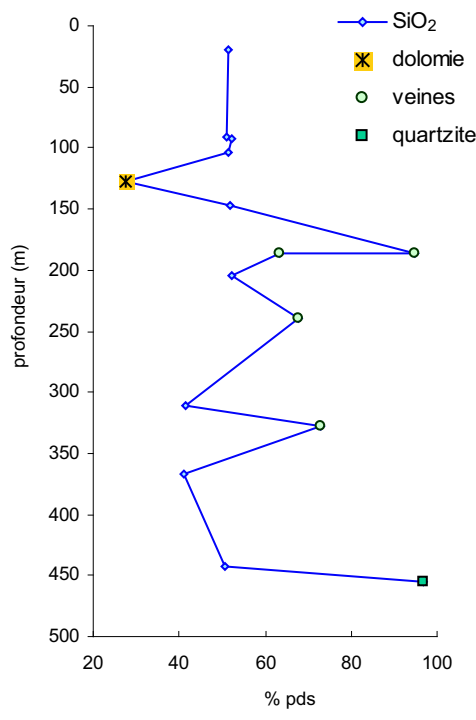


FIG. 4.29 – Profils stratigraphiques à travers AMK 28.

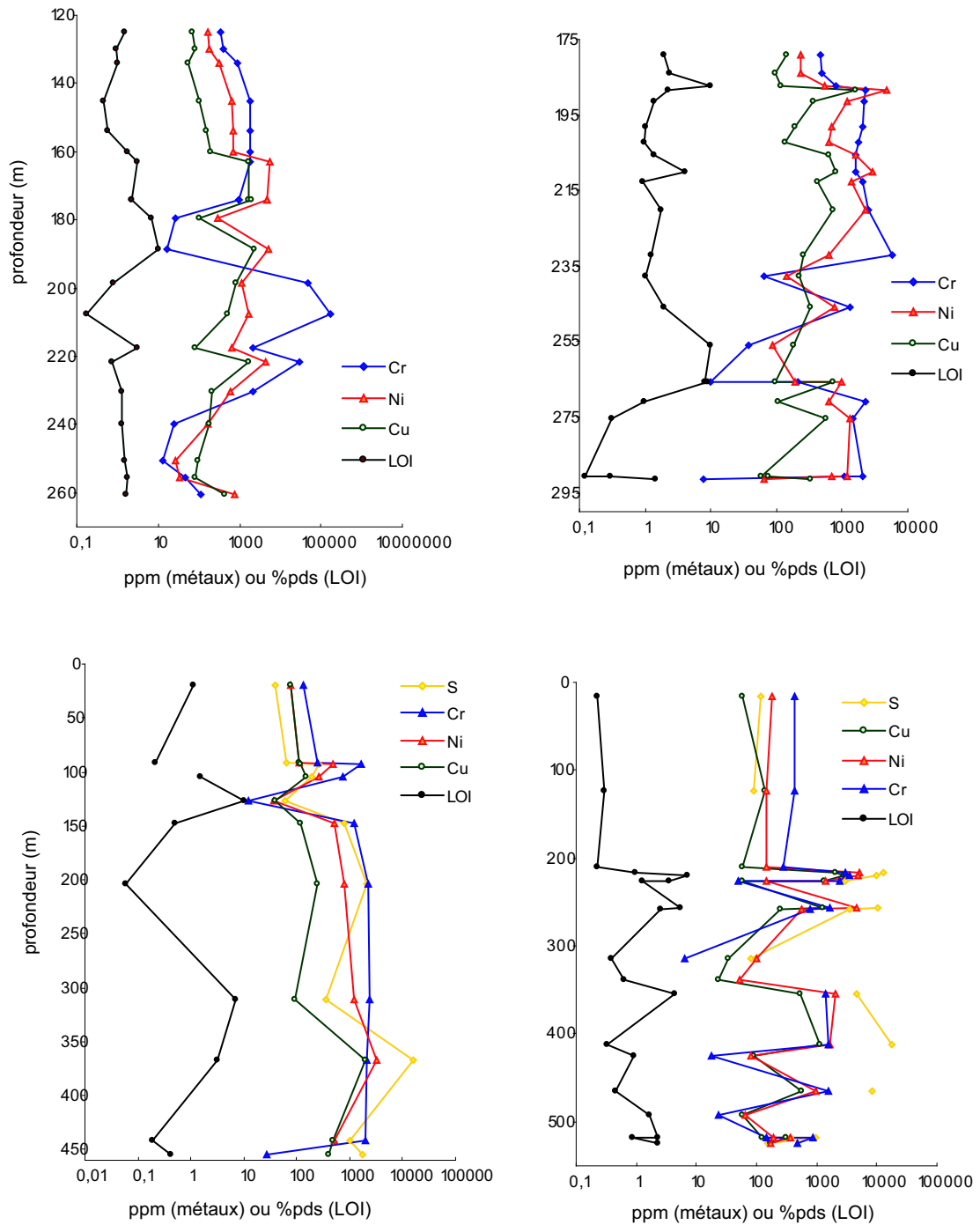


FIG. 4.30 – Profils à travers les quatre forages étudiés. On constate que la perte au feu et les teneurs en métaux montrent des correspondances.

Pétrographie et géochimie élémentaire du Platreef : résumé et conclusions

Les échantillons de Sandsloot témoignent d'une forte assimilation de la roche encaissante, la dolomie de Malmani. Ces sédiments calco-silicatés, sous forme de xénolithes ou bien massivement mélangés au magma, ont subi un métamorphisme thermique qui les a transformés en olivines et pyroxènes. On distingue aisément ces minéraux des phases purement magmatiques par leur pauvreté en Cr et Ni, ainsi que par leur richesse en Al dans le cas des pyroxènes. Les fluides, principalement CO₂ et H₂O, ont été expulsés lors du métamorphisme et ont pu initier un phénomène d'auto-altération s'étant traduit par la serpentinitisation des minéraux ferro-magnésiens. La quantité de serpentine présente dans certains échantillons implique cependant l'intervention de fluides aqueux d'origine extérieure.

Les sulfures sont connus pour leur propension à concentrer les métaux. L'étude des forages ATS et AMK indique que les concentrations en S, Ni, Cr et Cu sont effectivement liées, bien que de manière erratique. Le soufre semble provenir principalement des xénolithes carbonatés, que ce soit par diffusion, formation d'une phase immiscible ou remobilisation. Les minéralisations apparaissent donc fortement influencées par la contamination calco-silicatée. Il faut cependant noter que les teneurs en soufre sont liées à la perte au feu de façon parfois positive, parfois négative. Les processus de concentration sont donc multiples.

Grâce à la pétrographie des échantillons et à des indices géochimiques comme l'anomalie en Eu, on peut définir une continuité entre les deux carottes de forage d'Overysel, OY 28 et OY 47. L'alignement ainsi mis en évidence est compatible avec le pendage déterminé sur ce site. Deux échantillons d'Overysel (OY 28-14 et OY 47-14) témoignent d'une influence dolomitique par la richesse en Al de leurs pyroxènes. Ces deux cumulats correspondent à un même niveau magmatique. Sur le site d'Overysel, la portion inférieure du

Platreef a subi une contamination par l'encaissant granitique, probablement par le biais de liquides de fusion partielle. Par ailleurs, différents éléments tels Rb, Ba, Th, U, Zr, Hf, Ta, Nb définissent des zones d'enrichissement qui, elles, ne correspondent pas au pendage des horizons magmatiques mais à des niveaux horizontaux. Les indices d'altération relevés suggèrent qu'il s'agit de couloirs ayant canalisé des circulations de fluides métamorphiques. Dans la mesure où nos échantillons proviennent de forages, il n'est pas possible de déterminer si les zones de circulations intenses correspondent à des fractures dans la masse des cumulats. Les modalités de la circulation des fluides seront précisées, notamment grâce à l'étude des isotopes stables. Les analyses de veines à quartz et feldspath échantillonnées à Turfspruit et Macalakaskop confirment que les fluides étaient porteurs, à des teneurs variables, de Rb, Ba, Th, U, Zr, Hf, Ta et Nb.

4.6 Isotopie radiogénique sur le Platreef

Les systèmes isotopiques radiogéniques que nous avons utilisés dans notre étude du Platreef sont les systèmes Rb-Sr et Sm-Nd. Les protocoles expérimentaux ainsi que les paramètres de calculs (composition du traceur, données concernant UR et CHUR, modèle du spectromètre, etc) sont précisés au chapitre II "Protocoles expérimentaux de routine".

4.6.1 Justesse et reproductibilité des données

Au cours des analyses qui ont eu lieu entre 2001 et 2004, le standard utilisé pour la spectrométrie du Sr était le NBS 987. Les 12 mesures qui ont été réalisées sur ce standard en même temps que les analyses de nos échantillons ont donné un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyen de 0,712248 (écart-type : 0,000012). Les standards Nd utilisés au cours de ces trois ans ont été JNdi et AMES R. Les 10 mesures isotopiques réalisées sur AMES R ont donné pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ une valeur moyenne de 0,577968 (écart-type : 0,000008). JNdi n'a été analysé que 2 fois et a donné des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512119 et 0,512104.

Quelques échantillons ont subi deux fois l'intégralité du processus, depuis l'attaque acide jusqu'au passage au spectromètre de masse, ce qui permet de tester la reproductibilité des analyses. Les résultats sont donnés dans les Tabs. 4.1 et 4.2. On constate que les erreurs concernant les mesures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aussi bien que $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ excèdent légèrement l'erreur interne du spectromètre. Les disparités entre deux analyses du même échantillon restent inférieures à 0,000073 pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et inférieures à 0,000082 pour $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Les variations entre échantillons ne seront donc considérées comme significatives que si elles sont supérieures à ces valeurs.

Le tableau complet des résultats obtenus sur les échantillons figure en Annexe G. Les concentrations en Sm, Nd, Rb et Sr des échantillons, nécessaires au calcul des rapports isotopiques initiaux, y sont également reportées. Une vision synthétique est donnée dans le Tab. 4.3. Les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont recalculés à 2,05 Ga, l'âge de formation du complexe du Bushveld d'après Walraven et al. (1990). Si les calculs sont effectués pour l'âge de 2,058 Ga donné par Buick et al. (2001), les résultats ne varient pas sensiblement. Les valeurs calculées pour le "réservoir uniforme" (UR) à 2,05 Ga sont les suivantes :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR } 2,05} = 0,702130 \quad \text{et} \quad ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR } 2,05} = 0,431035$$

Les données isotopiques du Nd sont reportées sous forme de ϵ Nd, sachant que :

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR } 2,05} = 0,509984$$

TAB. 4.1 – Résultats obtenus en isotopie Rb-Sr sur les échantillons doublés. Les incertitudes indiquées sont l'erreur interne du spectromètre de masse. L'incertitude sur ϵ Sr qui est due à l'erreur sur la mesure spectrométrique est négligeable par rapport à celle qui est liée à la détermination des concentrations en Rb et Sr. Ces mesures effectuées à l'ICP-MS sont précises à 5% près.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mesuré}}$	ϵ Sr
OY 47-1 (1)	$0,721380 \pm 16$	109,8
OY 47-1 (2)	$0,721367 \pm 74$	109,6
OY 47-2 (1)	$0,716105 \pm 19$	95,8
OY 47-2 (2)	$0,716159 \pm 15$	96,6
OY 47-18 (1)	$0,721217 \pm 16$	184,2
OY 47-18 (2)	$0,721201 \pm 18$	183,9

TAB. 4.2 – Résultats obtenus en isotopie Sm-Nd sur les échantillons doublés. Les incertitudes indiquées sont l'erreur interne du spectromètre de masse. Les concentrations en Sm et Nd sont connues précisément car déterminées par dilution isotopique. La précision sur les ϵ Nd n'est donc limitée que par la qualité des mesures spectrométriques.

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ Nd
OY 28-12 (1)	$0,511241 \pm 11$	-7,51
OY 28-12 (2)	$0,511274 \pm 8$	-6,87
OY 47-1 (1)	$0,511621 \pm 11$	-8,19
OY 47-1 (2)	$0,511567 \pm 40$	-9,25

TAB. 4.3 – Tableau synthétique des données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd.

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm) D.I.	Nd (ppm) D.I.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 2,05 Ga	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 2,05 Ga	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Sr} 2,05 Ga	ϵ_{Nd} 2,05 Ga
OY28-1	35,0	261	1,31	5,88	0,704	0,400	0,5113	0,1344	28	-8,8
OY28-2	21,8	251	1,24	5,53	0,711	0,259	0,5114	0,1352	121	-7,8
OY28-12	48,6	350	1,42	7,04	0,754	0,416	0,5113	0,1215	735	-6,9
OY28-15A	0,04	14,4	0,95	3,78	0,711	0,009	0,5116	0,1528	120	-8,4
OY28-17	16,9	95,8	1,88	6,60	0,720	0,527	0,5119	0,1717	247	-7,1
OY28-18B	41,4	292	1,52	5,72	0,728	0,424	0,5118	0,1605	368	-7,6
OY28-19	35,4	830	1,63	8,98	0,719	0,127	0,5110	0,1096	235	-9,5
OY47-1	35,6	267	1,27	5,05	0,710	0,398	0,5116	0,1522	110	-8,2
OY47-2	20,4	236			0,709	0,258			97	
OY47-8B	15,4	159	1,51	5,99	0,718	0,289	0,5117	0,1524	227	-7,3
OY47-9	7,9	15,4	1,04	4,30	0,709	1,535	0,5115	0,1524	95	-8,5
OY47-10	0,6	14,8	2,20	9,11	0,715	0,117	0,5116	0,1457	180	-6,7
OY47-12	16,3	108	1,18	4,21	0,718	0,452	0,5120	0,1695	230	-6,2
OY 47-14	1,8	14,6	1,94	6,55	0,715	0,368	0,5120	0,1795	185	-8,4
OY47-18	40,6	570	1,13	7,65	0,715	0,212	0,5108	0,0889	184	-7,5
OY47-19	8,7	278	3,41	14,27	0,702	0,093	0,5115	0,1444	-7	-8,5
AMK 28-1	30,5	281			0,707	0,323			73	
AMK 28-2	13,7	285			0,708	0,143			77	
AMK 28-9	13,2	109			0,705	0,360			47	
ATS 19-9	0,1	12,8			0,718	0,023			222	
ATS 19-13	0,6	22,9			0,716	0,078			203	
PP1	22,1	277			0,710	0,238			117	
PP7	6,5	44,9	1,17	4,79	0,714	0,432	0,5116	0,1474	165	-7,0
PP12	4,6	155	0,84	3,50	0,713	0,089	0,5116	0,1447	148	-7,4
PP15	13,0	19,7			0,718	1,98			230	
PP20	1,9	17,4	1,97	7,78	0,711	0,326	0,5117	0,1533	132	-7,2
TG03 (dol)	2,4	687	1,26	6,67	0,704	0,010	0,5112	0,1142	24	-6,9
TG04 (a)			2,00	15,53			0,5109	0,0778		-3,1
TG05 (a)			1,72	7,43			0,5124	0,1399		9,3
TG06 (a)			2,47	6,20			0,5122	0,2318		-20,6

4.6.2 Diagrammes isochrones : la conservation des systèmes radiogéniques

La Fig. 4.31 présente le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les échantillons que nous avons analysés. Les droites de référence qui sont reportées sont des isochrones hypothétiques correspondant à un âge de 2,05 Ga et à des rapports initiaux de 0,708 et 0,712. Les échantillons d'Overysel apparaissent plus largement dispersés que ceux de Sandsloot. Les analyses effectuées sur les cumulats de Macalacaskop et les veines de Turfspruit se trouvent dans la gamme définie par les échantillons d'Overysel, mais leur faible nombre ne permet pas d'interprétation poussée. La Fig. 4.32 reprend les cinq analyses que nous avons réalisées sur les échantillons de Sandsloot et permet de les comparer aux données que Harris et Chaumba (2001) ont acquises sur une plus large sélection d'échantillons. Bien que les analyses de ces auteurs semblent se grouper autour d'une droite de référence dont le rapport initial serait légèrement inférieur, elles montrent également que le système Rb-Sr a été peu perturbé à Sandsloot.

Les résultats obtenus sur le système Sm-Nd sont reportés dans la Fig. 4.33. Le système Sm-Nd, bien qu'il ne soit pas resté parfaitement fermé, a tout de même été relativement bien préservé à Overysel comme à Sandsloot. La droite de régression tracée à travers les points d'Overysel est une isochrone de rapport initial $0,50948 \pm 0,00018$ correspondant à un âge de 2166 ± 190 Ma. En appliquant la méthode de Fletcher et Rosman (1982) destinée à réduire l'incertitude sur le calcul d' ϵ Nd, on obtient $\epsilon \text{ Nd} = -6,8 \pm 1,5$.

Le système Rb-Sr étant très sensible aux circulations de fluides, sa préservation à Sandsloot indique qu'il n'a pas été soumis à de fortes perturbations tardives. À Overysel, le système a subi plus de modifications. Deux des échantillons présentent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ particulièrement élevé. Il s'agit d'OY 28-12, une anorthosite altérée, et d'OY 28-18B, un échantillon hétérogène composé d'un lit d'anorthosite pris entre deux unités pyroxénitiques. Ces fragments de cumulat ont probablement subi une contamination par un composant radiogénique. L'échantillon OY 47-9, bien qu'il ait des rapports fortement radiogéniques, est reporté entre les deux isochrones de référence et n'a pas dû subir de perturbation depuis le refroidissement de l'intrusion. La forte perte au feu de cet échantillon suggère qu'il soit de nature au moins partiellement dolomitique. Certains échantillons de l'encaissant calco-silicatés sont très radiogéniques : ainsi, PP15 a un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7750 (voir Fig. 4.32). Les granites ont également de très forts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. OY 47-9 a probablement subi une contamination avant le refroidissement de l'intrusion, par exemple à cause d'une enclave d'encaissant.

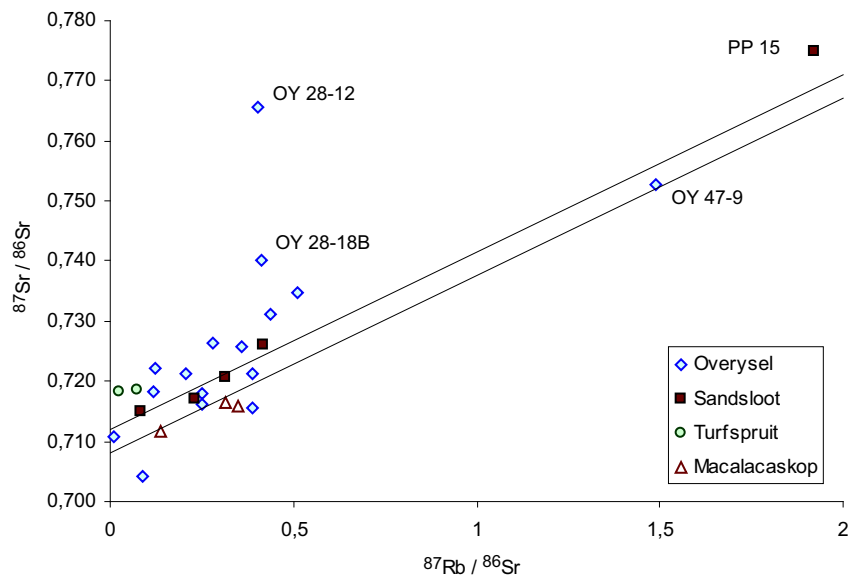


FIG. 4.31 – Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour nos échantillons. Les droites sont les isochrones calculées pour des rapports initiaux de 0,708 et 0,712 et un âge de 2,05 Ga.

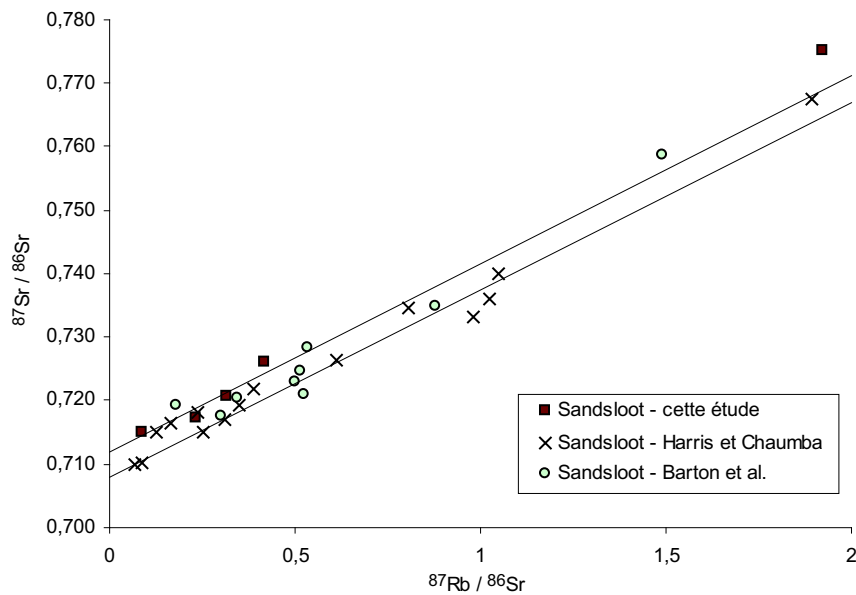


FIG. 4.32 – Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour les échantillons de Sandsloot. Les 5 échantillons que nous avons analysés sont les mêmes qu'en Fig. 4.31. Les autres proviennent de l'étude de Harris et Chaumba (2001) et de celle de Barton et al. (1986).

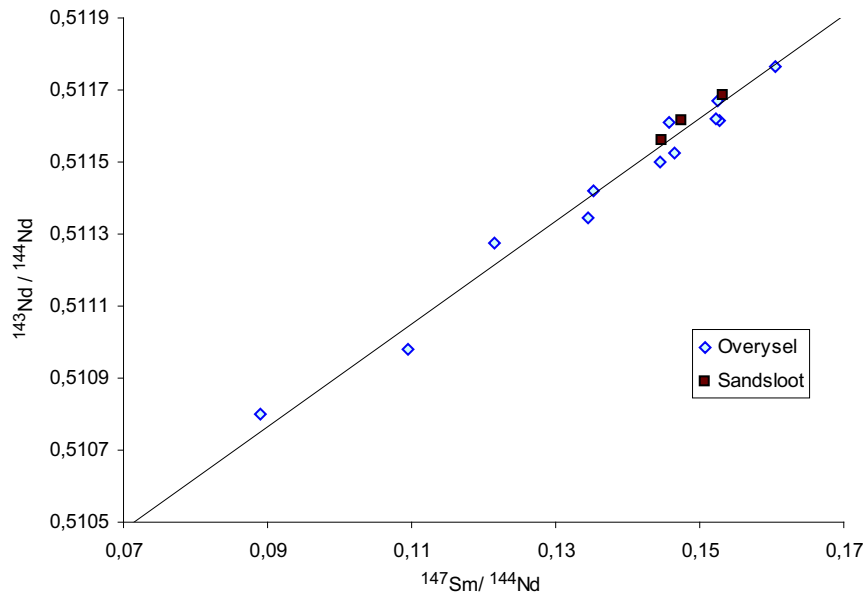


FIG. 4.33 – Diagramme $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour nos échantillons. La droite de référence correspond à un âge de 2,05 Ga et à un rapport initial de 0,50948 ($\epsilon\text{Nd} = -6,8 \pm 1,5$).

Comme on l'a vu au Chapitre I (Fig. 1.5), les rapports initiaux du Sr peuvent caractériser certaines zones du Bushveld. Même si l'on exclut les valeurs extrêmes, la gamme recouverte par nos échantillons va de 0,705 à 0,720, ce qui outrepassé largement vers les valeurs hautes les données publiées sur le centre de l'intrusion (de 0,704 à 0,709). Les rapports initiaux du Sr au Platreef sont très influencés par des phénomènes de contamination qui ne sont pas représentatifs du reste de l'intrusion. Ils ne peuvent donc être utilisés pour replacer cette formation dans la stratigraphie. En ce qui concerne les données isotopiques sur le système Sm-Nd, on peut constater que nos échantillons (ϵNd de $-6,2$ à $-9,5$) recouvrent une gamme plus négative, et donc de caractère plus crustal, que les données qui ont été publiées par Maier et al. (2000) sur une zone centrale de l'intrusion (ϵNd de $-5,1$ à $-7,6$). Encore une fois, on ne peut utiliser ces mesures pour déterminer des affinités entre le magma parental du Platreef et une zone définie du complexe du Bushveld.

Un faisceau d'indices pétrographiques et géochimiques suggère que le Platreef a été parcouru par un ou plusieurs fluides. Une étude des isotopes stables a été réalisée afin d'éclaircir l'importance et les modalités de ce processus.

4.7 Isotopes stables

4.7.1 Hydrogène

Résultats et tests de validité

Les données acquises sur les isotopes stables peuvent être consultées en Annexe C. L'hydrogène est extrait et analysé selon les protocoles indiqués au Chapitre II. Contrairement à la majeure partie des échantillons, qui ont subi une fusion, une partie des veines à quartz et feldspath a été chauffée au décapeur thermique afin de n'extraire que les fluides contenus dans les inclusions. Cette méthode peut provoquer des fractionnements dans certains cas (minéraux contenant du fer, présence de CH_4) qui ne concernent pas l'extraction d'eau dans du quartz.

Nous avons analysé sous forme de poudres de roches totales les échantillons magmatiques provenant de différents sites du Platreef : Overysel, Turfspruit et Macalacaskop. Des données concernant Sandsloot ont déjà été publiées par Harris et Chaumba (2001). Certains échantillons analysés se distinguent par leur nature particulière : veines hydrothermales, serpentinites, biotites triées à partir des broyats. Quelques fragments d'encaissants (quartzites, cornéennes) ont également été analysés. Les cumulats du forage de Bellevue ont subi la même procédure d'extraction de l'hydrogène et permettront une comparaison entre les caractéristiques du Platreef et celles du centre de l'intrusion du lobe Nord. De plus, afin de fournir un point de comparaison avec une zone de bordure d'intrusion qui ne soit pas le Platreef, nous avons analysé des portions de la Lower Zone prélevés à Olifant Trough (voir Fig. 1.3). Ces échantillons nous ont été donnés par le P^r Grant Cawthorn de l'Université de Witswatersrand. Une description pétrographique complète de cet affleurement est donnée par Cameron, 1978.

Les standards aqueux utilisés pour la calibration du spectromètre sont les eaux CTMP ($\delta\text{D} = -9\text{‰}$) et DML ($\delta\text{D} = -300\text{‰}$). Le standard de silicate est une muscovite d'Arunta (Australie) qui contient environ 4,1% pds H_2O et dont le δD a été calibré à -42‰ vis-à-vis du standard international NBS 30. Elle a subi une dizaine d'extractions au cours de ces manipulations. Ces analyses ont donné une moyenne de 3,9% pds H_2O (écart-type 0,2) et de $\delta\text{D} -43\text{‰}$ (écart-type 6,3). Les tableaux de résultats obtenus sur le standard silicaté et sur les duplicats d'échantillons sont disponibles en Annexe C. Les erreurs maximales sont d'environ 15%, aussi bien sur les mesures isotopiques que sur les teneurs en eau. Cette incertitude peut être liée aux manipulations mais aussi à la faible quantité de poudre utilisée lors de chaque extraction (100 mg), qui peut ne pas toujours assurer une parfaite représentativité de

l'échantillon, surtout si la teneur en eau est faible.

Pour chaque échantillon, on détermine la composition isotopique de l'hydrogène mais aussi la teneur en eau, grâce à l'intensité du signal sur le collecteur du spectromètre de masse rapportée à la quantité de poudre utilisée. La Fig. 4.34 présente, pour chaque échantillon, la teneur en eau ainsi déterminée en fonction de la perte au feu (PF) mesurée lors de la calcination préliminaire à l'analyse par ICP-AES.

La PF est généralement considérée comme un indicateur peu fiable de la teneur en eau. En effet, elle est parfois biaisée vers la sous-estimation car la calcination occasionne l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} et donc un gain en oxygène. La PF négative de l'échantillon AMK 28-3 (-0,22) peut probablement être imputée à ce phénomène. La PF peut également donner des résultats fortement surestimés si l'échantillon contient des éléments volatils autres que l'eau, le plus souvent du CO_2 provenant de la décomposition des carbonates. Les mesures de teneur en eau effectuées par extraction de l'hydrogène ne sont pas sensibles à ces paramètres. Par contre, elles peuvent être influencées

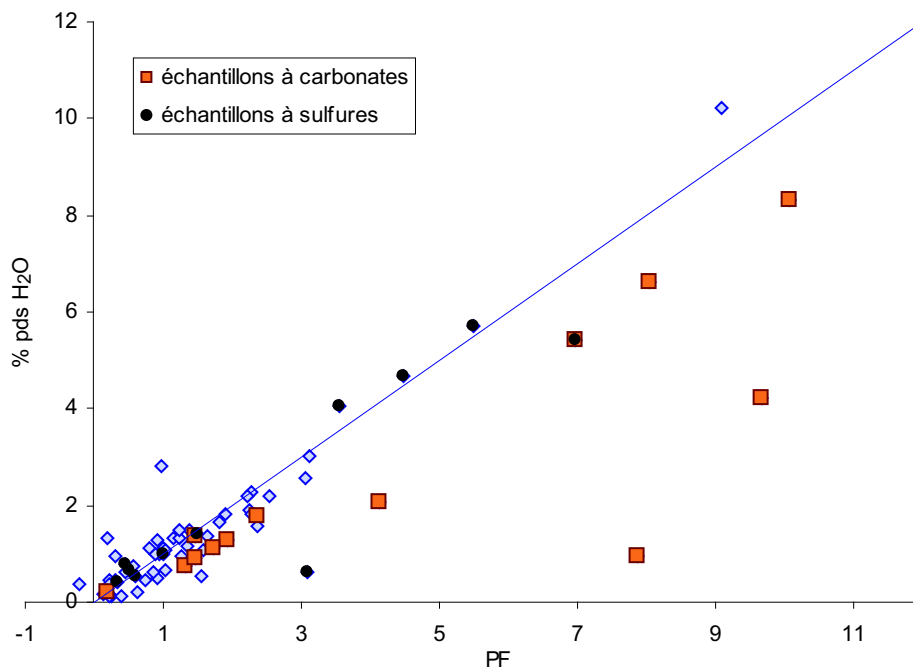


FIG. 4.34 – Comparaison entre la mesure de la teneur en eau et la perte au feu pour les échantillons du Platreef OY, ATS et AMK. Les échantillons contenant des carbonates et ceux qui contiennent des sulfures sont distingués des autres par un figuré spécial.

par la présence de soufre, qui induit la formation de H_2SO_4 lors du chauffage de l'échantillon par réaction entre SO_2 et H_2O . Cette espèce n'étant pas oxydée dans le four à cuivre, elle cause une perte en hydrogène ainsi qu'un fractionnement isotopique. Pour l'analyse des échantillons contenant des sulfures, nous avons suivi les recommandations de Vennemann et O'Neil (1993) qui préconisent un chauffage lent et progressif afin d'inhiber la formation de SO_2 . La Fig. 4.34 regroupe l'intégralité des données acquises sur les différents sites du Platreef. Les poudres ont été testées à l'HCl afin de déterminer la présence de carbonates. La présence de sulfures est détectée par simple observation des échantillons, aussi bien sous leur forme macroscopique que sous forme de broyats et de lames minces. Sur le diagramme, les échantillons sulfurés et carbonatés sont distingués par un figuré spécial. Les données sont globalement bien groupées autour de la droite 1 :1. Les informations données par la PF et la quantité d'hydrogène extrait sont donc cohérentes. Quelques échantillons se trouvent au-dessous de cette droite, ce qui signifie que leur PF est supérieure à la teneur en eau mesurée sur le spectromètre. La totalité de ces roches se révèle contenir des carbonates, à l'exception d'AMK 28-9, qui est porteur de sulfures pouvant se trouver à l'origine d'une rétention de l'hydrogène lors de l'extraction. En raison du possible fractionnement qui accompagne cet effet, la valeur de δD de cet échantillon sera à considérer avec précaution. Seul un échantillon se place de manière significative au dessus de la droite 1 :1. Il s'agit d'OY 28-6A dont la PF est de 0,96% alors que l'estimation de la teneur en eau par extraction de l'hydrogène est de 2,8%. Or, cette pyroxénite à plagioclase contient moins de 10% de Fe_2O_3 . Même si l'intégralité du fer était originellement sous forme Fe^{2+} , l'oxydation ne suffirait pas à expliquer une différence supérieure à 1% dans l'estimation de la teneur en eau. On peut incriminer une erreur de pesée lors de la préparation à l'analyse en fluorescence X.

Prépondérance des phases d'altération sur la valeur du δD

La Fig. 4.35 présente le δD de chaque échantillon en fonction de sa teneur en eau déterminée par l'intensité du signal sur le collecteur du spectromètre de masse. Les échantillons magmatiques du Platreef OY, SS, ATS et AMK sont regroupés sous le même figuré afin de comparer leur ensemble à celui des échantillons de nature et/ou d'origine différentes. Ainsi qu'on l'a présenté au Chapitre III, les cumulats de Bellevue ont des teneurs en H_2O très faibles, inférieures à 0,7%, et leurs δD , compris entre -117 et -40‰ , s'inscrivent dans une gamme magmatique (Schiffries et Rye, 1990 ; Mathez, 1994). Cette gamme est très semblable à celle qui est définie par les inclusions fluides, qui fournissent des teneurs en eau inférieures à 0,3% et des δD répartis entre -116

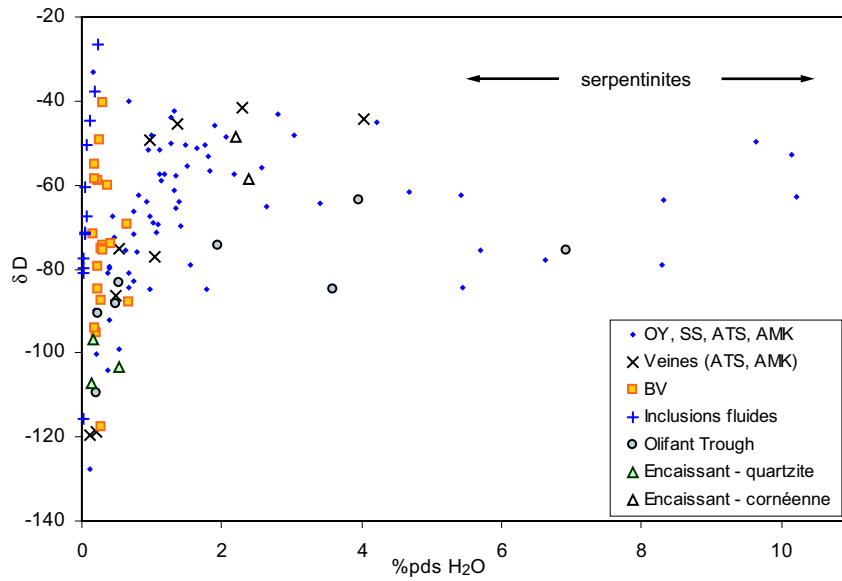


FIG. 4.35 – δD en fonction de la teneur en eau pour chaque échantillon. Les valeurs pour Sandsloot viennent de l'étude de Harris et Chaumba (2001).

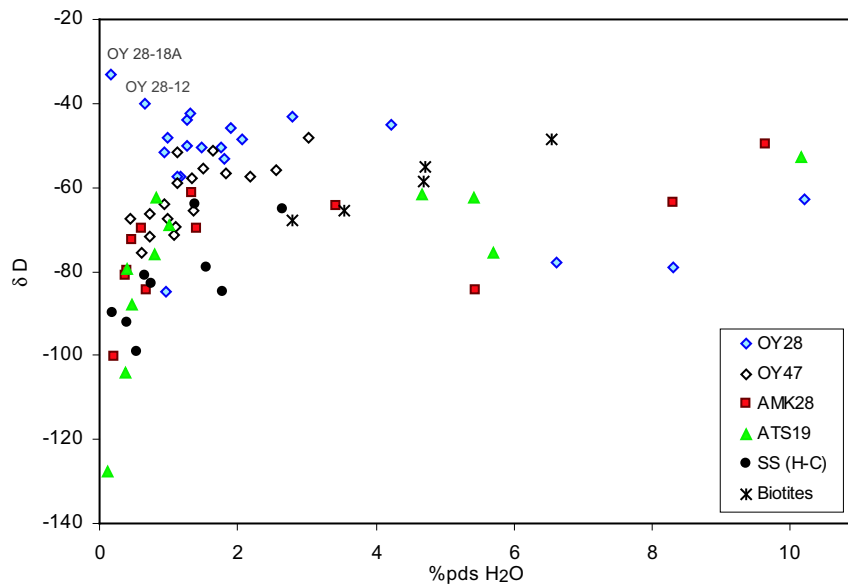


FIG. 4.36 – δD en fonction de la teneur en eau pour les échantillons du Platreef. Les mesures concernent des roches totales à l'exception des valeurs obtenues sur les biotites.

et -27‰ . Parmi les échantillons du Platreef, ceux qui sont très pauvres en eau recouvrent un spectre de δD similaire, très étendu bien qu'on y note une large majorité de valeurs inférieures à -65‰ . Par contre, tous les échantillons contenant plus de $1,5\%$ H_2O possèdent des δD supérieurs à -85‰ . Parmi les veines à quartz et feldspath, celles qui ont été analysées par fusion des roches totales et non pour les inclusions fluides présentent une relation nette entre l'accroissement de la teneur en eau et l'augmentation des δD , depuis -120‰ pour des teneurs proches de $0,2\%$ H_2O jusqu'à -40‰ pour des teneurs en H_2O supérieures à 2% . Les échantillons d'Olifant Trough, quant à eux, suivent la tendance définie par ceux du Platreef. Les trois fragments d'encaissant quartzitique prélevés à Macalacaskop sont pauvres en eau et présentent des δD proches de -100‰ tandis que les deux cornéennes, qui sont des xénolithes de la carotte de Turfspruit, ont plus de 2% d'eau et des δD de -49 et -59‰ .

Parmi les cumulats, on peut donc distinguer d'une part les échantillons ne présentant aucun indice d'interaction significative avec des fluides, et d'autre part ceux qui ont été influencés par de telles circulations. Les premiers montrent une forte variabilité de δD (de -130 à -27‰) et des concentrations en eau très faibles, proches de $0,5\%$, tandis que les autres, dont l'isotopie de l'hydrogène ne témoigne pas d'un équilibre à haute température avec des silicates, présentent une gamme de δD plus élevée et plus serrée (de -85 à -40‰ environ) pour des concentrations en eau pouvant dépasser 10% .

La Fig. 4.36 est identique à la Fig. 4.35 sinon que seuls les échantillons du Platreef sont représentés. Les valeurs obtenues sur des biotites triées ont aussi été reportées tandis que les autres mesures portent sur des poudres de roches totales. À l'exception de deux échantillons qui sont OY 28-12 et OY 28-18A, il apparaît que toutes les roches pauvres en eau ont des δD très négatifs, qui entrent dans la gamme que nous avons interprétée comme magmatique, définie par Bellevue et les inclusions fluides. Plus le $\%\text{H}_2\text{O}$ augmente, plus les δD semblent dominés par des phases d'altération de composition isotopique peu variable. Les biotites, elles, présentent des valeurs allant de -49 à -68‰ . Les cumulats dont la teneur en eau atteint 8 à 10% sont constitués en très large majorité de serpentine et possèdent des δD compris dans la gamme -50 à -80‰ . De manière globale, les δD des serpentines sont inférieurs à ceux des biotites. Les serpentines s'étant formées à plus basse température, leur fractionnement isotopique vis-à-vis du fluide doit être plus fort. Les biotites auraient donc un δD plus proche de celui du fluide que les serpentines. Il est également possible que la composition chimique et isotopique du (des) fluide(s) ait été variable au cours du temps, ainsi que le rapport fluide/roche.

4.7.2 Oxygène

Standards et duplicats

Les critères de qualité d'une analyse sont détaillés au Chapitre II, section 2.5.1. Au cours des trois ans qu'a duré notre étude, la stabilité et la reproductibilité des résultats ont pu être vérifiées grâce à une centaine d'analyses du standard MQ (Murchinson Quartz), à raison de 2 MQ pour chaque série de 6 échantillons et de quelques séries complètes de standards. Sur la centaine d'analyses de standards, 95% ont donné la valeur attendue à 0,4‰ près. La qualité des résultats obtenus sur ces standards est certainement inférieure à celle des mesures concernant les échantillons. En effet, les tubes de nickel ayant contenu des échantillons dont les valeurs isotopiques ou les rendements de gaz se sont révélés anormaux sont généralement testés et nettoyés par une extraction d'oxygène sur le standard. Il faut noter que la plupart des problèmes pouvant se manifester au cours des manipulations sont propres à chaque extraction d'oxygène : étanchéité du tube de nickel, attaque de l'échantillon, conversion de l'O₂ en CO₂... Les anomalies concernant l'ensemble de la rampe (étanchéité, saturation du piège KBr, chauffage du graphite, etc) sont beaucoup plus rares et peuvent souvent être détectées avant le début des manipulations. C'est pourquoi les standards sont généralement plus utiles pour tester la fiabilité individuelle des tubes de nickel dans lesquels se font les attaques que pour assurer la qualité globale d'une série d'analyse. De nombreux duplicats ou triplicats ont donc été réalisés, notamment sur les échantillons qui présentent des valeurs sortant de la gamme normale. On peut consulter les résultats dans les tableaux récapitulatifs de l'Annexe C. L'écart entre deux analyses portant sur le même échantillon atteint rarement 1‰. Il est généralement proche de 0,4 - 0,5‰. Il faut noter que la reproductibilité est probablement meilleure que ne le laissent penser ces résultats car les analyses ne sont généralement dupliquées que dans le cas où la première donnée semble douteuse.

Les couples pyroxène-plagioclase et leur équilibre isotopique

La Fig. 4.37 présente le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ plagioclase vs $\delta^{18}\text{O}$ pyroxène dont le mode d'interprétation est expliqué en Chapitre III, paragraphe 3.5. Les valeurs attendues pour des minéraux qui seraient en équilibre avec le manteau sont représentées, ainsi que les données obtenues sur Bellevue. Sur le diagramme figurent en outre quelques données acquises sur des échantillons de Clapham, qui appartiennent à la Lower Zone et à la Marginal Zone du lobe oriental, en bordure de l'intrusion (voir Fig. 1.3).

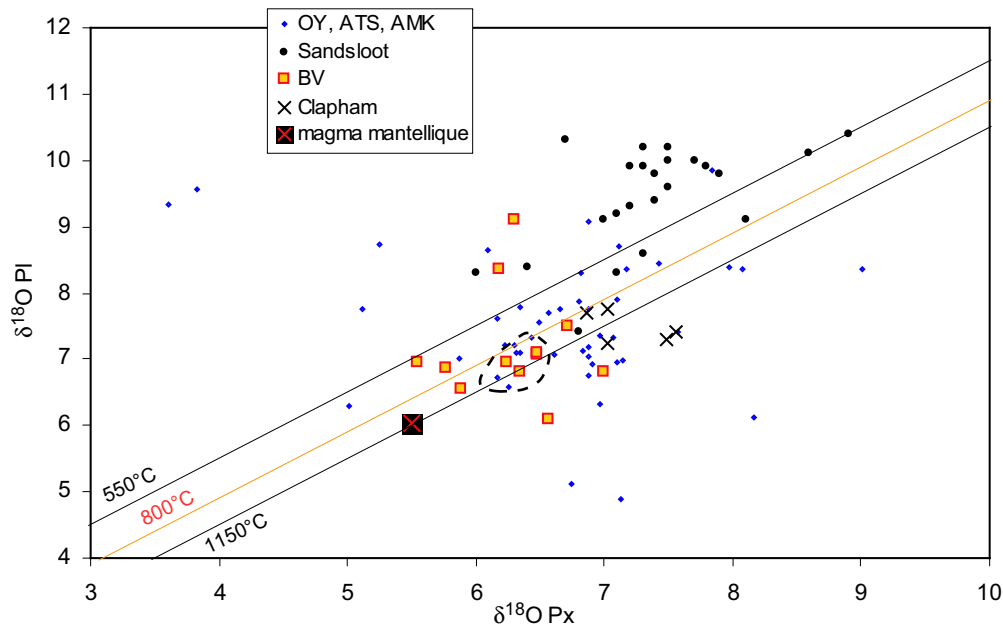


FIG. 4.37 – $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ pour tous les échantillons que nous avons analysés. Les valeurs de Sandsloot proviennent du travail de Harris et Chaumba (2001). Le carré noir symbolise l'emplacement d'un couple de minéraux qui serait en équilibre avec un magma mantellique. La zone cerclée de pointillés figure le champ global de la Rustenburg Layered Suite.

Les données acquises sur le site de Bellevue se regroupent pour la plupart à proximité de la droite d'équilibre magmatique à 1150°C, déterminée à l'aide des coefficients de Chiba et al. (1989). Comme il est discuté au Chapitre IV, ces échantillons témoignent d'interactions fluides-roches peu intenses, voire inexistantes, et d'une contamination par une source crustale. Par rapport aux échantillons de la Main Zone, les couples pyroxène-plagioclase de Sandsloot indiquent un équilibre à des températures plus basses, inférieures à 500°C, et sont décalés vers des valeurs isotopiques plus élevées. Harris et Chaumba (2001) ont calculé qu'elles pouvaient être atteintes par une assimilation supplémentaire d'environ 20% de dolomie.

Les $\delta^{18}\text{O}$ que nous avons mesurés sur les échantillons de Clapham, légèrement plus élevés que ceux de Bellevue, suggèrent que la Lower et la Marginal Zone aient subi un peu de contamination additionnelle sur ce site où l'encaissant direct est constitué de sédiments du Transvaal. Les $\delta^{18}\text{O}$ pyroxène-plagioclase semblent indiquer un équilibre à des températures magmatiques. Cependant, il existe des inversions de fractionnement pour

certains couples, avec des pyroxènes de $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé que le feldspath. Une telle tendance est symptomatique d'un échange sélectif du feldspath. Il est possible que les couples aient été en équilibre à plus basse température et que ce soit l'évolution du plagioclase vers des valeurs basses qui donne l'impression d'un équilibre à plus de 1100°C sur le diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$. Ces phénomènes apparaissent cependant d'ampleur limitée en comparaison avec la dispersion considérable qui affecte les échantillons du Platreef. Moins de la moitié des couples pyroxène-plagioclase du Platreef sont reportés entre les limites d'équilibre isotopique définies pour 1150 et 550°C . Parmi les échantillons qui semblent peu perturbés, on en remarque une quinzaine qui s'alignent à proximité de la droite d'équilibre à 800°C . Leurs caractéristiques isotopiques sont indicatrices de cumulats ayant subi une contamination par l'encaissant mais n'ayant pas enregistré d'interactions post-magmatiques avec des fluides. Leurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{px-pl}}$ sont intermédiaires entre les valeurs moyennes de Bellevue et celles de Sandsloot. Les autres données s'écartent parfois largement de part et d'autre de cette tendance et témoignent de processus d'altération intenses et complexes.

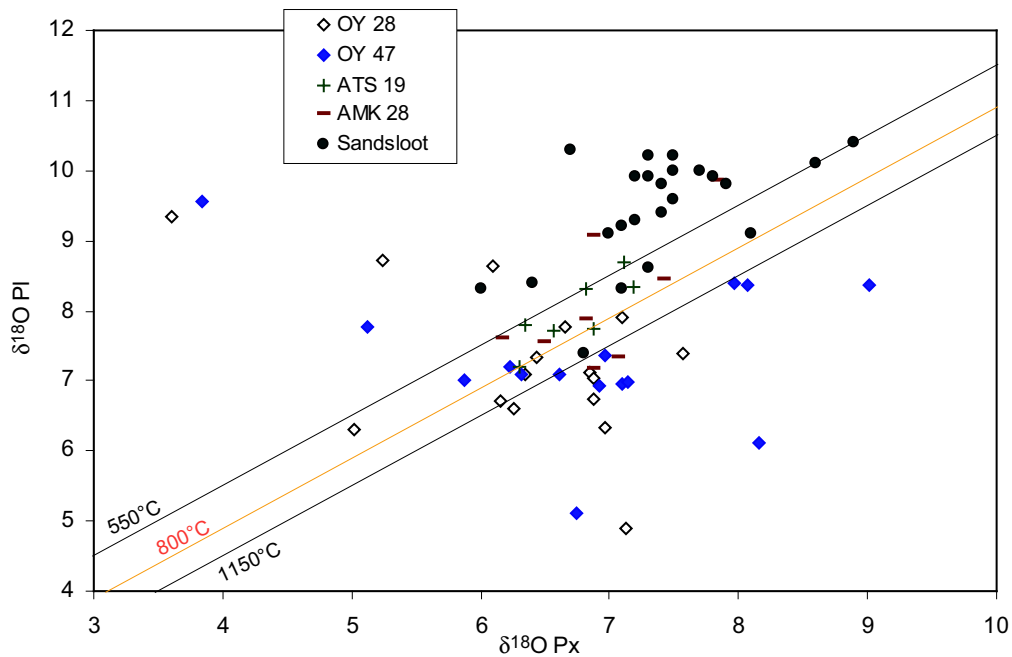


FIG. 4.38 – $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ pour les échantillons du Platreef. Les valeurs de Sandsloot proviennent du travail de Harris et Chaumba (2001).

Afin de préciser les observations portant sur l'isotopie de l'oxygène au Platreef, les données de Bellevue et Clapham ainsi que les valeurs attendues pour des minéraux en équilibre avec un magma mantellique ont été écartées de la Fig. 4.38. Chacun des 4 sites sur lesquels le Platreef a été étudié est individualisé par un figuré. On constate que les échantillons d'Overysel sont les principaux responsables de la forte dispersion des données. À l'exception d'un couple pyroxène-plagioclase de Macalacaskop, qui se rapproche des valeurs de Sandsloot en raison de son $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ particulièrement élevé, toutes les données concernant Turfspruit et Macalacaskop sont reportées à l'intérieur ou à proximité de la zone d'équilibre magmatique. L'échantillon divergent est AMK 28-6, une pyroxénite à feldspath qui se trouve au contact avec une zone fortement serpentinisée et dont on peut penser qu'elle a subi des interactions avec un fluide ayant modifié l'isotopie du plagioclase.

On a aussi analysé le feldspath et le pyroxène de AMK 28-QV1, qui est une veine à quartz et feldspath. Le feldspath originaire de la veine possède un $\delta^{18}\text{O}$ de 10,2‰. Quant au pyroxène, il provient d'un fragment du cumulat traversé par la veine et affiche une valeur de 6,8‰. Ces minéraux ne sont pas en équilibre mutuel. À quelques centimètres de la veine, les pyroxènes gardent donc leur signature isotopique magmatique. Ces données ne figurent pas sur les graphiques car les deux phases analysées ne constituent pas vraiment un couple pyroxène-plagioclase.

La Fig. 4.39 reporte les mêmes données que la Fig. 4.38, mais les figurés symbolisent cette fois la perte au feu des échantillons. Le graphique reste quasiment identique si on choisit de représenter, à la place de la PF, la teneur en H_2O déterminée avec le collecteur du spectromètre. La PF a été préférée car cette mesure est disponible pour un plus grand nombre d'échantillons. On peut constater que la distance des couples px-pl à la zone d'équilibre est fortement liée à l'importance de la PF. Les échantillons de PF inférieure à 1% sont mieux groupés autour des valeurs non perturbées que ceux dont la PF est comprise entre 1 et 2%. Les échantillons de PF supérieure à 2 voire à 4% sont très épars. Ainsi qu'on l'observe en Fig. 4.40, les δD des échantillons sont également liés aux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux : les échantillons de δD inférieur à -70‰ sont alignés dans la direction des droites d'équilibre isotopique de l'oxygène et n'en outrepassent qu'à peine les limites tandis que les échantillons de δD supérieur à -70‰ ont des $\delta^{18}\text{O}_{\text{px-pl}}$ dispersés, notamment dans les directions suivantes : plagioclase lourd-pyroxène léger, plagioclase lourd-pyroxène lourd, plagioclase léger-pyroxène normal.

Ces caractéristiques ne peuvent s'expliquer par un processus simple d'interaction fluide-roche. En effet, plusieurs échantillons s'alignent une tendance à première vue paradoxale, c'est-à-dire que l'oxygène du pyroxène et du plagioclase évoluent l'un vers un alourdissement, l'autre vers un allègement.

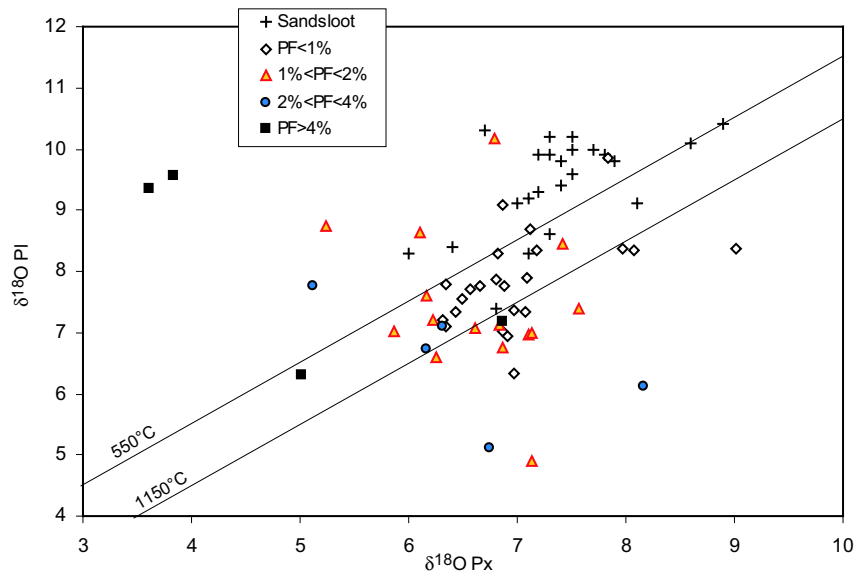


FIG. 4.39 – Les données sont les mêmes que sur la Fig. 4.38. Seuls les figurés sont différents : au lieu de représenter le site d'échantillonnage, ils symbolisent la valeur de la perte au feu de chaque échantillon.

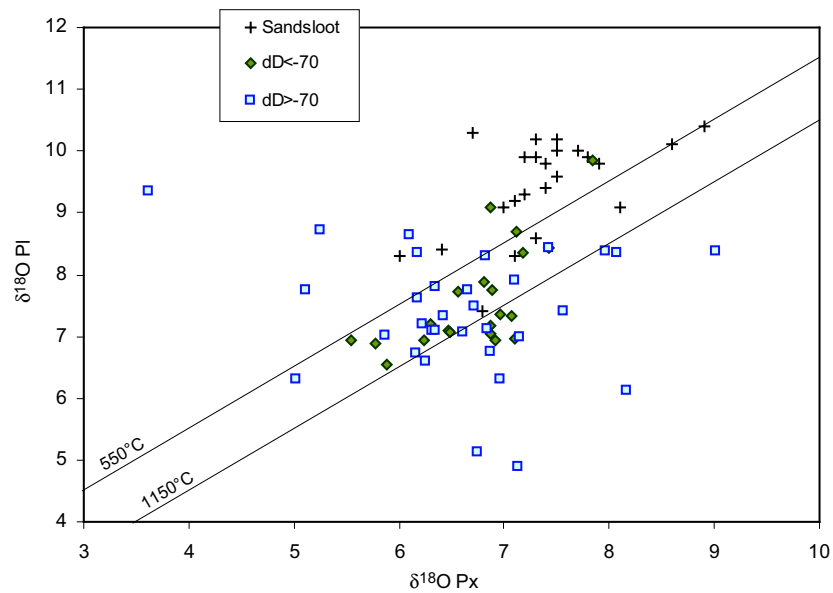


FIG. 4.40 – Les données sont les mêmes que sur les Figs. 4.38 et 4.39. Les figurés symbolisent cette fois la valeur du δD de chaque échantillon.

Les roches encaissantes et les xénolithes

Les données acquises sur les isotopes stables peuvent être consultées dans les tableaux récapitulatifs de l'Annexe C. Parmi les échantillons de roches encaissantes, 16 roches totales ont été analysées en isotopie de l'oxygène par Chris Harris à l'Université de Capetown. On y compte 5 granites, 5 quartzites, 3 roches carbonatées (dolomie ou marbre), 2 cornéennes et 1 échantillon de BIF (formation de fer rubané). De plus, le tableau reporte le $\delta^{18}\text{O}$ d'un xénolithe ou d'un feuillet calco-silicaté provenant du forage de Macalacaskop (AMK 28-137.2). Il faut noter que 4 des échantillons d'encaissants ont également été analysés au laboratoire de St-Etienne. Les quartzites AMK 18-1 et AMK 27-1 donnent des valeurs dont la différence est inférieure à 1‰ (respectivement 10,5 - 10,6‰ et 12,7 - 13,5‰) tandis que l'écart entre les deux valeurs déterminées pour la quartzite TG 01 est de 1,4‰ (on a obtenu 9,9 et 11,3‰).

Les 5 granites appartiennent à la formation d'Utrecht et ont été échantillonnés sur la ferme de Sandsloot. Ils montrent des $\delta^{18}\text{O}$ semblables entre eux, compris entre 8,0 et 8,8‰. Les 2 cornéennes échantillonnées à Rietfontein, à proximité de Mokopane, donnent des valeurs légèrement supérieures : 8,9 et 9,7‰. Les quartzites ont toutes des valeurs élevées, se trouvant entre 9,9 et 13,5‰. Le BIF présente un $\delta^{18}\text{O}$ encore supérieur, de 15,1‰. La roche calco-silicatée qui a été prélevée dans la formation encaissante présente un $\delta^{18}\text{O}$ de 11,8‰ tandis que celui du xénolithe calco-silicaté est de 5,8‰. Les 2 marbres proviennent d'un affleurement de dolomies de Malmani métamorphisées que l'on a échantillonnées au contact avec l'intrusion. Ils présentent des $\delta^{18}\text{O}$ plus élevés : 16,3 et 17,7‰, correspondant à des $\delta^{13}\text{C}$ de respectivement 5,6 et -3,2‰.

4.7.3 Carbonates

L'isotopie de l'oxygène et du carbone a été étudiée sur les 6 échantillons d'Overysel dont les poudres ont manifesté une réaction avec l'acide chlorhydrique à froid. Ces données ont également été acquises sur 2 marbres provenant de l'encaissant à Sandsloot. Diverses analyses concernant le site de Sandsloot ont été précédemment publiées par Buchanan et al. (1981) et Harris et Chaumba (2001). Nos mesures et celles de la littérature sont reportées sur la Fig. 4.41. Les variations isotopiques sont larges, aussi bien dans les roches encaissantes que dans les échantillons du Platreef. On distingue cependant deux ensembles sur la base des isotopes de l'oxygène : les roches

ignées ont des $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles que ceux des calcaires et dolomies, à l'exception de quelques roches carbonatées du Platreef à Sandsloot.

La variabilité en $\delta^{13}\text{C}$ peut s'expliquer par une dévolatilisation du CO_2 , ainsi que l'illustrent les tracés de décarbonatation suivant l'équation de Rayleigh (les paramètres utilisés proviennent de Baumgartner et Valley, 2001). Ces trajets représentent des décarbonatations simples, qui ne sont pas affectées par le phénomène d'équilibration entre la phase carbonatée et la phase silicatée. Ce processus d'équilibration, qui aurait tendance à faire diminuer le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates, peut se révéler négligeable pour certains échantillons et très important pour d'autres car les roches calco-silicatées contiennent des proportions de carbonates très différentes.

La variabilité en $\delta^{18}\text{O}$ est probablement due à ce genre d'équilibration avec une phase silicatée. En ce qui concerne les échantillons de Sandsloot, qui proviennent de zones de mélange dans lequel le composant calco-silicaté domine souvent largement, il peut s'agir d'un équilibre de diffusion qui se serait initié entre les carbonates et la fraction silicatée de la roche sédimentaire, à la faveur de la montée de température due à l'intrusion. Dans le cas d'Overysel, les échantillons contenant des carbonates sont OY 28-3, 28-14, 28-15A 47-1, 47-10 et 47-18. L'observation pétrographique révèle que ces roches ont subi l'action de fluides aqueux : ils contiennent de la serpentine et de la chlorite, certains pyroxènes et feldspaths apparaissent altérés, des veines d'altération sont parfois visibles. La phase carbonatée se présente sous forme de calcite intersticielle ou de veinules. Il s'agit de carbonates dissous et reprécipités, qui peuvent avoir été équilibrés ensuite avec la silice des cumulats magmatiques. Leurs $\delta^{18}\text{O}$ sont généralement inférieurs à ceux qui ont été déterminés pour Sandsloot.

L'un des échantillons analysés par Harris et Chaumba (2001) est une veine à quartz et calcite. Son $\delta^{13}\text{C}$ est proche de celui des carbonates, mais son $\delta^{18}\text{O}$ est très faible ($-2,3\text{‰}$). L'interaction avec des fluides peut également être une cause de diminution du $\delta^{18}\text{O}$ dans les échantillons magmatiques ou sédimentaires.

L'isotopie de l'oxygène dans les échantillons contenant des carbonates est donc largement contrôlée par l'interaction avec des phases siliceuses ou fluides. Par contre, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont peu variables, ce qui indique que la signature sédimentaire a été conservée, sauf dans le cas des échantillons ayant subi une dévolatilisation. Le magma contenait certainement une proportion trop faible de carbone pour modifier les rapports isotopiques de cet élément. Quant aux fluides, ils ne devaient être porteurs d'aucun carbone sinon celui des dolomies.

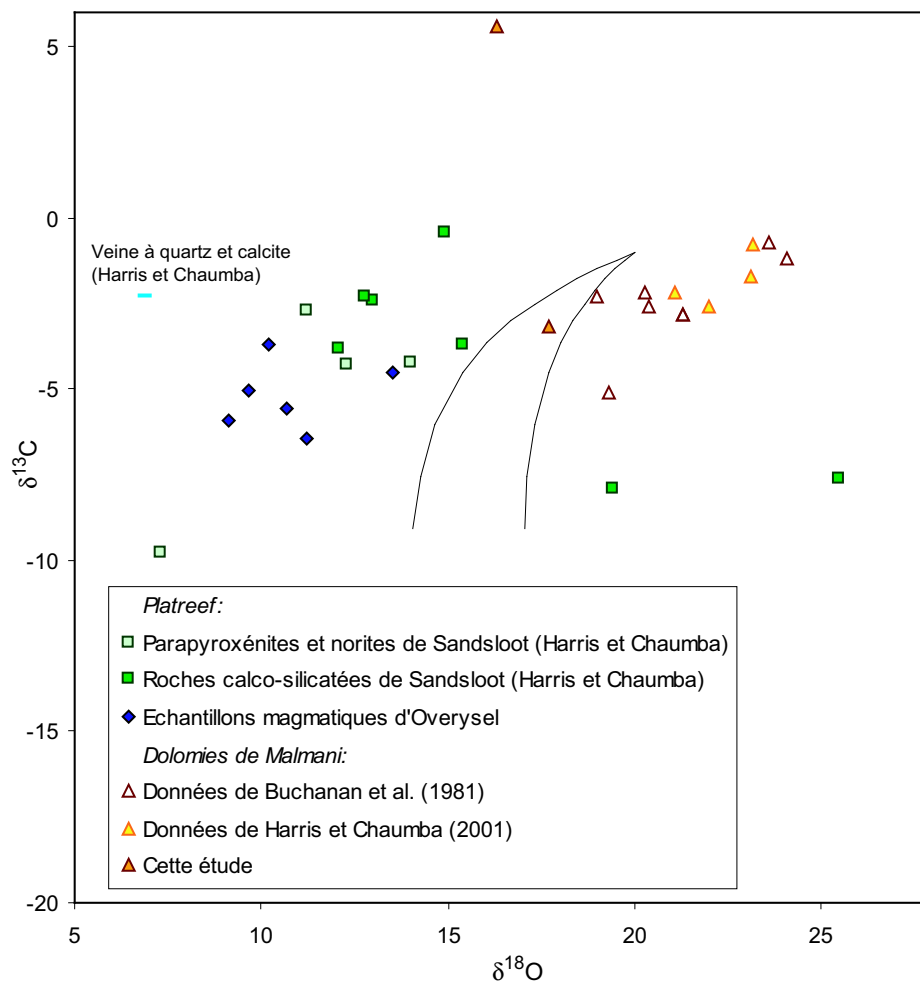


FIG. 4.41 – $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons du Platreef et les dolomies de Malmani. En plus de nos mesures, le diagramme reporte les données de Harris et Chaumba (2001) et Buchanan et al. (1981). Les triangles représentent les roches calco-silicatées tandis que les losanges et les carrés symbolisent les roches magmatiques à carbonates interstitiels.

Les trajets de décarbonatation de Rayleigh sont calculés à partir d'un point arbitraire avec les coefficients suivants (Baumgartner et Valley, 2001) :

$$\alpha^{13}\text{C CO}^2\text{-roche} = 1,0022$$

$$\alpha^{18}\text{O CO}^2\text{-roche} = 1,006 \text{ (trajet 1) et } 1,012 \text{ (trajet 2)}$$

4.7.4 Contraintes isotopiques sur l'activité hydrothermale

Les coefficients d'équilibre isotopique que nous avons utilisés proviennent du tableau récapitulatif dressé par Chacko et al. (2001) et peuvent être consultés dans le Tab. 4.4. Ces coefficients sont déterminés entre une phase minérale et de l'eau, ce qui fait peser une incertitude sur les calculs car tous les fluides qui ont interagi avec les cumulats n'étaient probablement pas constitués d'eau pure.

Les analyses en isotopie de l'oxygène sur le quartz ont été acquises pour 4 veines : AMK 28-QV2 ainsi que ATS 19-9, 19-10 et 19-15. Ces analyses sur minéraux triés donnent des valeurs comprises entre 9,5 et 11,2‰. On peut consulter sur la Fig. 4.42 les compositions isotopiques des fluides aqueux qui ont pu être en équilibre avec ces échantillons à différentes températures, selon les coefficients de Matsuhisa et al. (1979). L'assemblage pétrographique de ces veines à quartz et feldspath évoquent ceux que Schiffries et Rye ont défini comme étant de haute température. De plus, dans les trois veines dont le quartz et le feldspath ont été analysés, les valeurs obtenues sur ces deux phases sont quasiment identiques, ce qui indique un équilibre à haute température. Si on considère que l'équilibre s'est exercé à plus de 600°C, les

TAB. 4.4 – Facteurs de fractionnement utilisés dans cette étude.

	Système	Référence	$1000 \ln \alpha$	Gamme de validité
O	Qtz-H ₂ O	Matsuhisa et al. (1979)	$3,34 * (10^6/T^2) - 3,31$	250-500°C
O	Qtz-H ₂ O	Matsuhisa et al. (1979)	$2,05 * (10^6/T^2) - 1,14$	500-800°C
O	An-H ₂ O	O'Neil et Taylor (1967)	$2,15 * (10^6/T^2) - 3,82$	500-800°C
O	Di-H ₂ O	Matthews et al. (1983)	-1,27 ; -1,08 -0,98	600 ; 700 800°C
O	Calc-H ₂ O	O'Neil et al. (1969)	$2,78 * (10^6/T^2) - 2,89$	0-500°C
O	Serp-H ₂ O	Wenner et Taylor (1971)	$1,56 * (10^6/T^2) - 4,70$	150-400°C
H	Serp-H ₂ O	Sakai et Tsutsumi (1978)	$2,75 * (10^7/T^2)$ $-7,69 * (10^4/T^2)$	100-500°C

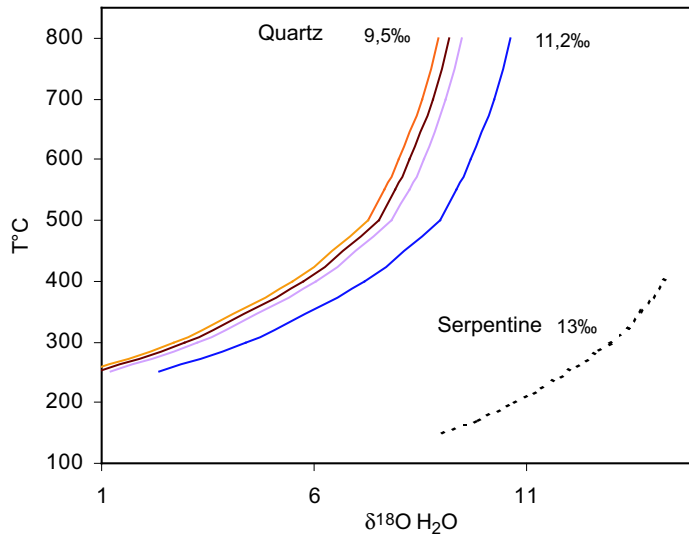


FIG. 4.42 – Composition isotopique de l'oxygène à différentes températures pour des fluides qui seraient en équilibre avec les échantillons de quartz et la serpentine que nous avons analysés. Pour les courbes extrêmes, la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ du minéral correspondant est précisée.

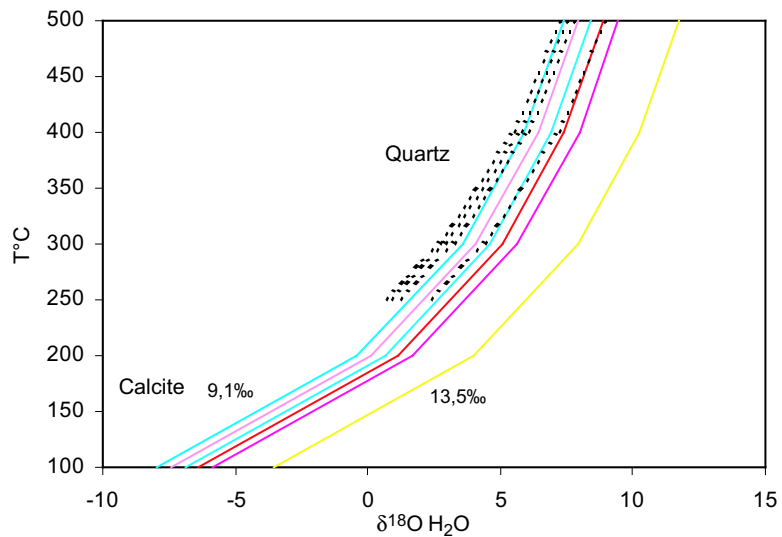


FIG. 4.43 – Composition isotopique de l'oxygène à différentes températures pour des fluides qui seraient en équilibre avec les échantillons de calcite analysés. La valeur du $\delta^{18}\text{O}$ des calcites extrêmes sont indiquées à côté des courbes correspondantes. Les courbes obtenues pour le quartz sont figurées en pointillés afin de servir de point de comparaison.

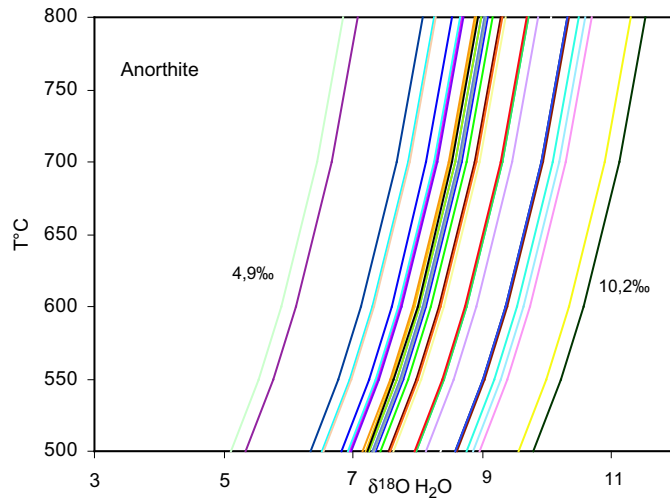


FIG. 4.44 – Composition isotopique de l'oxygène à différentes températures pour des fluides qui seraient en équilibre avec les plagioclases analysés. L'équation de O'Neil et Taylor (1967) s'applique à des anorthites. Les valeurs extrêmes mesurées sur nos plagioclases sont indiquées à côté des courbes correspondantes.

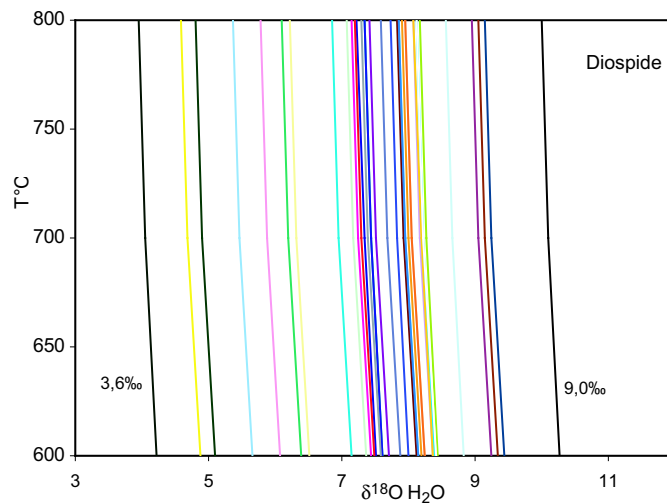


FIG. 4.45 – Composition isotopique de l'oxygène à différentes températures pour des fluides qui seraient en équilibre avec les pyroxènes analysés. L'équation de Matthews et al. (1983) s'applique à des diopsides. Les valeurs extrêmes mesurées sur nos pyroxènes sont indiquées à côté des courbes correspondantes.

fluides hydrothermaux qui ont occasionné la formation des veines auraient eu des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 8 et 10‰. L'isotopie de l'oxygène a également été déterminée sur la serpentinite OY 28-15A. Nous avons obtenu un $\delta^{18}\text{O}$ de 13‰. Selon l'équation de Wenner et Taylor (1971), les fluides aqueux qui ont pu être en équilibre avec cette serpentine entre 150 et 400°C étaient de $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 9 et 14‰. Bien que les résultats obtenus sur la serpentine semblent indiquer des valeurs légèrement plus élevées que celles obtenues grâce au quartz, la différence est assez faible et ne permet pas d'affirmer que des fluides de compositions isotopiques différentes ont été impliqués dans les réactions avec l'intrusion.

La même opération a été menée sur les données concernant les carbonates trouvés dans les cumulats. Les résultats présentés sur la Fig. 4.43 découlent de l'équation de O'Neil et al. (1969). À l'exception d'une calcite de $\delta^{18}\text{O}$ particulièrement élevé, la gamme de compositions ainsi déterminée pour les fluides aqueux est similaire à celle qui a été obtenue à l'aide du quartz.

À l'aide des résultats de O'Neil et Taylor (1967) pour les feldspaths et de Matthews et al. (1983) pour les pyroxènes, nous avons calculé les $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau qui a pu être en équilibre avec ces phases (voir Fig. 4.44 et 4.45). Pour les deux minéraux, on observe un groupe de résultats situé entre 7 et 8,5‰, qui sont les valeurs magmatiques. Il s'agit des cumulats non altérés dans lesquels les éventuels fluides devaient être présents en quantité assez faible pour être tamponnés par la roche. De nombreuses valeurs sont cependant reportées en dehors de cette zone, aussi bien vers des valeurs basses (4 - 5‰) qu'élevées (9 - 10‰). Bien que les valeurs limites définies pour les $\delta^{18}\text{O}$ des fluides en équilibre avec les pyroxènes et les plagioclases soient quasiment identiques, ces deux phases n'évoluent pas toujours dans la même direction au sein d'un unique échantillon, comme on l'a déjà constaté sur la Fig. 4.38.

L'alignement hors-équilibre le plus notable est défini par des échantillons dont le pyroxène est léger (moins de 5,5‰) et le plagioclase lourd (plus de 7,5‰). Il s'agit de l'évolution normale du fractionnement lorsque la température baisse. La présence d'un fluide pourrait-il suffisamment abaisser la température de fermeture pour que les minéraux atteignent ces valeurs extrêmes ? Il est aussi possible que les cristaux analysés aient été altérés, bien que le choix ait été soigneux et que certains échantillons aient subi des analyses en duplicat sur de nouveaux tris. Des inclusions de magnétite dans les pyroxènes, par exemple, peuvent passer inaperçues en observation à la loupe binoculaire. On peut aussi penser que la composition isotopique des fluides ait varié avec le temps. Les premiers auraient entraîné les deux phases vers une diminution de $\delta^{18}\text{O}$ et les suivants, dont l'action s'exercerait à une température moindre, n'auraient pu influencer que le plagioclase en l'amenant vers des valeurs plus lourdes.

Le système le mieux défini est celui du quartz et du feldspath dans les veines, puisqu'on peut déterminer que la température était élevée. Si le fluide était constitué d'eau, alors son $\delta^{18}\text{O}$ était proche de 8 - 10‰.

Quelques données concernant l'isotopie de l'oxygène ont été acquises sur des roches totales (voir Annexe C - Platreef 3). Dans le cas des cumulats, la valeur obtenue pour chaque échantillon est bien sûr intermédiaire entre celles des deux phases dominantes, pyroxène et plagioclase. Dans le cas des veines à quartz et feldspath, on obtient des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 10,7 et 12,8‰, à l'exception d'un échantillon à 15,8‰, ce qui est proche des $\delta^{18}\text{O}$ élevés que nous avons déterminés sur les minéraux séparés de quartz et de feldspath.

Les données acquises en isotopie de l'hydrogène sur les serpentines permettent d'estimer les δD de l'eau qui aurait interagi avec ces phases. Les paramètres utilisés sont ceux de Sakai et Tsutsumi (1978). Les serpentines présentent une vaste gamme de δD : de -50 à -80 ‰. Ainsi que l'illustre la Fig. 4.46, elles indiquent des fluides aqueux de δD compris entre -40 et -90 ‰.

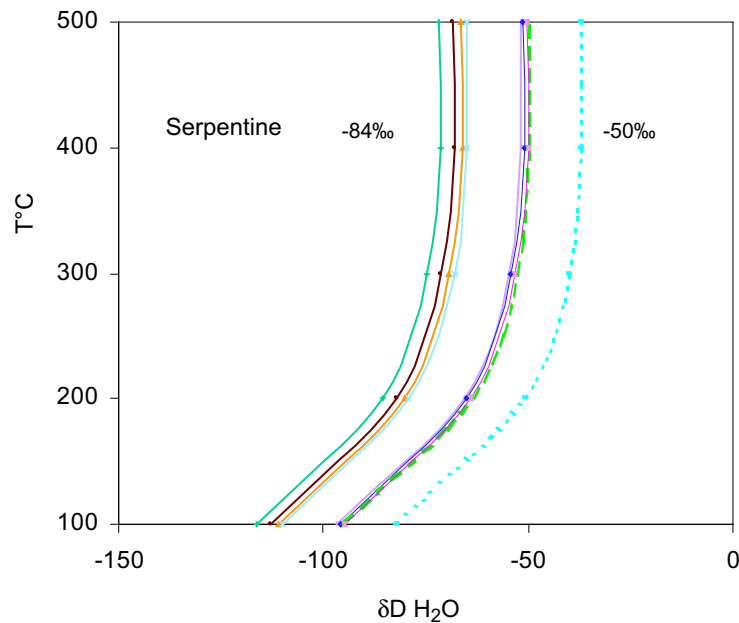


FIG. 4.46 – Composition isotopique de l'hydrogène à différentes températures pour des fluides aqueux qui seraient en équilibre avec les serpentinites analysées. Les valeurs extrêmes mesurées sur les minéraux sont reportées à côté des courbes correspondantes.

Les coefficients applicables aux biotites sont fortement dépendants de leur teneur en Fe et Mg (Suzuoki et Epstein, 1976). Comme les minéraux dont le δD a été déterminé n'ont pas été analysés du point de vue des éléments majeurs, ils ne seront pas utilisés pour estimer la composition isotopique des fluides. On peut cependant noter que l'unique biotite hydrothermale, échantillonnée dans la veine ATS 19-6, présente le δD le moins négatif de toute la gamme : -49‰ alors que les biotites magmatiques se répartissent entre -55 et -68‰ . Les biotites analysées par Willmore et al. (2002) ont donné des δD compris entre -54 et -77‰ . À partir de données paléomagnétiques indiquant la position du continent, Harris et Chaumba (2001) ont estimé que l'eau météorique du craton du Kaapval il y a 2 Ga avait un δD d'environ -20‰ , qui ne correspondrait pas au fluide impliqué dans les réactions avec le Platreef. Cette valeur, difficile à déterminer, souffre probablement d'imprécision. Quoiqu'il en soit, dans la mesure où les interactions ont dû s'exercer au cours du refroidissement du complexe, et donc en profondeur, il n'est pas étonnant que l'eau impliquée présente des caractéristiques différentes de celles de l'eau de surface.

4.8 Le Platreef : une vision d'ensemble

4.8.1 La contamination par les formations encaissantes

Les Figs. 4.37 et 4.38 peuvent donner une première idée de la contamination additionnelle ayant affecté chaque site. Parmi les couples px-pl de Bellevue, on considère ceux qui sont en équilibre comme représentatifs des valeurs de $\delta^{18}O$ de l'ensemble du complexe. Ils indiquent un magma parental ayant un $\delta^{18}O$ proche de $6,5 - 7\text{‰}$ (voir Chapitre III). Les valeurs de Sandsloot sont beaucoup plus élevées en raison d'une forte contamination dolomitique et indiquent un équilibre à plus basse température. Les échantillons de Turfspruit et Macalacaskop se reportent entre ces deux pôles, ce qui indique que ces cumulats ont été moins contaminés que ceux de Sandsloot, ou bien que le contaminant avait un $\delta^{18}O$ inférieur à celui des dolomies de Malmani. En effet, les valeurs typiques pour la dolomie non altérée sont de 19 à 24‰ (Buchanan et al., 1981) tandis que nous avons déterminé pour les quartzites des $\delta^{18}O$ proches de $10 - 13\text{‰}$ et pour les cornéennes de $9 - 10\text{‰}$. Parmi les échantillons du Platreef à Overysel, ceux qui n'ont pas été affectés par des échanges avec les fluides sont, pour la majeure partie, indiscernables de ceux de Bellevue. Le granite encaissant possède en effet des valeurs de $\delta^{18}O$ comprises entre 8 et 9‰ , ce qui est trop proche des valeurs attribuées au magma pour permettre de discerner l'effet d'une éventuelle assimilation.

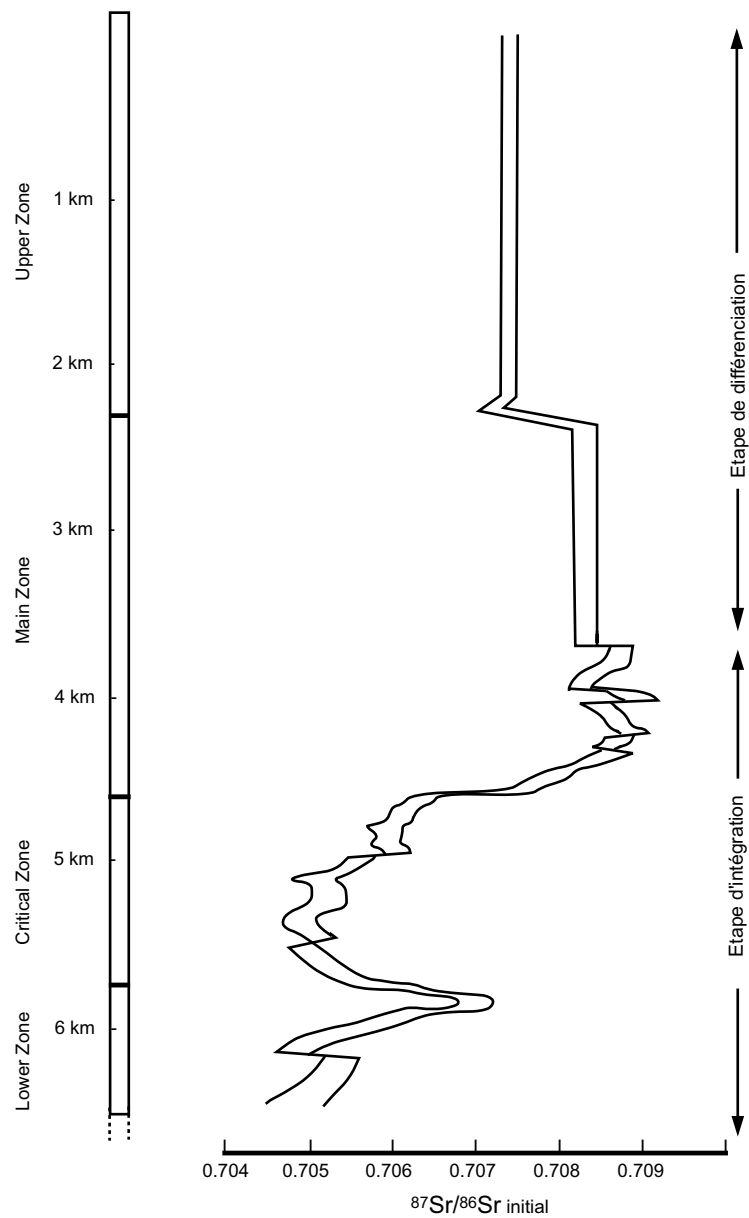


FIG. 4.47 – Tendances générales des variations du rapport initial du Sr dans la stratigraphie du Bushveld. Les données ont été acquises sur des échantillons du lobe Ouest (D'après Kruger, 1994).

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont bien adaptées pour quantifier le degré d'assimilation car la teneur en oxygène est à peu près égale dans tous les composants, ce qui élimine un paramètre incertain dans les calculs de mélange. Il est par contre difficile de discriminer les différents contaminants sur cette base. Les isotopes radiogéniques sont plus performants de ce point de vue, ainsi que les éléments en traces dont les concentrations dans les cumulats et dans les encaissements sont les plus contrastées.

Ainsi qu'on l'a déjà évoqué au Chapitre III, les cumulats du Bushveld présentent des caractéristiques chimiques qui ne sont pas purement mantelliques. La Fig. 4.47, qui reprend la fig Fig. 1.5, donne les valeurs des rapports initiaux du Sr en fonction de la stratigraphie. Les Sr_i typiques pour la Lower et la Critical Zone sont variables car ces niveaux de la pile magmatique correspondent probablement à une période de réinjections nombreuses et diverses. Elles couvrent une gamme allant de 0,704 à 0,706 avec un pic à plus de 0,707. La base de la Main Zone a également un signal assez perturbé bien qu'il se dessine une augmentation progressive de 0,706 à 0,709. Sa partie supérieure est stable, autour de 0,7085. L'Upper Zone ne donne que des valeurs entrant dans un champ très restreint, proche de 0,7075. La contamination semble homogène à l'échelle des grands épisodes d'injection, au moins pour les parties médianes et supérieures du complexe. Elle doit donc être antérieure à la mise en place finale des magmas dans l'intrusion. Cette compilation de Kruger (1994) est constituée de données concernant le lobe Ouest. Aucune étude systématique n'ayant encore été menée sur les cumulats de Bellevue du point de vue des isotopes radiogéniques, nous comparerons les mesures que nous avons acquises sur le Platreef aux résultats portant sur les lobes Est et Ouest, beaucoup mieux connus. Le paramètre étudié sera généralement ϵSr à 2,05 Ga, c'est-à-dire l'écart existant entre le rapport initial du Sr dans un échantillon et celui du réservoir uniforme global (UR) au même âge. Nous privilégions également ϵNd sur les rapports initiaux du Nd car cette donnée permet de s'affranchir d'éventuelles disparités de calculs concernant les valeurs de normalisation pour la composition isotopique du Nd.

La Fig. 4.48 représente ϵSr en fonction de ϵNd pour nos échantillons de Sandsloot et d'Overyssel, ainsi que pour ceux qui proviennent du forage de Union Section, dans le lobe Ouest (voir la carte de la Fig. 1.3) et dont les données sont synthétisées par Maier et al. (2000). Les échantillons de Union Section s'alignent sur une tendance de contamination croissante, vers des ϵSr plus élevés et des ϵNd plus faibles à mesure qu'on se rapproche du sommet de l'intrusion. Les échantillons de Sandsloot se trouvent à l'extrémité de cette tendance, légèrement décalés vers des ϵSr plus élevés. Par rapport au centre de l'intrusion, ces cumulats ont dû assimiler un contaminant particulièrement riche en Sr radiogénique. D'après les données de Barton et al. (1986), il ne

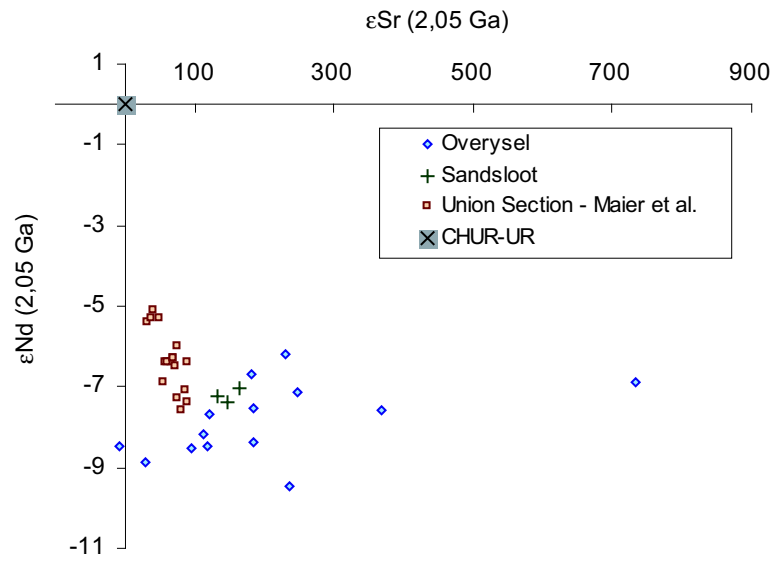


FIG. 4.48 – ϵ_{Nd} en fonction de ϵ_{Sr} pour nos échantillons d’Overysel et de Sandsloot. Les données reportées par Maier et al. (2000) pour les cumulats du lobe Ouest sont également figurées.

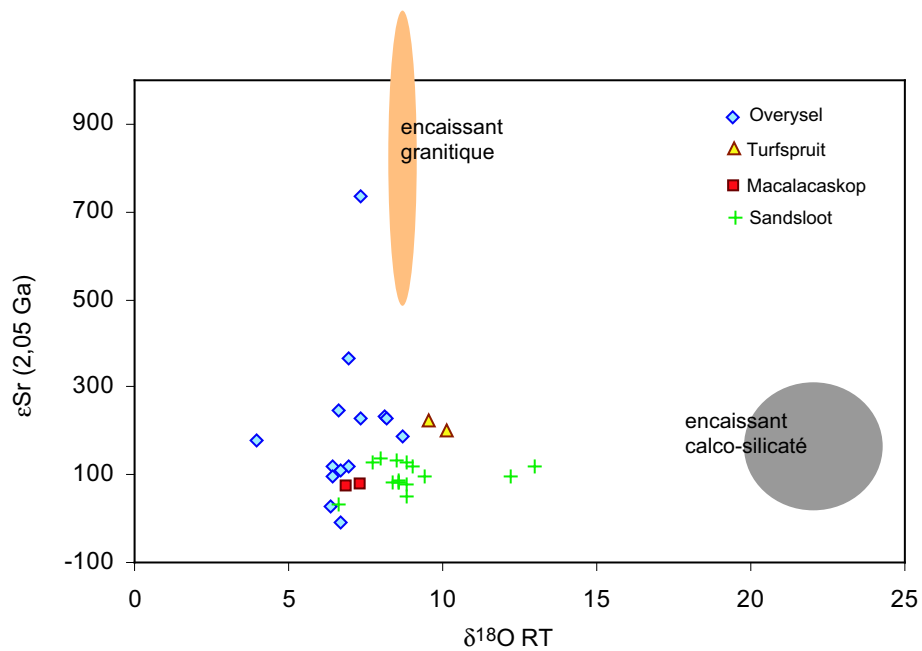


FIG. 4.49 – ϵ_{Sr} en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ pour nos échantillons (roches totales). Les données concernant Sandsloot proviennent de l’étude de Harris et Chaumba (2001).

pourrait pas s'agir de la dolomie de Malmani car cette formation contient généralement peu de Sr et ses rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ne sont pas très élevés. Ces auteurs proposent que le granite sous-jacent ait expulsé des liquides de fusion partielle qui auraient atteint le magma. Quant aux échantillons d'Overysel, ils sont également reportés dans la zone indiquant une forte contamination. Il montrent cependant une grande dispersion, notamment sur l'axe de ϵSr , ce qui peut être imputé à l'altération subie par une grande partie de ces cumulats. Comme on l'a vu dans la section consacrée aux éléments en traces, un fluide riche en Rb et Sr a circulé dans cette portion de l'intrusion.

Les $\delta^{18}\text{O}$ des roches totales ont été acquis sur quelques cumulats. Pour les autres, on calcule cette valeur en considérant que le feldspath et le pyroxène représentent chacun la moitié de la composition modale de la roche. De même, pour les veines hydrothermales, le quartz et le feldspath sont présumés se partager de manière égale le volume de la roche. Dans la mesure où les minéraux ont rarement des $\delta^{18}\text{O}$ très différents, sauf dans le cas des norites altérées, les proportions choisies pour les compositions modales pèsent peu sur la valeur finale calculée. Les résultats peuvent être consultés dans le Tab. 4.5. Ces résultats sont utilisés dans la Fig. 4.49 qui présente les valeurs de ϵSr des échantillons en fonction de leur $\delta^{18}\text{O}$. Le rapport Rb/Sr de la source n'étant pas connu, on ne peut placer précisément de pôle pour le magma originel. D'après les données de la littérature (Cawthorn et al., 1985), les granites et les gneiss proches d'Overysel ont des ϵSr généralement compris entre 300 et 800, et nous avons vu que leurs $\delta^{18}\text{O}$ sont peu élevés pour des granites, proches de 8 - 9‰. Les dolomies ont souvent des ϵSr inférieurs à 200 (Buchanan et al. 1981 ; Barton et al. 1986), en revanche leurs $\delta^{18}\text{O}$ sont élevés, généralement compris entre 18 et 25‰ (Harris et Chaumba, 2001). On peut constater sur la Fig. 4.49 que certains échantillons de Sandsloot s'approchent d'un pôle dolomitique tandis que ceux d'Overysel dessinent une tendance vers un pôle granitique. Il faut noter que, dans le cadre d'une modélisation AFC, les tendances ne se dirigeraient pas forcément vers les contaminants. Nous n'avons pas appliqué de modèle sophistiqué à notre système car trop de paramètres sont inconnus pour que les résultats puissent être pertinents. La Fig. 4.50 reprend les mêmes données, sinon que l'on a écarté les échantillons très altérés qui s'éloignent largement des droites de références isochrones tracées en Fig. 4.31. La répartition des échantillons dans le diagramme laisse penser que, si les magmas parentaux avaient un $\delta^{18}\text{O}$ typiquement mantellique de 5,7‰, leur ϵSr devait être faible voire nul, c'est à dire que leur rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ il y a 2,05 Ga devait être proche de 0,702 ou 0,703. Les échantillons du Platreef se prêtent cependant assez mal à des considérations sur les magmas parents de l'intrusion en raison des phénomènes de contamination additionnelle par les formations encaissantes.

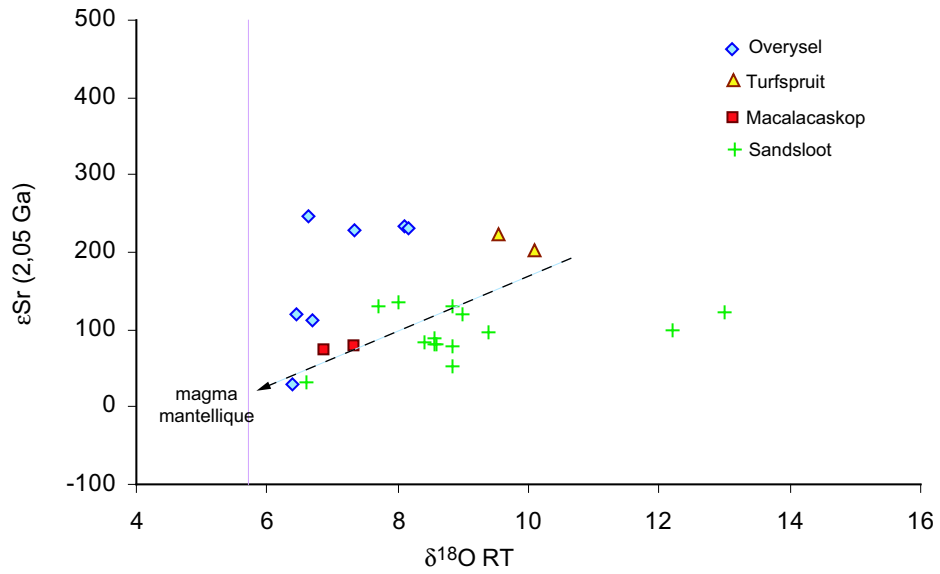


FIG. 4.50 – ϵ_{Sr} en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ pour ceux de nos échantillons qui sont les moins altérés. Le magma parental semble avoir eu un ϵ_{Sr} initial proche de 0. Sandsloot : données de Harris et Chaumba (2001).

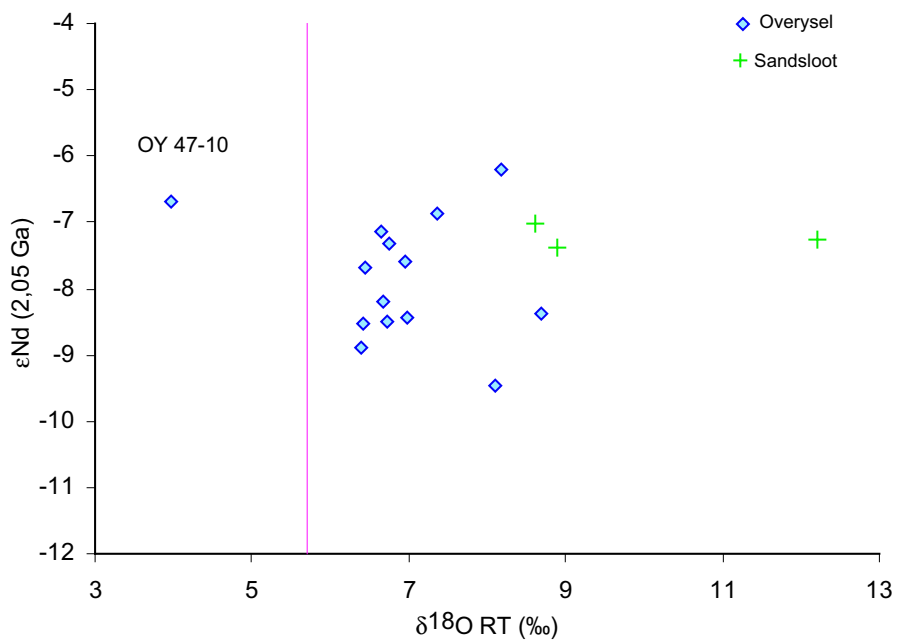


FIG. 4.51 – $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de ϵ_{Nd} pour nos échantillons.

La Fig. 4.51 montre le diagramme ϵ_{Nd} en fonction de $\delta^{18}\text{O}$. Les échantillons pour lesquels ces deux données sont disponibles proviennent des sites d'Overysel et de Sandsloot. Dans le diagramme isochrone de la Fig. 4.33, on a pu constater que toutes les données s'alignaient grossièrement à proximité d'une isochrone de référence. Les circulations de fluides ultérieures à l'épisode magmatique ne semblent donc pas avoir affecté le système Sm-Nd. En revanche l'isotopie de l'oxygène a été influencée, comme en témoigne par exemple l'échantillon OY 47-10, dont le $\delta^{18}\text{O}$ de 4‰ va de pair avec des indices pétrographiques de forte altération. On peut noter que tous les échantillons, même ceux qui paraissent les moins contaminés selon l'isotopie de l'oxygène, présentent des ϵ_{Nd} négatifs qui sont l'indice d'une influence crustale, à moins que les magmas ne soient originaires de domaines mantelliques enrichis.

Dans les cumulats, les teneurs en éléments incompatibles dépendent bien sûr du Kd mais reflètent surtout la proportion de liquide piégé entre les minéraux lors de la cristallisation. Cependant, dans le cas de notre étude, tous les éléments analysés connaissent des niveaux d'enrichissement qui semblent liés à des circulations de fluides (voir Chapitre 4.5.4). Les taux d'enrichissement dus à la contamination sont suffisamment élevés pour que l'effet du liquide piégé puisse être considéré comme négligeable.

Les Fig. 4.52 et 4.53, sur lesquelles on a reporté ϵ_{Sr} en fonction de la concentration en Rb et Ba, regroupent les données que nous avons acquises

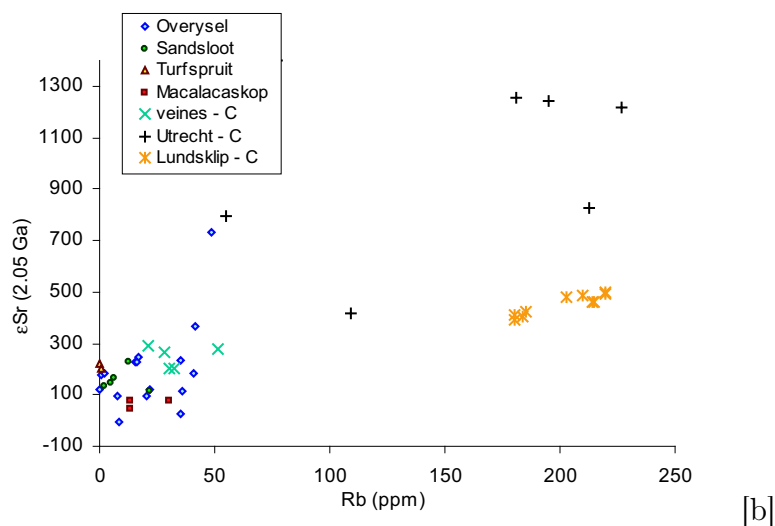


FIG. 4.52 – ϵ_{Sr} en fonction de la teneur en Rb pour nos échantillons du Platreef et pour les granites proches d'Overysel (pour les granites : données de Cawthorn et al., 1985).

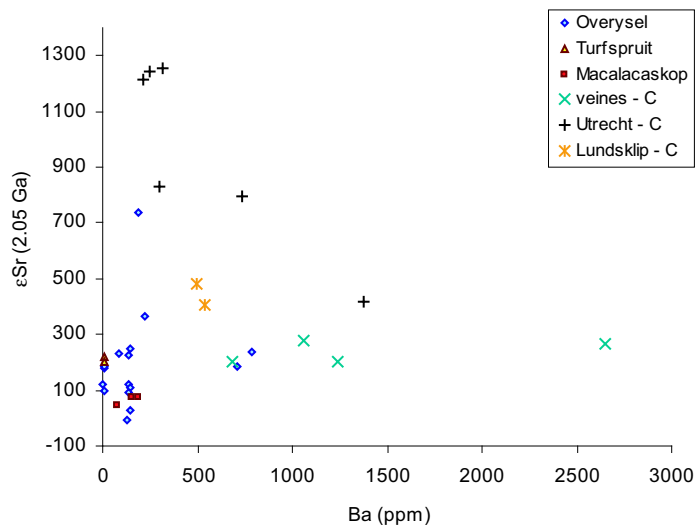


FIG. 4.53 – ϵ_{Sr} en fonction de la teneur en Ba pour nos échantillons du Platreef et pour les granites proches d’Overysel (pour les granites : données de Cawthorn et al., 1985).

sur le Platreef ainsi que celles de Cawthorn et al. (1985) qui concernent les granites, les gneiss et les veines qui les parcourent. Les dolomies, cornéennes et quartzites ont des teneurs assez faibles en ces éléments, généralement inférieures à celle des cumulats. On peut constater que les échantillons magmatiques les plus contaminés (OY 28-12 et OY 28-18B, notamment) sont aussi radiogéniques et aussi riches en Rb et Ba que certains produits granitiques. Même l’assimilation totale du granite d’Utrecht, le plus riche et le plus radiogénique, n’aurait pu causer de tels enrichissements à des taux d’assimilation permis par les éléments majeurs. Le contaminant a donc dû être un fluide expulsé d’une formation encaissante. Les cumulats fortement enrichis ne sont observés que dans les portions du Platreef qui sont en contact avec l’encaissant granitique. Les granites semblent donc de bon candidats pour en être la source. Cependant, de telles roches sont pauvres en eau et ne peuvent produire de fortes quantités de fluides aqueux. D’autres lithologies plus riches en eau, telles les métapélites, peuvent produire en se déshydratant des fluides à fortes teneurs en certains éléments comme Rb, Ba, Zr, U, Th... Le fait que les circulations de ces fluides se fassent préférentiellement au niveau des granites, n’implique par forcément qu’ils en soient la source. En effet, ces formations sont plus faillées que les autres roches encaissantes, ce qui crée des couloirs de circulations qui pourraient canaliser des fluides issus d’autres formations.

TAB. 4.5 – Données concernant l'isotopie de l'oxygène pour les échantillons du Platreef. La dernière ligne indique la valeur calculée pour la roche totale à partir des mesures acquises sur les minéraux.

OY	OY 28-1	OY 28-2	OY 28-3	OY 28-5	OY 28-6	OY 28-6A	OY 28-7	OY 28-8	OY 28-9	OY 28-10	OY 28-11	OY 28-12	OY 28-13
$\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$	6,3	6,2	3,6	6,9	6,4	6,7	6,8	5,0	6,4	7,1	7,6	6,1	5,2
$\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$	6,6	6,7	9,3	6,8	7,3	7,8	7,1	6,3	7,1	4,9	7,4	8,6	8,7
$\Delta_{\text{pl-px}}$	0,3	0,6	5,7	-0,1	0,9	1,1	0,3	1,3	0,7	-2,2	-0,2	2,5	3,5
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$	6,4	6,4	5,8	6,8	6,9	7,2	7,0	6,0	6,7	6,3	7,5	7,4	7,0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}^{\text{calc}}$													
OY	OY 28-14	OY 28-15A	OY 28-16	OY 28-17	OY 28-18B	OY 28-19	OY 47-1	OY 47-3	OY 47-4	OY 47-5	OY 47-6	OY 47-7	OY 47-8A
$\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$	4,4	7,0	7,1	7,0	6,9	8,5	5,9	7,1	6,9	7,0	6,6	6,3	8,2
$\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$		6,3	7,9	6,3	7,0	8,5	7,0	7,0	6,9	7,4	7,1	7,1	6,1
$\Delta_{\text{pl-px}}$		-0,6	0,8	-0,6	0,2	8,1	1,2	-0,1	0,0	0,4	0,5	0,8	-2,0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$	5,6	7,0					6,7						7,3
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}^{\text{calc}}$			7,5	6,6	7,0			7,0	6,9	7,2	6,8		
OY	OY 47-8B	OY 47-9	OY 47-10	OY 47-11	OY 47-12	OY 47-13	OY 47-14	OY 47-15	OY 47-16	OY 47-17	OY 47-19		
$\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$	5,1	3,8	3,0	8,1	8,0	6,7	9,0	7,1	9,6	8,1	6,2		
$\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$	7,8	9,6		8,4	8,4	5,1	8,4	7,0			7,2		
$\Delta_{\text{pl-px}}$	2,6	5,7		0,3	0,4	-1,6	-0,6	-0,1			1,0		
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$	6,8	6,4	4,0		6,3				9,0	8,4			
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}^{\text{calc}}$				8,2	8,2		8,7	7,1			6,7		
ATS	ATS 19-01	ATS 19-02	ATS 19-03	ATS 19-04	ATS 19-09	ATS 19-10	ATS 19-12	ATS 19-13	ATS 19-14	ATS 19-17			
$\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$	6,3	6,6	7,1	6,3	9,3	9,9	6,9	10,1	7,2	6,8			
$\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$	7,2	7,7	8,7	7,8	9,3	9,9	7,8	10,1	8,4	8,3			
$\Delta_{\text{pl-px}}$	0,9	1,2	1,6	1,5	9,8	9,5	0,9		1,2	1,5			
$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$													
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$	6,8	7,1	7,9	7,1	9,5	9,7	7,3	10,1	7,8	7,6			
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}^{\text{calc}}$													
AMK	AMK 28-1	AMK 28-2	AMK 28-3	AMK 28-4	AMK 28-6	AMK 28-7	AMK 28-8	AMK 28-10					
$\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$	6,17	6,81	7,84	7,42	6,9	6,5	6,9	7,1					
$\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$	7,61	7,88	9,85	8,44	9,1	7,6	7,2	7,3					
$\Delta_{\text{pl-px}}$	1,44	1,07	2,01	1,02	2,21	1,06	0,31	0,26					
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$													
$\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}^{\text{calc}}$	6,9	7,3	8,8	7,9	8,0	7,0	7,0	7,2					

4.8.2 Fluides ayant circulé dans le Platreef

Les veines à Turfspruit et Macalacaskop

La Fig. 4.54 présente des profils géochimiques le long de la carotte ATS 19. On a constaté au Chapitre 4.5 que les veines se distinguaient par leur richesse en Zr, Hf, Ta, Nb, Th et/ou U. L'U a été choisi pour figurer sur le profil du diagramme A et sert de marqueur de la position des veines. On observe peu de variations du $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux, sinon aux abords de l'échantillon ATS 19-5 (219 m), qui est une serpentinite. Les plagioclases des veines révèlent des $\delta^{18}\text{O}$ élevés, très proches du quartz coexistant (veines ATS 19-314 et 337,5). Le diagramme B illustre les variations concernant l'hydrogène. Les veines contiennent généralement peu d'eau et ont de faibles PF, probablement en raison de la prépondérance du quartz par rapport aux phases altérables dont sont composés les cumulats. Les teneurs en métaux de base sont également très basses. On note une augmentation des valeurs de δD correspondant à chaque pic de teneur en eau, c'est-à-dire à proximité de la serpentinite ATS 19-5 et au niveau de la pyroxénite ATS 19-11, qui est altérée et partiellement serpentinisée. Les minéraux, et notamment le plagioclase, ont des $\delta^{18}\text{O}$ légèrement plus faibles à proximité de la serpentinite que dans les cumulats sains. Sur le graphique C, on a fait figurer les teneurs en Cr et Ni, qui sont également liées à la perte au feu ainsi qu'aux concentrations en S et Cu (voir paragraphe 4.5). Les teneurs en métaux de base sont faibles dans les veines, par contre elles augmentent dans les zones serpentinisées.

Les veines analysées dans le forage AMK sont repérables par leur richesse en SiO_2 et Na_2O . On peut constater sur la Fig. 4.55 qu'elles se distinguent par des plagioclases dont les $\delta^{18}\text{O}$ sont élevés, proches de 10‰, c'est-à-dire des valeurs typiques pour le quartz hydrothermal. Les pyroxènes de l'échantillon AMK 28-QV1 (187 m) ont été sélectionnés dans l'encaissant cumulatif d'une veine dont ils ne sont distants que de quelques cm. Ils donnent une valeur typiquement magmatique (6,8‰), ce qui indique qu'ils n'ont pas été isotopiquement influencés par les circulations de fluides, malgré leur proximité. En ce qui concerne les cumulats, un petit niveau d'altération se manifeste au niveau d'AMK 28-3 (93 m) par une augmentation de la teneur en eau accompagnée d'une élévation du $\delta^{18}\text{O}$ des pyroxènes et des plagioclases. Ces phénomènes sont couplés à une légère baisse du δD . L'échantillon AMK 28-5 est un xénolithe de dolomie qui n'a pas été serpentinisé. Son δD (-127‰) est similaire à celui des cumulats non altérés. Comme dans le cas du forage ATS, les veines sont pauvres en métaux de base et en soufre.

Les veines à Turfspruit et Macalacaskop témoignent de circulations hydrothermales de fluides aqueux. Ils étaient riches en éléments peu compatibles

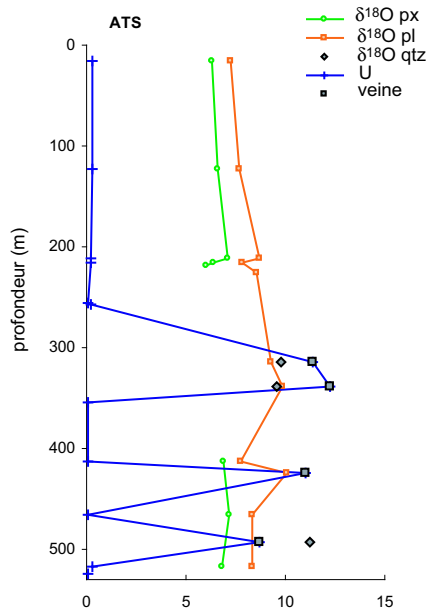


Fig. 4.54A. Isotopie de l'oxygène et teneurs des échantillons en uranium à travers le forage ATS 19.

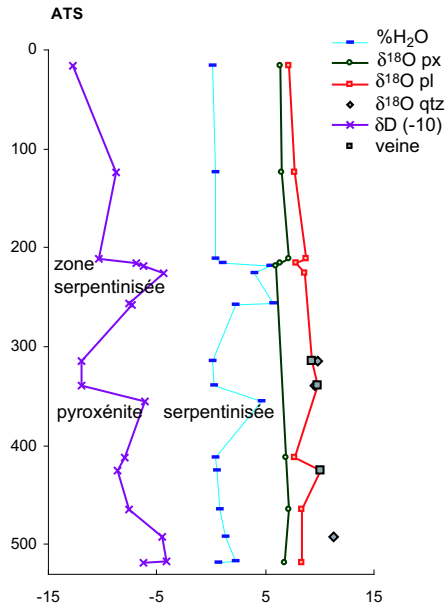


Fig. 4.54B. Isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène, ainsi que les teneurs en eau à travers le forage ATS 19.

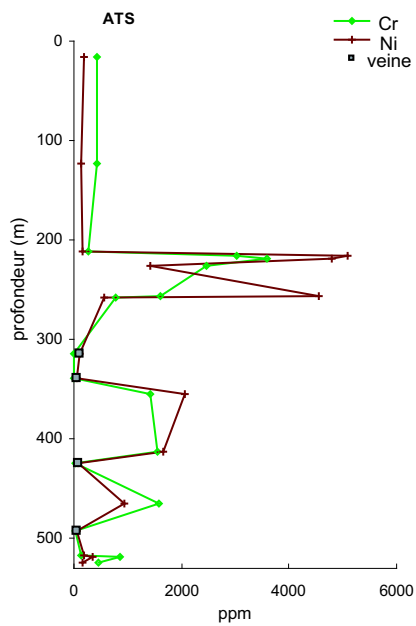


Fig. 4.54C. Teneurs en Ni et en Cr à travers le forage ATS 19.

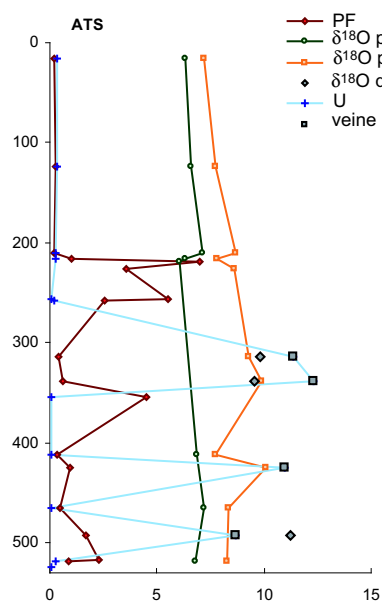


Fig. 4.54D. Teneurs en U et valeurs de la perte au feu à travers le forage ATS 19, en regard de l'isotopie de l'oxygène sur

FIG. 4.54 – Profils géochimiques à travers le forage de Turfspruit (ATS 19).

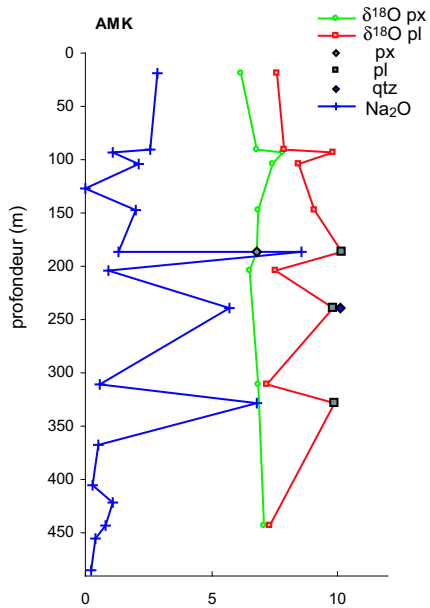


Fig. 4.55A. Isotopie de l'oxygène et teneurs des échantillons en Na₂O à travers le forage AMK 28.

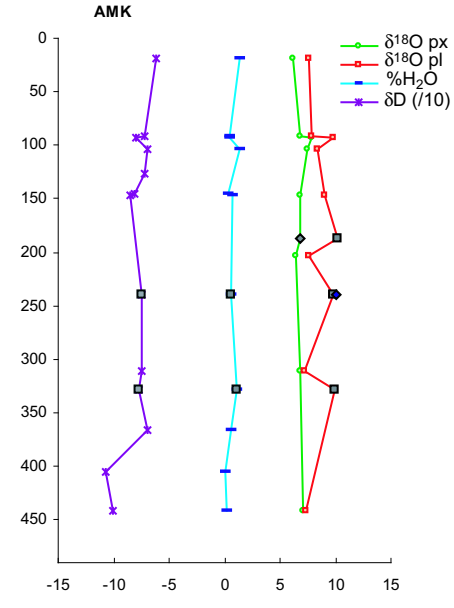


Fig. 4.55B. Isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène, ainsi que les teneurs en eau à travers le forage AMK 28.

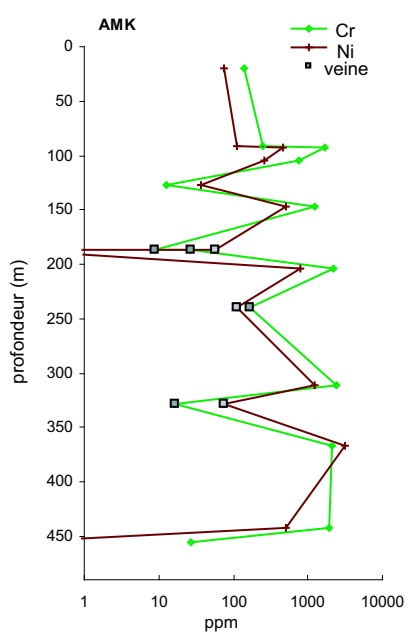


Fig. 4.55C. Teneurs en Ni et en Cr à travers le forage AMK 28.

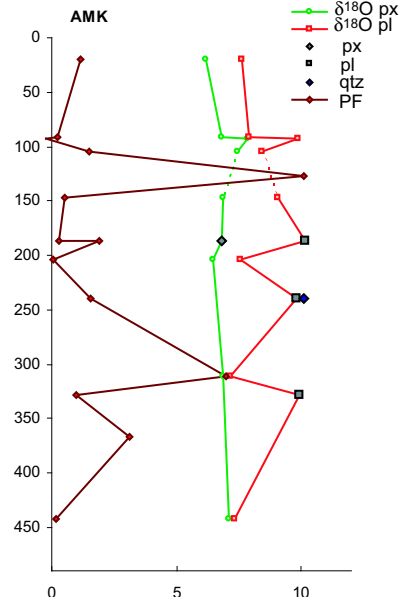


Fig. 4.55D. Valeurs de la perte au feu à travers le forage AMK 28, en regard de l'isotopie de l'oxygène sur pyroxènes, plagioclases et quartz.

FIG. 4.55 – Profils géochimiques à travers le forage de Macalacaskop (AMK 28)

dans les minéraux tels Zr, Hf, Ta, Nb, Th et U. Ces éléments sont généralement peu solubles dans l'eau, ce qui suggère que les fluides contenaient un ou plusieurs agents complexants. L'analyse des amphiboles et des biotites a révélé l'absence de fluor mais la présence de chlore. Les veines ne semblent pas avoir d'incidence sur la répartition des sulfures, au contraire des zones de serpentinisation. Les veines à quartz et feldspath ont toujours des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ élevées. Leurs teneurs en eau sont très faibles et leurs δD sont fortement négatifs, similaires à ceux des cumulats magmatiques. Les zones d'altération, quant à elles, n'ont pas toutes les mêmes caractéristiques. En effet, la zone de serpentinisation principale observée sur le forage de Turfspruit contient des pyroxènes et des plagioclases dont les $\delta^{18}\text{O}$ sont inférieurs à ceux des minéraux sains, tandis que les δD y sont les plus élevés. Dans le forage de Macalacaskop, on observe le contraire : la zone altérée contient des pyroxènes et plagioclases dont les $\delta^{18}\text{O}$ sont élevés, alors les δD marquent une légère diminution.

Les étapes d'altération à Overysel

Ainsi qu'on a pu le constater, l'altération est hétérogène au sein du Platreef, aussi bien à l'échelle des différents sites d'étude qu'à celle des échantillons macroscopiques. Nous proposons d'examiner les forages d'Overysel afin de décrire les caractéristiques géochimiques des zones d'altération.

Les graphiques de la Fig. 4.56 illustrent des profils à travers la carotte OY 28. Le graphique A représente les valeurs mesurées de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ (roches totales). Le graphique B reprend les données de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ en regard des valeurs de $\% \text{H}_2\text{O}$ et de δD . Sur le graphique C, on a fait figurer les teneurs en Cr et Ni. On a vu au paragraphe 4.5 que ces teneurs étaient liées à la perte au feu ainsi qu'aux concentrations en S et Cu. Le graphique D rappelle les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ en permettant de les comparer à la PF et aux teneurs en Rb de chaque échantillon. On a déjà noté que cet élément était un marqueur de la contamination par des fluides métamorphiques. Afin de faciliter leur représentation sur les graphiques, les valeurs de δD et les teneurs en Rb sont divisées par 10.

Il est possible de distinguer trois zones d'altération poussée dans OY 28. La première se situe à proximité de 190 m de profondeur. Il s'agit d'un niveau serpentinisé. La poudre réagit à l'HCl à froid et l'observation des lames minces confirme la présence de carbonates. Il s'agit probablement de carbonates originaires de la formation des dolomies de Malmani qui ont été dissous puis redéposés par des fluides aqueux. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ marque une augmentation tandis que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ diminue. Le $\% \text{H}_2\text{O}$ et la PF montrent une nette augmentation et le δD est décalé vers des valeurs moins négatives, ce qui a été

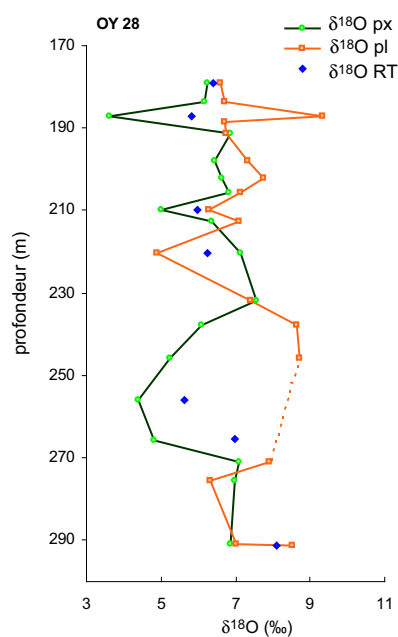


Fig. 4.54A. Isotopie de l'oxygène à travers le forage OY 28.

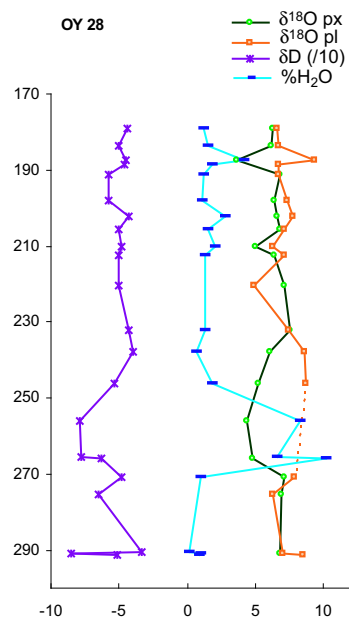


Fig. 4.54B. Isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène, ainsi que les teneurs en eau à travers le forage OY 28.

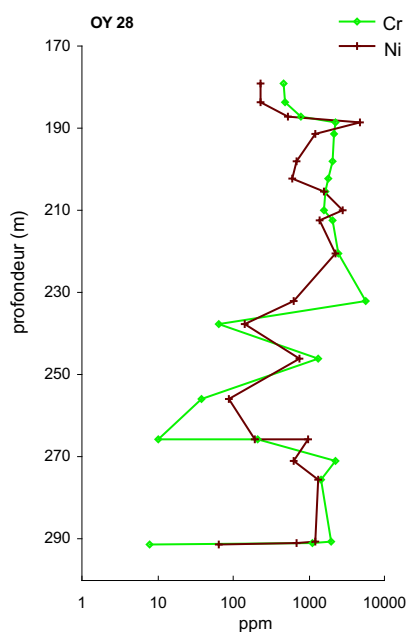


Fig. 4.54C. Teneurs en Ni et en Cr à travers le forage OY 28.

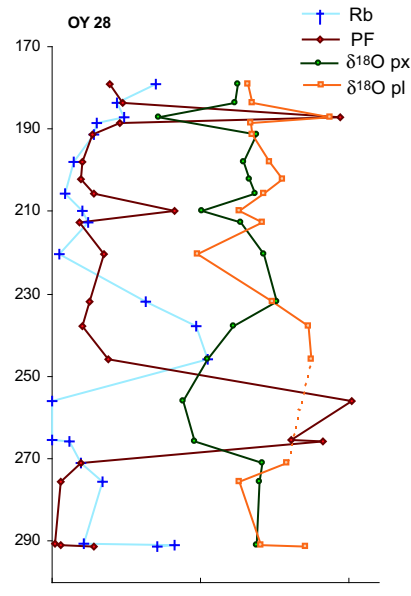


Fig. 4.54D. Teneurs en Rb et valeurs de la perte au feu à travers le forage OY 28, en regard de l'isotopie de l'oxygène sur pyroxènes et plagioclases.

FIG. 4.56 – Profils géochimiques à travers un des forages d'Overysel (OY 28)

défini comme typique des zones serpentinisées (voir paragraphe 4.7.1). On ne remarque aucun effet net sur la concentration en Rb. Le Ni marque un pic tandis que la teneur en Cr est caractérisée par une augmentation qui se maintient sur plusieurs dizaines de m.

La zone 2 se trouve à environ 210 m de profondeur. On y note une légère augmentation de %H₂O liée à une forte augmentation de la PF. Ce découplage est expliqué par la présence de carbonates, dont témoigne la réaction positive à l'HCl. Ce niveau est peu serpentinisé. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$ y suivent une évolution similaire, vers un allègement isotopique. Les isotopes de l'hydrogène ne semblent pas très affectés à ce niveau mais environ 8 m plus haut.

La dernière zone d'altération est la plus épaisse et la plus perturbée. Elle s'étend de 240 à 270 m de profondeur. Elle contient des carbonates : OY 28-14 (256 m) et OY 28-15A (265 m) réagissent fortement à l'HCl à froid. À l'instar de ce qu'on observe dans la zone 1, la teneur en H₂O et la PF marquent une nette augmentation. On note également une évolution inverse des $\delta^{18}\text{O}_{\text{pl}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{px}}$, les plagioclases ayant tendance à s'alourdir isotopiquement tandis que les pyroxènes s'allègent. Les δD diminuent, au contraire de ce qui est habituellement remarqué pour les zones de serpentinsation. Le Rb est très fortement enrichi dans la partie supérieure de la zone d'altération, de 230 à 250 m mais semble totalement absent ou lessivé dans la zone la plus perturbée qui constitue la base du Platreef. Les échantillons présentant les plus fortes teneurs en Rb, OY 28-12 et OY 28-13, sont aussi enrichis en K₂O, Na₂O, Nb, Ta, U et Th.

La Fig. 4.57 montre des profils à travers la carotte OY 47. On peut distinguer dans ce forage des zones équivalentes à celles que nous avons définies pour OY 28. La zone 1 se situe à la même profondeur que celle de OY 28, bien qu'elle soit plus épaisse (de 180 à 190 m). Les caractéristiques y sont similaires : il existe des traces de carbonates, la PF est forte, l'isotopie de l'oxygène révèle des pyroxènes légers et des plagioclases lourds. Les métaux de base semblent avoir été lessivés. On a noté au Chapitre 4.5 que le Zr, le Hf et, dans une moindre mesure, le Th y étaient enrichis. La zone 2 correspond également à celle de OY 28 (profondeur d'environ 210 m). On y observe un allègement isotopique du plagioclase comme du pyroxène, ainsi qu'une augmentation de la PF et de la teneur en H₂O. Le δD accuse une augmentation. La zone 3 n'apparaît pas entièrement dans la carotte OY 47, qui prend fin avant la partie où l'altération est maximale (à partir de 206 m). Cependant la zone de fort enrichissement en Rb qui la surmonte est visible, ainsi qu'une baisse des teneurs en métaux de base. Il s'agit également d'une zone très riche en Sr, probablement en raison de la nature anorthositique de ces cumulats. Les trois échantillons OY 47-16, OY 47-17 et OY 47-18, qui ont été prélevés

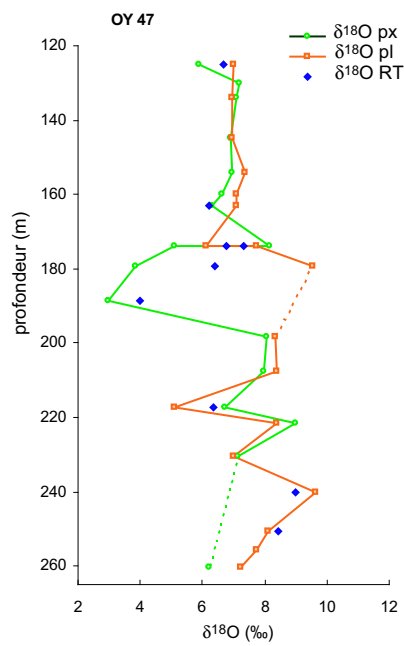


Fig. 4.55A. Isotopie de l'oxygène à travers le forage OY 47.

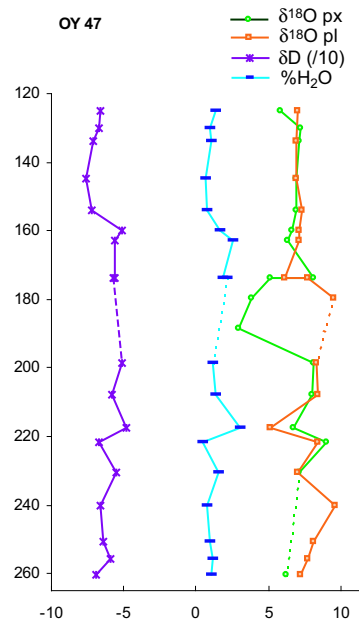


Fig. 4.55B. Isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène, ainsi que les teneurs en eau à travers le forage OY 47.

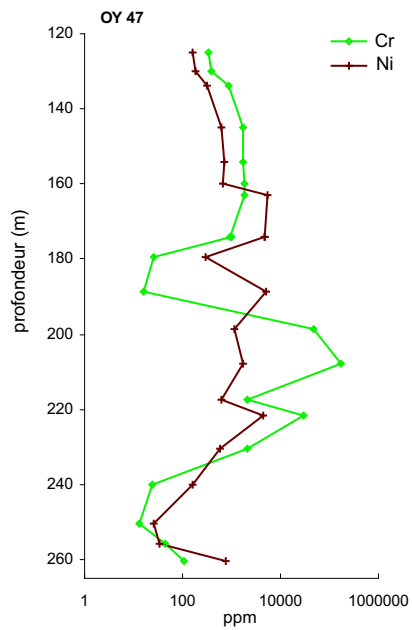


Fig. 4.55C. Teneurs en Ni et en Cr à travers le forage OY 47.

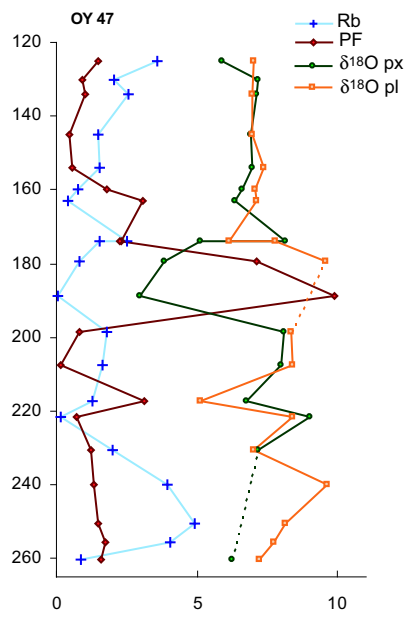


Fig. 4.55D. Teneurs en Rb et valeurs de la perte au feu à travers le forage OY 47, en regard de l'isotopie de l'oxygène sur pyroxènes et plagioclases.

FIG. 4.57 – Profils géochimiques à travers un des forages d'Overysel (OY 47)

entre 240 et 256 m, réagissent à l'HCl.

La Fig 4.58 permet de comparer les profils des deux forages d'Overy-sel, distants de 1440 m, afin de mettre en évidence leurs correspondances. Les zones d'altération ne suivent pas la stratigraphie mais se manifestent à profondeur constante. La plus profonde se situe dans la partie inférieure du forage OY 28. Ces niveaux contiennent beaucoup de carbonates, qui peuvent avoir été apportés par les fluides. Cependant, on a vu au paragraphe 4.5.3 et sur la Fig. 4.14 que les échantillons concernés (OY 28-14 et 28-15) contenaient du clinopyroxène : il ont dû subir une influence dolomitique directe. Elle peut bien sûr être liée à la présence d'un xénolithe calco-silicaté, mais on peut également invoquer une migration latérale de magma contaminé depuis la zone de Sandsloot. D'après Van der Merwe (1976), le conduit d'alimentation du lobe Nord se situait à proximité de Mokopane, au sud de Sandsloot.

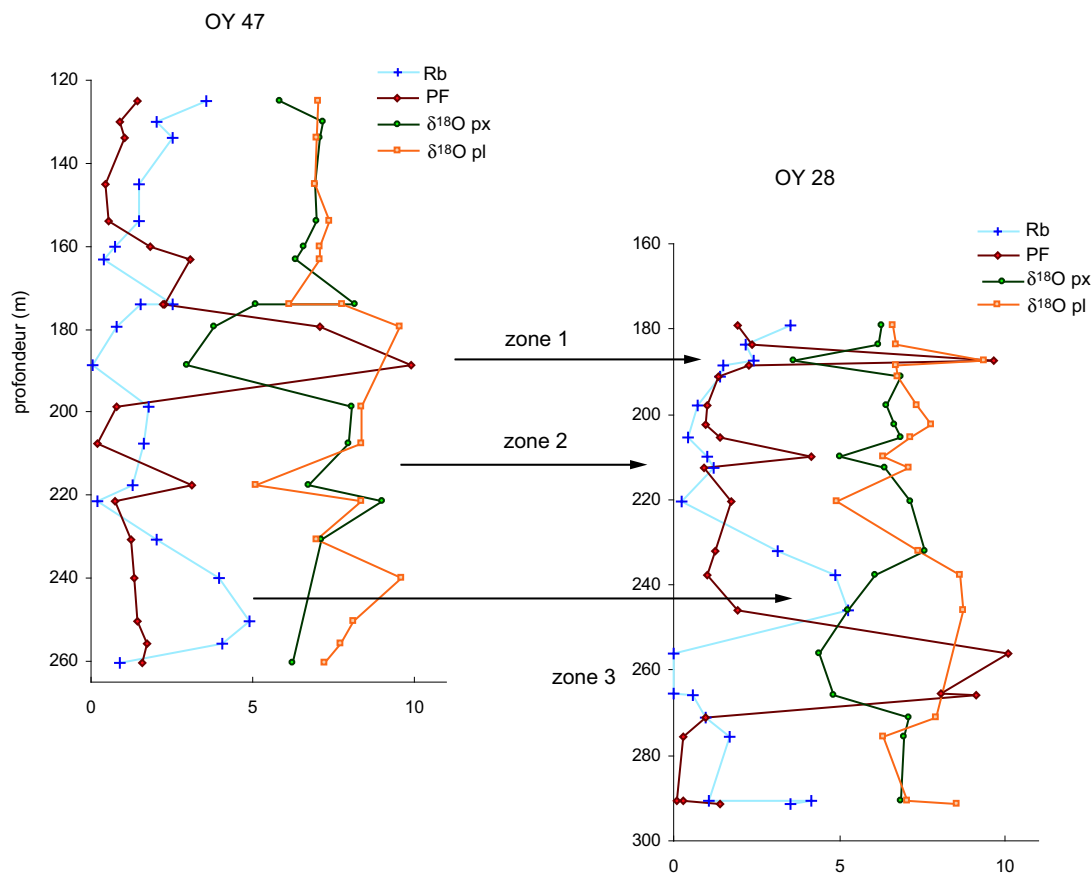


FIG. 4.58 – Correspondances entre les zones d'altération des carottes OY 28 et OY 47.

Ces mouvements auraient donc pu se produire à l'occasion de réinjections magmatiques.

Les caractères géochimiques des deux carottes OY 28 et OY 47 indiquent que les circulations de fluides aqueux ont été canalisées. Le long des deux carottes, on peut observer des zones de cumulats sains, aux caractères magmatiques intacts, tandis que d'autres sont très serpentinisés et chimiquement perturbés. Dans ces niveaux, le rapport fluide/roche a été parfois suffisant pour affecter le $\delta^{18}\text{O}$ des roches totales. Par exemple, l'analyse de l'échantillon OY 28-14 donne un résultat de 5,6‰, OY 28-3 donne 5,8‰ et on obtient 4,0‰ pour 47-10 (voir les diagrammes A des Fig. 4.57 et 4.58). L'interaction a donc tendance à abaisser le $\delta^{18}\text{O}$ des roches totales.

Dans le cas de la zone 2, le plagioclase et le pyroxène ont tous les deux évolué vers des $\delta^{18}\text{O}$ inférieurs aux valeurs magmatiques. Le système a été figé alors que ces deux phases n'étaient pas en équilibre mutuel.

En ce qui concerne les zones 1 et 3, le pyroxène a également des valeurs isotopiques faibles, mais le plagioclase a évolué vers des valeurs élevées. Il est possible que la présence de fluides ait permis un rééquilibre entre les minéraux à des températures plus basses que dans un système sec, le plagioclase tendant vers des valeurs élevées et le pyroxène vers des valeurs faibles. Cette hypothèse ne peut être précisée davantage car on ne connaît pas les coefficients de fractionnement qui s'appliquent à basse température. De plus, le #An des plagioclases n'est pas bien connu. Comme le montrent l'annexe D et le premier tableau de l'annexe C, la composition chimique des feldspaths est parfois variable au sein d'un même échantillon.

Dans les zones d'altération 1 et 2, le δD évolue vers des valeurs moins négatives que les valeurs magmatiques. On fait la même observation dans le forage de Turfspruit : l'interaction avec les fluides aqueux a tendance à faire baisser le $\delta^{18}\text{O}$ et à augmenter le δD .

La zone 3 est différente puisqu'elle présente des δD proches de -80‰ alors que les autres échantillons du même forage donnent plutôt des valeurs comprises entre -40 et -60‰ . Cette zone présente un caractère commun avec le niveau d'altération observé dans la carotte de Macalacaskop : l'échantillon concerné est de δD plus négatif que les niveaux contigus.

Dans les zones d'altération, le δD est contrôlé par la serpentine. Or, comme la Fig. 4.46 permet de le constater, un fluide de composition isotopique fixée est en équilibre avec des serpentines dont le δD est de plus en plus négatif au cours d'une augmentation de température. D'après l'équation de Sakai et Tsutsumi (1978), une variation de 100°C suffit à entraîner une différence de 30‰ . L'existence de zones dont le δD est très faible peut donc signifier que les circulations de fluides se sont interrompues avant que l'intrusion ne commence à refroidir, tandis que les autres zones témoigneraient d'interactions

poursuivies plus longtemps, à plus basse température. Cependant, nous venons de remarquer que l'isotopie de l'oxygène dans la zone 3 témoigne plutôt de basses températures. Il faut alors envisager la possibilité que des fluides de δD différents aient circulé dans l'intrusion, simultanément ou bien successivement. Il est aussi possible que le fluide ait été de composition chimique variable. En effet, si l'eau contient une fraction significative de CO_2 , ses propriétés vis-à-vis de l'équilibre avec les minéraux en sont changées.

La portion la plus altérée de la zone 3 est surmontée par des cumulats qui ont enregistré un pic de Rb, Ba, Na_2O et K_2O . Les alignements observés sur les Figs. 4.17 et 4.18 suggèrent que ces éléments ont probablement été apportés par un liquide de fusion partielle granitique qui aurait percolé depuis l'encaissant. Ils auraient ensuite été lessivés de la portion inférieure de la pile magmatique, où les cumulats ont canalisé des circulations de fluides aqueux. Ces fluides provenaient probablement des sédiments, déshydratés sous l'effet thermique de l'intrusion. Leur composition n'est pas précisément connue, mais la serpentinitisation avancée de certains niveaux indique que l'eau devait être dominante.

L'assimilation crustale et les interactions fluides-roches au Platreef : synthèse et conclusions

L'étude des échantillons de Bellevue a montré que la partie centrale du lobe Nord partageait ses caractéristiques chimiques et isotopiques avec les lobes Est et Ouest : les cumulats y ont été préservés de l'altération par des fluides et leurs $\delta^{18}\text{O}$ indiquent une composante crustale qui a affecté le magma avant sa mise en place dans l'intrusion du Bushveld.

La comparaison menée entre les sites du Platreef et le forage de Bellevue permet de diagnostiquer différents types d'assimilation crustale additionnelle dans cette zone marginale. La contamination par la dolomie de Malmani est intense à Sandsloot (voir Harris et Chaumba, 2001) et se manifeste au-delà de la zone de contact sous la forme de xénolithes ou de feuillets calco-silicatés dans les cumulats. Même à distance du contact avec les dolomies, les zones d'altération contiennent souvent des carbonates. Ils peuvent avoir été transportés par des liquides aqueux. La présence de pyroxènes alumineux, par contre, trahit l'influence de xénolithes calco-silicatés, généralement métamorphisés et altérés. Il est possible que les olivines produites par le métamorphisme de la dolomie aient subi un début de serpentinisation due aux fluides expulsés de la dolomie elle-même (CO_2 et H_2O), mais l'abondance de la serpentine suggère que des fluides aqueux extérieurs ont été mis à contribution.

La contamination par les granites est moins évidente à caractériser car leur composition en isotopie de l'oxygène diffère peu de celle des magmas du Bushveld et les teneurs en éléments en traces sont variables entre les échantillons granitiques. Il est probable que des enclaves aient été digérées par le magma du Platreef, mais il faut surtout noter que certaines zones présentent des teneurs en Rb et Ba supérieures ou égales à celles des formations granitiques. À la suite de leurs études menées à Overysel et Sandsloot, Barton et al. (1986) avaient proposé que le Platreef ait subi une contamination due à la fusion partielle des granites et à la percolation des liquides résultants à travers

les cumulats. Notre étude montre que les zones de contamination granitique intense sont effectivement situées à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au-dessus du contact. Cependant, les cumulats qui se trouvent directement au contact avec le granite apparaissent lessivés car ils ont servi de zone de chenalisation pour des fluides plus tardifs. Les correspondances qui existent entre les deux forages d'Overysel permettent de mettre en évidence des niveaux de circulations de fluides qui ne sont pas influencés par la stratigraphie magmatique mais pourraient suivre des trajets parallèles à la surface topographique actuelle.

Le message géochimique peut être assez complexe car plusieurs événements se sont succédé dans cette bordure d'intrusion, parfois en se superposant. Ainsi, les forages d'Overysel enregistrent sur une quarantaine de mètres de hauteur :

- une contamination dolomitique marquée par la présence de carbonates et de pyroxènes alumineux,
- une contamination par des liquides de fusion partielle granitiques détectée grâce aux teneurs en Rb et Ba et aux Sr_i ,
- des circulations de fluides aqueux dont témoignent notamment les isotopes stables et certains éléments en trace.

Les circulations de fluides ont été particulièrement intenses sur le site d'Overysel. Elles ont pu être facilitées par la fracturation de l'encaissant. Taylor et Forester (1979) avaient déjà observé sur l'intrusion du Skaergaard que les cumulats en contact avec les encaissants fracturés étaient les plus affectés par l'hydrothermalisme.

À l'échelle globale du complexe, et bien que certaines zones marginales aient subi une forte altération, les interactions se sont faites à de faibles rapports fluides/roches. Les données acquises sur des sites marginaux du lobe Est, à Olifant Through et Clapham, montrent que des phénomènes d'assimilation et d'altération s'y sont également exercés, bien que de manière moins marquée qu'au lobe Nord. La spécificité du Platreef semble liée à l'assimilation de dolomie, qui conditionne l'apport de soufre, et aux très intenses circulations de fluides, qui sont liées à l'encaissant granitique.

Différentes études, résumées dans la section 4.2.5, ont mené au consensus actuel selon lequel les platinoïdes, qui font l'intérêt économique du Platreef, ont été concentrés grâce au soufre originaire des dolomies de Malmani. Le processus de lessivage reste encore sujet à débat, car le volume de magma disponible dans le Platreef est très inférieur à celui qui est requis pour obtenir les quantités de platinoïdes observées : il faut certainement faire appel à un modèle dynamique. Plusieurs travaux ont mis en évidence des remobilisation de PGE sous l'effet de circulations de fluides. La présence de chlore dans des biotites et amphiboles hydrothermales que nous avons analysées

indique que les fluides, grâce à la forte complexation entre Cl et les PGE, avaient probablement la capacité de provoquer une redistribution locale des platinoïdes.

Bibliographie

A

Anders E., Grevesse N. (1989) Abundances of the elements : Meteoric and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197-214.

Armitage P.E.B., McDonald I., Edwards S.J., Cawthorn R.G. (2002) Composition of the Platreef and calc-silicate footwall at Sandsloot Platinum Mine, Potgietersrus district, northern province, South Africa. *Appl. Earth Sci. (Trans. Instit. Min. Metall. B)*, 111, B36-45.

Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 98, 495-515.

Ashwal L.D., Webb S.J., Knoper M.W. (2004) Magmatic stratigraphy in the Bushveld Northern Lobe : continuous geophysical and mineralogical data from the 2950 m Bellevue drillcore. *South African Journal of Geology.*, in press.

B

Ballhaus C.G., Stumpff E.F. (1986) Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef : evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 193-204.

Barton J.M., Cawthorn R.G., White J. (1986) The role of contamination in the evolution of the Platreef of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 81, 1096-1104.

Baumgartner L.P., Valley J.W. (2001) Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow. in *Valley J.M., Cole D.R. (eds) Stable*

isotope geochemistry, Rev. Mineral. 43, 415-461.

Buchanan D.L., Nolan J., Suddaby P., Rouse J.E., Viljoen M.J., Davenport W.J. (1981) The genesis of sulfide mineralization in a portion of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 76, 568-579.

Buchanan P.C., Reimold W.U. (1998) Studies of the Rooiberg Group, Bushveld Complex, South Africa; no evidence for an impact origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155, 149-165.

Buick I.S., Maas R., Gibson R. (2001) Precise U-Pb titanite constraints on the emplacement of the Bushveld Complex, South Africa. *J. Geol. Soc. Lond.*, 158, 1, 3-6.

Button A. (1976) Stratigraphy and relations of the Bushveld floor in the Eastern Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 79, 3-12.

C

Campbell I.H., Naldrett A.J. (1979) The influence of silicate :sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Econ. Geol.*, 74, 6, 1503-1506.

Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. (1983) A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *J. Petrol.*, 24, 2, 133-165.

Cameron E.N. (1978) The Lower Zone of the eastern Bushveld Complex in the Olifant River through. *J. Petrol.*, 19, 437-462.

Cawthorn R.G. (1977) Pyroxene compositions, reaction relations and the lack of silica enrichment in the eastern Bushveld Complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 80, 139-144.

Cawthorn R.G., Walraven F. (1998) Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex. *J. Petrol.*, 39, 1669-1687.

Cawthorn R.G., Webb S.J. (2001) Connectivity between the western and eastern limbs of the Bushveld Complex. *Tectonophysics*, 330, 195-209.

Cawthorn R.G., Barton J.M., Viljoen M.J. (1985) Interaction of floor rocks with the Platreef on Overysel, Potgietersrus, northern Transvaal. *Econ. Geol.*, 80, 988-1006.

Cawthorn R.G., Meyer P.S., Kruger F.J. (1991) Major addition of magma at the Pyroxenite Marker in the western Bushveld Complex, South Africa. *J.Petrol.*, 32, 4, 739-763.

Cawthorn R.G., Davies G., Clubley-Armstrong A., McCarthy T.S. (1981) Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa : an estimate of the parental magma composition. *Lithos*, 14, 1-15.

Chacko T., Cole D.R., Horita J. (2001) Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems. in Valley J.M., Cole D.R. (eds) *Stable isotope geochemistry, Rev. Mineral.*, 43, 1-62.

Chiba H., Chacko T., Clayton R.N., Goldschmidt J.R. (1989) Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite : Application to geothermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2985-2995.

Clayton R.N., Mayeda T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.

Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geoph. Res.*, 77, 3057-3067.

Clayton R.N., Goldsmith J.R., Mayeda T.K. (1989) Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 725-733.

Clayton R.N., Goldsmith J.R., Karel K.J., Mayeda T.K., Newton R.C. (1975) Limits of the affect of pressure on isotopic fractionation. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39, 1197-1201.

Coplen T.B., Kendall C., Hopple J. (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302, 236-238.

Criss R.E., Gregory R.T., Taylor J.R. (1987) Kinetic theory of oxy-

gen isotopic exchange between minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1099-1108.

D

Davis G., Cawthorn R.G., Barton Jr J.M., Morton M. (1980) Parental magma to the Bushveld Complex. *Nature*, 287, 33-35.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J. (1976a) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Letters*, 3, 12, 249-252.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J. (1976b) Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Letters*, 3, 5, 743-746.

de Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E., Hart R.A. (1992) Formation of an Archean continent. *Nature*, 357, 553-562.

Du Plessis C.P., Walraven F. (1990) The tectonic setting of the Bushveld Complex in southern Africa. Part 1. Structural deformation and distribution. *Tectonophysics*, 179, 305-319.

E

Eales H.V. (2002) Caveats in defining the magma parental to the mafic rocks of the Bushveld Complex, and the manner of their emplacement : review and commentary. *Min. Mag.*, 66, 6, 815-832.

Eales H.V., de Klerk W.J., Teigler B. (1990) Evidence for magma mixing processes within the Critical and Lower Zone of the northwestern Bushveld Complex, *South Africa. Chem. Geol.*, 88, 261-278.

Eales H.V., Botha W.J., Hattingh P.J., De Klerk W.J., Maier W.D., Odgers A.T.R. (1993) The mafic rocks of the Bushveld Complex : a review of emplacement and crystallization history, and mineralisation in the light of recent data. *J. Afr. Earth Sci.*, 16, 121-142.

Eales H.V., Cawthorn R.G. (1996) The Bushveld Complex. *in Layered intrusion, R.G. Cawthorn (ed).*

Eiler J.M. (2001) Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *in Valley J.M., Cole D.R. (eds) Stable isotope geochemistry, Rev. Mineral., 43, 1-62.*

Elston W.E. (1995) Bushveld catastrophe, South Africa; mantle plume or impact? *EOS, transactions, American Geophysical Union, 76, 46, 337.*

Eriksson P.G., Reczko B.F.F. (1995) The sedimentary and tectonic setting of the Transvaal Supergroup floor rocks to the Bushveld Complex. *J. Afr. Earth Sci., 21, 4, 487-504.*

F

Fletcher I.R., Rosman J.R. (1982) Precise determination of initial eNd from Sm-Nd isochron data. *Geoch. Cosmoch. Acta, 46, 1983-1987.*

French B.M. (1990) Absence of shock-metamorphic effects in the Bushveld Complex, South Africa; results of an intensive search. *Tectonophysics, 171, 1-4, 287-301.*

G

Gain S.B., Mostert A.B. (1982) The geological setting of the platinoid and base metal sulfide mineralization in the Platreef of the Bushveld Complex in Drenthe, North of Potgietersrus. *Econ. Geol., 77, 1395-1404.*

Govindaraju K. (1994) 1994 compilation of working values and samples description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter, vol XVIII (special issue).*

Gregory R.T., Taylor H.P. Jr (1981) An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman : Evidence for d18O buffering of the oceans by deep (>5km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geoph. Res., 86, B4, 2737-2755.*

Gregory R.T., Criss R.E. (1986) Isotopic exchange in open and closed systems. *in Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. (eds) Stable isotopes in*

high temperature geological process, Rev. Mineral., 16, 91-127.

Gregory R.T., Criss R.E., Taylor H.G. Jr (1989) Oxygen isotope exchange kinetics of minerals pairs in closed and open systems : application to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formations. *Chem. Geol., 75, 1-42.*

H

Hall. A.L. (1932) The Bushveld igneous complex of the central Transvaal. *Mem. Geol. Surv. S. Afr., 28.*

Hamilton J. (1977) Strontium isotope and trace element studies on the Great Dyke and the Bushveld mafic phases and their relation to early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *J. Petrol. 18, 24-52.*

Harmer R.E., Sharpe M.R. (1985) Field relations and strontium isotope systematics of the marginal rocks of the eastern Bushveld Complex. *Econ. Geol., 80, 4, 813-837.*

Harris C., Chaumba J.B. (2001) Crustal contamination and fluid-rock interaction during the formation of the Platreef, northern limb of the Bushveld Complex, South Africa. *J. Petrol., 42, 7, 1321-1347.*

Harris C., Pronost J.M., Ashwal L.D., Cawthorn G. (2005) Oxygen isotope stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex : constraints on crustal contamination and evidence for the influx of new magma. *J. Petrol. ,46, 3, pp 579-601.*

Hatton C.J. (1995) Mantle plume origin for the Bushveld and Ventersdorp magmatic provinces. *in Constraints on the origin of layered intrusions; the Bushveld Complex, South Africa., Eriksson P.G. et Reczko B.F.F. (eds), Journal of African Earth Sciences, 21, 4, 571-577.*

Holwell D.A., McDonald I., Armitage P.E.B. (2004) Platinum-group mineral assemblages in the Platreef at Sandsloot mine, Limpopo Province, South Africa. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

Hulbert L.J., Von Gruenewaldt G. (1985) Textural and compositional features of chromite in the lower and critical zones of the Bushveld

Complex south of Potgietersrus. *Econ. Geol.*, 80, 4, 872-895.

I

Irvine T.N. (1975) Crystallization sequences in the MuskoX Intrusion and other layered intrusions; II, Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39, 6-7, 991-1020.

IUPAC (International Union of Applied and Pure Chemistry) (1998) Isotopic composition of the elements. *Pure and Applied Chemistry*, 70, 1, 217-236.

Ivanov O.K., Arkhangel'skaya V.A., Miroshnikova L.O., Shilova T.A. (1982) Shuiskite *American Mineralogist*, 67, 860.

J

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 1, 139-155.

Johnson T.E., Gibson R.L., Brown M., Buick I.S., Cartwright I. (2003) Partial melting of metapelitic rocks beneath the Bushveld Complex, South Africa. *J. Petrol.*, 44, 789-813.

K

Kamo, S.L., Reimold W.U., Krogh T.E., Colliston W.P. (1996) A 2.023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccias and granophyre. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 3-4, 369-387.

Kohn M.J., Valley J.M. (1998) Oxygen isotope geochemistry of the amphiboles : isotope effect of cation substitutions in minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 11, 1947-1958.

Kinnaird J.A. (2004) An overview of the Platreef. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

Knoper M., Jordan T.H., Ashwal L.D. (1999) Thinspot origin for the Bushveld Complex?

http://www.geocities.com/Yosemite/Trails/1453/faf4bic2.htm

Knoper M.W., Von Gruenenwaldt G. (1992) Main Zone parental magma composition in the northern Bushveld Complex, Potgiertersrus : evidence from REE content of plagioclase. *Abstract, Geological Society of South Africa, 24th Geocongress, Bloemfontein, 237.*

Kruger F.J. (1994) The Sr-isotopic stratigraphy of the western Bushveld Complex. *S. Afr. J. Geol., 97, 4, 393-398.*

Kruger F.J., Cawthorn R.G., Walsh K.L. (1987) Strontium isotopic evidence against magma addition in the Upper Zone of the Bushveld Complex. *Earth Planet. Sci. Lett., 84, 51-58.*

L

Lamotte M. (1967) Initiation aux méthodes statistiques en biologie. *2ème édition, Masson et Cie éditeurs.*

Le Fèvre B. (2002) Développements chimiques et instrumentaux en géochimie, en vue des analyses isotopiques Lu-Hf et Sm-Nd. Applications à la géochronologie des roches métamorphiques de haut degré. *Thèse de doctorat à l'Université de Clermont-Ferrand.*

Le Fèvre B., Pin C. (2002) Determination of Zr, Hf, Th and U by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry after concomitant separation using extraction chromatography. *Geostandards Newsletter, 26, 2, 161-170.*

M

Maier W.D. (2002) Pt, Pd, Cu and Sulfur contents of the Platreef on the farm Townlands, northern Bushveld Complex. *Abstract, 9th Intl Platinum Symposium.*

Maier W.D., Arndt N.T., Curl E.A. (2000) Progressive crustal contamination of the Bushveld Complex : evidence from Nd isotopic analyses

of the cumulate rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, 140, 316-327.

Manyeruke T.D., Maier W.D. (2004) The petrography and geochemistry of the Platreef on the farm Townlands, northern Bushveld Complex. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

Mathez E.A., Agrinier P., Hutchinson R. (1994) Hydrogen isotope composition of the Merensky Reef and related rocks, Atok section, Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 89, 791-802.

Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geoch. Cosmoch. Acta* 43, 1131-1140.

Matthews A., Goldsmith J.R., Clayton R.N. (1983) Oxygen isotope fractionation involving pyroxenes : the calibration of mineral-pair geothermometers. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 47, 631-644.

McCourt S. (1995) The crustal architecture of the Kaapvaal crustal block, South Africa, between 3.5 and 2.0 Ga. *Mineral. Deposita*, 30, 89-97.

McDonald I., Holwell D.A., Armitage P.E.B. (2004) Magmatic evolution of the northern limb of the Bushveld Complex and the development of Platreef-style mineralization. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

N

Nell J. (1985) The Bushveld metamorphic aureole in the Potgietersrus area; evidence for a two-stage metamorphic event. *Econ Geol.*, 80, 4, 1129-1152.

Nex P.A., Kinnaird J.A. (2004) The Platreef : it's not as simple as A,B,C. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

O

O'Neil J.R., Taylor H.P. Jr (1967) The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *J. Geophys. Res.*, 74, 6012-6022.

O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K. (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51, 5547-5558.

Owens B.E. (2000) High-temperature contact metamorphism of calc-silicate xenoliths in the Kiglapait Intrusion, Labrador. *Am. Miner.*, 85, 1595-1605.

P

Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. (1969) Initial Strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 361-376.

Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. (1994) Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta*, 298, 209-217.

Pin C., Zalduogui J.F.S. (1997) Sequential separation of light rare-earth elements, thorium, and uranium by miniaturized extraction chromatography : Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta*, 339, 79-89.

R

Rhodes R.C. (1975) New evidence for impact origin of the Bushveld Complex, South Africa. *Geology*, 10, 549-554.

Ruiz J., Barra F., Ashwal L.D., Le Grange M. (2004) Re-Os systematics on sulfides from the Platreef, Bushveld Complex, South Africa. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

S

S.A.C.S. (South African Committee for Stratigraphy) (1980). Stratigraphy of South Africa. Part 1. Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda. *Handbook of the Geological Survey of South*

Africa., 8, 690.

Sakai H., Tsutsumi M. (1978) D/H fractionation factors between serpentine and water at 10° to 500°C and 2000 bar pressure, and the D/H ratios of natural serpentines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 231-242.

Schiffries C.M, Rye D.M. (1989) Stable isotopic systematics of the Bushveld Complex : I. Constraints of magmatic processes in layered intrusions. *Am. J. Sci.*, 289, 841-873.

Schiffries C.M, Rye D.M. (1990) Stable isotopic systematics of the Bushveld Complex : II. Constraints on hydrothermal processes in layered intrusions. *Am. J. Sci.*, 290, 209-245.

Sharman-Harris E.R., Kinnaird J.A. (2004) Into the new millenium : sulfur isotope studies of southern Platreef, northern limb, Bushveld Igneous Complex. *Abstract, Geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand.*

Sharpe M.R. (1981) Petrology and geochemistry of pre-Bushveld and Waterberg mafic sills. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 84, 1, 75-83.

Sharpe M.R. (1984) Petrography, classification and chronology of mafic sill intrusions beneath the eastern Bushveld Complex. *South African Geol. Survey Bull.*, 77, 1-40.

Sharpe M.R., Evensen N.M., Naldrett A.J. (1986) Sm/Nd and Rb/Sr evidence for liquid mixing, magma generation and contamination in the Eastern Bushveld Complex. *Geological Society of South Africa, Geocongress 1986, Johannesburg*, 621-624 (*extended abstract*).

Sparks R.S.J. (1986) The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth Planet. Sci. Letters*, 78, 211-213.

Steiger R.H., Jäger E. (1977) Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.

Suzuoki K., Epstein S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40, 1229-1240.

T

Taylor H.P., Forester R.W. (1979) An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks : a description of a 55 m.y. old fossil hydrothermal system. *J. Petrol.*, 20, 355-419.

Taylor H.P., Forester R.W. (1981) Low-¹⁸O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull, and Ardnamurchan, Western Scotland. *J. Petrol.*, 12, 3, 465-497.

Taylor H.P. (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 1, 1-71.

Therriault A M, Reimold W.U., Reid A.M. (1997) Geochemistry and impact origin of the Vredefort Granophyre. *South African Journal of Geology*, 100, 2, 115-122.

V

Van der Merwe M.J. (1976) The layered sequence of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 71, 1337-1351.

Vennemann T.W., O'Neil J.R. (1993) A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of mineral and rocks based on zinc reagent. *Chem. Geol.*, 103, 227-234.

Von Gruenewaldt G. (1979) A review of some recent concepts of the Bushveld Complex, with particular reference to sulfide mineralization. *in Nickel-sulfide and platinum-group-element deposits.*, Naldrett A.J. (ed), *The Canadian Mineralogist*, 17, 2, 233-256.

W

Wager L.R., Brown G.M. (1968) Layered igneous rocks. *Edinburgh : Oliver and Boyd.*

Walraven F. (1985) Genetic aspects of the granophyric rocks of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 80, 4, 1166-1180.

Walraven F., Armstrong R.A., Kruger F.J. (1990) A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapval craton, the Bushveld Complex and the Vredefort structure. *Tectonophysics*, 171, 23-48.

Wasserburg G. J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311-2323.

Wenner D.B., Taylor H.P. Jr (1971) Temperature of serpentinization of ultramafic rocks based on $\delta^{18}\text{O}$ fractionations between coexisting minerals and magnetite. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 32, 165-185.

Willmore C.C., Boudreau A.E., Spivack A., Kruger F.J. (2002) Halogens of Bushveld Complex, South Africa : $\delta^{37}\text{Cl}$ and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting. *Chem. Geol.*, 182, 50-511.

White J. (1983) The geology and mineralization of the Platreef of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. *Univ. Pretoria, Programme with abstract*, 102-103.

Annexes

Annexe A

Tableaux récapitulatifs des données acquises sur chaque site.

Overysel (OY 28 et OY 47)

Sandsloot (SS et PP)

Turfspruit (ATS)

Macalacaskop (AMK)

Clapham (C) et Olifant Trough (GC)

Bellevue (BV)

Roches encaissantes originaires de la région d'Overysel (CR)

Annexe B

Descriptions pétrographiques succinctes des échantillons de Bellevue, Overysel, Turfspruit et Macalacaskop que nous avons étudiées. Elles sont basées sur des observations macroscopiques et microscopiques.

Annexe C

Résultats obtenus en isotopie de l'oxygène, de l'hydrogène et du carbone. On trouvera un tableau des duplicats. Les $\delta^{18}\text{O}$ et les δD sont exprimés par rapport au SMOW, les $\delta^{13}\text{C}$ par rapport au PDB. On trouve aussi un tableau récapitulatif des % d'anorthite pour les plagioclases analysés à la microsonde.

*Bellevue (avec données de Harris et al., 2005)

*Clapham et Olifant Trough

*Platreef 1 : Overysel 28 et 47

*Platreef 2 : Turfspruit et Macalacaskop

*Platreef 3 : inclusions fluides, roches encaissantes

Annexe D

Analyses obtenues avec la microsonde électronique Cameca SX 100 de l'Université de Clermont-Ferrand. Les données sont classées ainsi :

1) par phases analysées (pyroxène, feldspath, olivine, biotite, chlorite,

amphibole, autres phases silicatées, oxydes, sulfures).

2) par site de provenance.

3) par numérotation d'échantillon.

Annexe E

Analyses élémentaires des échantillons. Pour les éléments majeurs, les échantillons OY, ATS et AMK ont été analysés en spectrométrie de fluorescence X à l'Ecole des Mines de St-Etienne. Pour les éléments en traces, les échantillons OY ont été analysés par ICP-MS à Capetown tandis que ATS et AMK l'ont été à Clermont-Ferrand.

Annexe F

Matrices de corrélations calculées pour OY 28, OY 47, les échantillons magmatiques de ATS, d'AMK, les veines à quartz et feldspath.

Tableau de limites de signification du coefficient de corrélation.

Annexe G

Données obtenues en isotopie radiogénique (Rb-Sr et Sm-Nd) sur des échantillons d'Overysel, Sandsloot, Turfpsruit, Macalacaskop et des roches encaissantes. On trouvera un tableau des duplicats.

Annexe A

Tableaux récapitulatifs des données acquises

Éch. OY 28 Overysel	Prfdr (m)	Pétrographie	S	Test HCl	Maj. F.X	Traces ICP-MS Le Cap	micro- sonde	$\delta^{18}O$			Carbonates		δD RT	%pds H ₂ O RT	δD biot.	%pds H ₂ O biotite	Isotopes radiogéniques	
								Px	Pl	RT	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$					Rb-Sr	Sm-Nd
OY 28-1	179			+	x	x		x	x	x						x	x	
OY 28-2	183,8	norite		+	x	x		x	x	x						x	x	
OY 28-3	187,3	norite	+	++	x	x		x	x	x								
OY 28-4	188,5	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-5	191,3	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-6	198	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-6A	202,2	pxnite à fds	+	0	x	x	x	x	x	x				x	x			
OY 28-7	205,5	norite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-8	210	pxnite à fds	+	+	x	x		x	x	x								
OY 28-9	212,5	norite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-10	220,3	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-11	232	norite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-12	237,7	anorth à px	+	0	x	x		x	x	x							x	
OY 28-13	246	norite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-14	256	pxnite à fds	+	++	x	x		x	x	x								
OY 28-15A	265,5	anorth	+	++	x	x		x	x	x							x	
OY 28-15B	265,7	pxnite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-16	271	norite	+	0	x	x		x	x	x								
OY 28-17	275,5	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x							x	
OY 28-18A	290,5	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x							x	
OY 28-18B	290,8	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x							x	
OY 28-19	291,4	anorth	+	0	x	x		x	x	x							x	

Remarques : il est possible que les échantillons OY 28-14, OY 28-15A et OY 28-15B soient un mélange entre un magma cristallisé et un ou des xénolithe(s) de dolomie serpentinisée. C'est également le cas de OY 28-3.

Le soufre n'a pas été dosé dans ces échantillons. La colonne "S" reporte les estimations visuelles de la quantité de sulfures observée en macroscopie.

Phases analysées à la microsonde :

OY 28-6A : px, fds, biot, amph OY 28-12 : px, fds, biot, amph, qtz, ap/calc OY 28-13 : px, fds, biot, amph, chlo, qtz

OY 28-14 : px, ap/calc, serp OY 28-17 : px, fds, biot, amph, qtz OY 28-18A : px, fds, biot, qtz

Autres études portant sur ce site : Cawthorn et al. (1985), Barton et al. (1986)

Éch. OY 47 Overysel	Ptdr (m)	Pétrographie	S	Test HCl	Maj. F.X	Traces ICP-MS Le Cap	microsonde	δ ¹⁸ O			Carbonates		δD RT	%pds H ₂ O biotite	Isotopes radiogéniques	
								Px	Pl	RT	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O			Rb-Sr	Sm-Nd
OY 47-1	125	norite	+	+	x	x		x	x	x	x	x		x	x	
OY 47-2	130	norite	+	0	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-3	134	norite		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-4	145	pxnite à fds		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-5	154	pxnite à fds	+	0	x	x	x	x	x	x	x	x				
OY 47-6	160	pxnite à fds		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-7	163	pxnite	+	0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-8A	174	pxnite à fds	+	0	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-8B	174	pxnite	+	0	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-9	179,5	pxnite		0	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-10	188,6	pxnite	+	++	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-11	198,5	pxnite à fds		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-12	207,7	pxnite à fds		0	x	x	x	x	x	x	x	x			x	
OY 47-13	217,4	pxnite		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-14	221,5	pxnite	+	0	x	x	x	x	x	x	x	x			x	
OY 47-15	230,5	pxnite		0	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-16	240	anorth	+	+	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-17	250,5	anorth	+	+	x	x		x	x	x	x	x				
OY 47-18	255,7	anorth		+	x	x		x	x	x	x	x			x	
OY 47-19	260,3	norite	+	0	x	x	x	x	x	x	x	x			x	

Remarques : il est possible que l' échantillon OY 47-10 soit un mélange entre un magma cristallisé et un xénolithe de dolomie serpentinisée.

Le soufre n'a pas été dosé dans ces échantillons. La colonne "S" reporte les estimations visuelles de la quantité de sulfures observée en macroscopie.

Phases analysées à la microsonde :

- OY 47-5 : px, fds, biot, amph, Qtz, ap/calc, zircon OY 47-7 : px, biot, amph, chlo, Qtz
- OY 47-8B : px, fds, biot, amph, chlo OY 47-9 : px, biot, chlo, titanite, prehnite
- OY 47-12 : px, fds, biot, amph, chlo OY 47-14 : px, spi, amph, chlo, shuiskite, prehn, pumpellyite
- OY 47-19 : px, biot, amph, Qtz, ap/calc

Autres études portant sur ce site : Cawthorn et al. (1985), Barton et al. (1986)

Éch. ATS 19 Turfspruit	Prfdr (m)	Pétrographie	S	Test HCl	Maj. F. X	Traces ICP-MS Clermont	microsonde	δ ¹⁸ O		δD RT	%pds H ₂ O RT	δD biotite	%pds H ₂ O biotite	Isotopes radiogéniques Rb-Sr Sm-Nd	
								Px	Qtz					Rb-Sr	Sm-Nd
ATS 19-01	16,1	norite	+	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-02	123,5	norite	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-03	210,8	norite	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-04	216,2	pxnite	++	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-05	219,0	serpentine	++	++	x										
ATS 19-07	255,8	pxnite à fds	++	0	x	x									
ATS 19-11	354,8	pxnite à fds	+	0	x	x									
ATS 19-12	412,6	pxnite	++	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-14	465,2	pxnite à fds	++	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-17	517,8	norite	+	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-06	225,5	veine QF-pxnite	+	0	x	x		x	x	x		x			
ATS 19-06F	225,5	veine QF-pxnite	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-09	314,1	veine QF	0	0	x	x		x	x	x				x	
ATS 19-10	338,7	veine QF	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-13	424,9	veine QF	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-15	492,3	veine QF	0	0	x	x		x	x	x					
ATS 19-16	517,2	veine QF-pxnite	+	0	x	x									
ATS 19-SP1	304,8	serpentine													
ATS 19 222.8 serp	222,8	serpentine													
Encassants et xénolithes															
ATS 19-08	257,8	cornéenne	+	0	x	x				x					
ATS 19-18	524,2	cornéenne	+	0	x	x				x					
ATS 19 - 69.59 QV	69,6	veine QF													
ATS 19 - 91.6 QV	91,6	veine QF													
ATS 19 - 228 QV	228	veine QF													
ATS 19 - 254 QV	254	veine QF													
ATS 19 - 314 QV	314	veine QF													
ATS 19 - 337.5 QV	337,5	veine QF													
ATS 19 - 344.5 QV	344,5	veine QF													

La colonne "S" indique les résultats obtenus par fluorescence X.

0 : moins de 100 ppm de soufre.

+ : entre 100 et 8000 ppm.

++ : plus de 8000 ppm.

Phases analysées à la microsonde :

ATS 19-08 : px, biot

ATS 19-17 : px, fds, biot alt, amph, ox, rutile

ATS 19-10 : plg, qtz

Éch. AMK 28 Macalacaskop	Purfdr (m)	Pétrographie	soufre	Test HCl	Majeurs FlucX	Traces ICP-MS Clermont	δ ¹⁸ O			δD RT	%pds H ₂ O RT	δD biotite	%pds H ₂ O biotite	Isotopes radiogéniques Rb-Sr
							P-x	Pl	Qtz					
AMK 28-1	19,4	norite	0	0	x	x	x		x	x			x	
AMK 28-2	91,0	norite	0	0	x	x	x		x	x			x	
AMK 28-3	92,9	pxnite	+	0	x	x	x		x	x				
AMK 28-4	104,2	pxnite	+	0	x	x	x		x	x				
AMK 28-6	147,3	pxnite à fds	+	0	x	x	x		x	x				
AMK 28-6S	146	serpentine	0	0	x	x	x		x	x				
AMK 28-7	203,8	pxnite à fds	+	0	x	x	x		x	x				
AMK 28-8	310,7	norite	+	0	x	x	x		x	x		x		
AMK 28-9	366,8	pxnite à fds	++	0	x	x	x		x	x			x	
AMK 28-10	442,1	pxnite à fds	+	+	x	x	x		x	x				
AMK 28-QV1Qtz	186,8	veine QF	+	x										
AMK 28-QV1	186,8	veine QF	0	0	x		x							
AMK 28-QV2	239,3	veine QF-gabbro	0	0	x		x		x	x				
AMK 28-QV3	328,1	veine QF	0	0	x		x		x	x				
AMK 28 145.1 Serp	145,1	serpentine							x	x				
AMK 28 192.9 Serp	192,9	serpentine							x	x				
AMK 28 267.5 Serp	267,5	serpentine							x	x				
AMK 28 305 Serp	305	serpentine							x	x				
Encasseants et xénolithes														
AMK 28-5	127,2	dolomite (xéno)	0	++	x	x			x					
AMK 28-137.2	137,2	calc-silicate (xéno)								x				
AMK 28-11	455,1	quartzite	+	0	x	x			x	x				
AMK 18-1	483,9	quartzite	+	0	x				x	x				
AMK 27-1	404,9	quartzite	+	0	x				x	x				
AMK 27-2	420,5	quartzite	+	0	x				x	x				
inclusions														
AMK 28 186 QV	186	veine QF								x				
AMK 28 187.5 QV	187,5	veine QF								x				
AMK 28 244.8 QV	244,8	veine QF								x				
AMK 28 278.8 QV	278,8	veine QF								x				
AMK 28 297 QV	297	veine QF								x				
AMK 28 323 QV	323	veine QF								x				

La colonne "S" reflète les résultats obtenus par fluorescence X.

0 : moins de 100 ppm de soufre.

+ : entre 100 et 8000 ppm.

++ : plus de 8000 ppm.

Éch. SS Sandsloot	Pétrographie	Isotopes radiogéniques	
		Rb-Sr	Sm-Nd
PP 1	norite	x	
PP 7	pyroxénite	x	x
PP 8	pyroxénite		
PP 12	pyroxénite	x	x
PP 15	parapyroxénite	x	
PP 20	parapyroxénite	x	x

Les échantillons sont numérotés en fonction de leur position le long d'une tranchée dans l'open pit de Sandsloot, de puis la partie magmatique jusqu'à la partie sédimentaire en traversant la zone de mélange. Pour plus de détails à propos de cet affleurement et des échantillons qui en proviennent, on se reportera à Harris et Chaumba (2001).

Autres études portant sur ce site : Buchanan et al. (1981), Harris et Chaumba (2001)

Éch. C Clapham	Pétrographie	$\delta^{18}\text{O}$	
		Px	Pl
C11		x	x
C14	norite	x	x
C17	pyroxénite	x	x
C20	norite	x	
C22	norite	x	x
C25	gabbronorite	x	x
C28	gabbronorite		

Ces échantillons nous ont été donnés par le P^r Grant Cawthorn de l'Université du Witswatersrand (Johannesburg). Une étude détaillée de l'affleurement de Clapham est proposée dans le travail de PhD de Valigny (1998).

Éch. GC Olifant Trough	localisation stratigraphique	Pétrographie	$\delta^{18}\text{O}$		δD RT	%pds H_2O RT
			Px	Olivine		
GC 382	Contact de lower zone	Harzburgite			x	x
GC 384	Près du contact de LZ	Harzburgite			x	x
GC 1352	Milieu de la LZ	Pyroxénite	x	x	x	x
GC 1532	Milieu de la LZ	Pyroxénite	x	x	x	x
GC 1535	Hbz, milieu de LZ	Harzburgite	x	x	x	x
GC 1581	Marginal norite	Norite			x	x
GC 1582	Milieu de la LZ	Pyroxénite		x	x	x
GC 1943	Milieu de la LZ	Pyroxénite	x		x	x

Ces échantillons nous ont été donnés par le P^r Grant Cawthorn de l'Université du Witswatersrand (Johannesburg). Une étude détaillée de l'affleurement d'Olifant Trough est proposée par Cameron (1978).

Éch. BV	Prfdr (m)	Pétrographie	sulf.	microsonde	$\delta^{18}\text{O}$		δD RT	%pds H_2O RT
					Px	PI		
BVA	106,2						-117,4	0,29
BVB	375,1						-59,9	0,36
BV1	462,7	pyroxénite	+		5,6	6,9	-87,8	0,67
BV2	689,5	norite			5,8	6,9	-95,0	0,21
BV3	847,4	norite			6,6	6,1	-74,2	0,30
BV4	969,5	pyroxénite			6,7	7,5	-69,4	0,65
BV5	1211,9	pyroxénite à fds		fds, px	6,3	9,1	-74,1	0,41
BVC	1547,9				6,4	7,3	-49,3	0,26
BV6	1553,6	pyroxénite à fds		fds, px	6,2	8,3	-58,9	0,23
BVD	1594,5				6,3	7,2	-58,6	0,19
BVE	1693,4				6,4	7,1	-71,5	0,17
BVF	1740,5						-40,3	0,29
BV7	1843,3	pyroxénite à fds			5,9	6,6	-75,0	0,28
BVG	1870,5				6,4	6,9	-55,2	0,18
BV8	1912,3	norite			6,5	7,1	-87,5	0,28
BV9	1955,7	pyroxénite à fds			6,2	6,9	-75,5	0,29
BV10	1980,1	norite			6,5	7,1	-94,2	0,18
BV11	2021,0	norite			6,3	6,8	-84,7	0,23
BV12	2849,4	norite (+ol?)			7,0	6,8	-79,3	0,23

Des descriptions et analyses détaillées du forage de Bellevue sont données par Knoper et Von Grunenwaldt (1992) ainsi que Ashwal et Hart (1995)

Les données en isotopie de l'oxygène reportées en caractères gras ont été acquises par Chris Harris à l'Université du Cap.

Nature pétrographique, identification stratigraphique et localisation des échantillons :

Éch. encaissants	$\delta^{18}\text{O}$ RT	Carbonates		Isotopes radiogéniques	
		$\delta^{13}\text{C}$	% calcite	Rb-Sr	Sm-Nd
TG 01	x				
TG 03				x	x
TG 04	x				x
TG 05	x				x
TG 06	x				x
TG 12	x				
TG 13	x				
TG 14	x				
TG 15	x	x	x		
TG 18B	x				
TG 19	x				
TG 20	x				
TG 21	x				
PP 75	x	x	x		

TG01 : quartzite, Timeball Hill Formation, Nooitgedacht Quartzite Member
 TG03 : dolomie, Pretoria Group, Malmani Formation - Sandsloot
 TG04 : granite, Hout River Gneiss - 2 km de la mine d'Overysel
 TG05 : granite d'Utrecht
 TG06 : granite d'Utrecht
 TG12 : cornéenne à qtz-biotite-andalousite, Duitschland Formation - près de Rietfontein
 TG13 : BIF, Penge Formation - Rietfontein
 TG14 : cornéenne à pyroxène, Penge Formation - Rietfontein
 TG 15 : marbre à diopside, Duitschland Formation - près du contact avec le Platreef
 TG18B : roche calco-silicatée sans calcite, Duitschland Formation - à Rietfontein près du contact avec le Platreef
 TG 19 : veine dans le granite - près d'Overysel
 TG 20 : granite, Hout River Gneiss - Mohlosane River à 2 m du contact avec le Platreef, près d'Overysel TG 21 : granite d'Utrecht
 PP 75 : marbre à forstérite, Duitschland Formation - juste sous le BIF de Twyfontein Hill

Les échantillons AMK 28-11, AMK 18-1, AMK 27-1, AMK 27-2 et ATS 19-18 sont aussi des fragments de roches encaissantes. Les renseignements à leur sujet figurent sur les fiches AMK et ATS.

Annexe B

Descriptions pétrographiques

Forage de Bellevue

BV 1 : Pyroxénite à plagioclase. Orthopyroxènes et clinopyroxènes. Texture fine. Une veine d'altération avec sulfures disséminés. Coupe verticale : on constate une orientation préférentielle horizontale des minéraux. Contraintes post-cristallisation (minéraux forcés). Phases d'altération : biotite, chlorite, amphibole.

BV 2 : Gabronorite. Orthopyroxènes et clinopyroxènes. Coupe horizontale : pas de structure. Phases d'altération : biotite, amphibole. Microveinule de chlorite. Environ 10% d'oxydes.

BV 3 : Norite fine, avec un peu de clinopyroxènes. Coupe verticale : structure orientée. Environ 20% d'oxydes.

BV 4 : Norite grossière. Orientation horizontale des minéraux. On trouve des sulfures et des oxydes. Le pyroxène apparaît sous forme de matrice englobant le plagioclase.

BV 5 : Pyroxénite à plagioclase. Orientation horizontale des minéraux. Texture à grains grossiers. Textures granophyriques plagioclases-opaques. Oxydes : 15%.

BV 6 : Pyroxénite à plagioclase. Orientation horizontale des minéraux. Texture à grains grossiers. Clinopyroxènes en exsolution et en minéraux indépendants. Oxydes : 10%.

BV 7 : Pyroxénite à plagioclase. Structure orientée. Un peu d'altération. Quelques exsolutions de clinopyroxènes dans l'orthopyroxène.

BV 8 : Norite. Structure orientée.

BV 9 : Anorthosite à pyroxènes. Orientation horizontale des minéraux. Exsolutions de clinopyroxènes dans orthopyroxènes. Beaucoup de cristaux de pyroxène sont en continuité optique. Textures granophyriques dans le plagioclase.

BV 10 : Norite à grains grossiers. Orientation horizontale des minéraux.
BV 11 : Norite à grains grossiers. Orientation horizontale des minéraux.
Quelques clinopyroxènes. Rares sulfures.
BV 12 : Norite à clinopyroxène. Grains de pyroxènes dans matrice abondante de plagioclase. Un cristal d'olivine avec bande de pliage.

Échantillons du Platreef

Overysel 28

OY28-1 : Norite à clinopyroxène. Quelques biotites et amphiboles. Rares oxydes. Présence de carbonates.
OY28-2 : Norite à clinopyroxène. Nombreux plagioclases altérés. Rares oxydes interstitiels et liés à la déstabilisation de biotites. Présence de carbonates.
OY 28-3 : Norite altérée avec veines de carbonates. Des plagioclases avec texture de recristallisation. Quelques sulfures.
OY 28-4 : Orthopyroxénite à plagioclase. Veinules d'altération. Présence de biotites et de sulfures.
OY 28-5 : Orthopyroxénite à plagioclase, texture grossière. Veinules de carbonates. Bandes de pliage dans les pyroxènes.
OY 28-6 : Orthopyroxénite à plagioclase et clinopyroxène. Texture grossière. Nombreux minéraux altérés. Quelques sulfures et oxydes. Rares biotites.
OY 28-7 : Norite très grossière, à cristaux parfois pluricentimétriques. Veinules de carbonates. Quelques petites biotites. Quelques sulfures et oxydes.
OY 28-8 : Norite. Un peu de clinopyroxène en exsolution dans l'orthopyroxène. Le plagioclase est globalement altéré. On trouve des carbonates, de la chlorite, de la serpentine, de la biotite et de l'amphibole. Il y a des sulfures dans les zones d'altération.
OY 28-9 : Norite. Le plagioclase est altéré. On trouve des sulfures dans les zones d'altération. OY 28-10 : Norite. Le plagioclase est altéré. Quelques clinopyroxènes. Altération : carbonates. Quelques sulfures. On trouve des veines avec serpentine.
OY 28-11 : Norite altérée de texture hétérogène. Beaucoup de plagioclases altérés. Quelques clinopyroxènes. Oxydes nombreux, petits et automorphes.
OY 28-12 : Anorthosite très altérée. Quelques pyroxènes. On trouve de la biotite.
OY 28-13 : Norite altérée. Présence de biotite et de sulfures. Texture granophyrique par endroits. OY 28-14 : Serpentine, chlorite, calcite, quelques reliques de pyroxènes.
OY 28-15 : Serpentine, quelques pyroxènes résiduels, des carbonates. Sulfures

dans les zones d'altération. Quelques opaques.

OY 28-16 : Norite de texture grossière. Clinopyroxènes en exsolutions et en cristaux individualisés.

OY 28-17 : Norite fine. On trouve du clinopyroxène, quelques biotites, des oxydes et sulfures. Texture granophyrique par endroits.

OY 28-18 : Échantillon hétérogène : pyroxénite - anorthosite - pyroxénite.

La pyroxénite est à grain fin. Elle consiste en petits cristaux d'orthopyroxènes englobés dans une matrice de plagioclase altéré.

L' anorthosite contient quelques grains de pyroxène et de biotite. Rares oxydes associés à la biotite.

OY 28-19 : Anorthosite hétérogène grise et rose. Il y a de grandes zones d'altération dans les quelles les plagioclases n'ont plus de macles. On trouve de la chlorite.

Overysel 47

OY 47-1 : Norite avec clinopyroxènes. On trouve quelques phases d'altération : carbonates, biotite, chlorite. Rares sulfures.

OY 47-2 : Norite à veinules d'altération. On observe des orthopyroxènes poecillitiques et des exsolutions de clinopyroxène dans les orthopyroxènes. Quelques sulfures et oxydes. Rares biotites.

OY 47-3 : Norite. Le plagioclase est plus altéré que le pyroxène. Un peu de biotite.

OY 47-4 : Orthopyroxénite à plagioclase comprenant un peu de clinopyroxène. Le pyroxène est en grains automorphes dans une matrice de plagioclase plus altérée.

OY 47-5 : Pyroxénite à plagioclase interstitiel altéré. Texture grossière. On trouve un peu de biotite et quelques sulfures.

OY 47-6 : Orthopyroxénite à plagioclase interstitiel. Rare biotite.

OY 47-7 : Orthopyroxénite à grain grossier. La phase d'altération dominante est la chlorite mais on trouve également de la biotite. Quelques sulfures liés à l'altération.

OY 47-8 : Orthopyroxénite à plagioclase interstitiel, avec quelques cristaux de clinopyroxène. Présence de gros sulfures. Quelques biotites.

OY 47-9 : Pyroxénite fine contenant quelques plagioclases altérés. Les clinopyroxènes sont communs. Veine d'altération de serpentine.

OY 47-10 : Pyroxénite. Altération marquée (serpentine, chlorite, calcite). Nombreux sulfures.

OY 47-11 : Norite fine avec veines d'altération. Quelques sulfures et des oxydes automorphes de petite taille, similaires à ceux qui sont observés dans OY 28-11.

OY 47-12 : Orthopyroxénite avec un peu de clinopyroxène. Phase d'altéra-

tion : amphibole.

OY 47-13 : Pyroxénite altérée. Un peu de biotite.

OY 47-14 : Pyroxénite, un peu de plagioclase altéré. Beaucoup d'oxydes. Grosses plages et veine de sulfures.

OY 47-15 : Orthopyroxénite altérée. Quelques oxydes.

OY 47-16 : Anorthosite altérée. Quelques sulfures, des carbonates.

OY 47-17 : Anorthosite altérée. Rares sulfures, des carbonates.

OY 47-18 : Anorthosite altérée. Présence de carbonates.

OY 47-19 : Orthopyroxénite à plagioclase, quelques clinopyroxènes. Des sulfures.

Turfspruit

ATS 19-1 : Norite. Il y a du clinopyroxène. Texture grossière. Quelques phases d'altération : amphibole et biotite. Quelques figures de compaction observées sur les plagioclases.

ATS 19-2 : Norite à exsolutions de clinopyroxène. Peu d'altération. Texture grossière à cristaux centimétriques. Quelques figures de compaction observées sur les plagioclases.

ATS 19-3 : Gabbronorite. Quelques biotites et minéraux opaques. Quelques figures de compaction observées sur les plagioclases.

ATS 19-4 : Pyroxénite à sulfures disséminés. Un peu de plagioclase interstitiel. Altération modérée. On trouve de la biotite.

ATS 19-5 : Serpentinite avec reliques de pyroxène. Texture grossière. Des veines de carbonates. Sulfures et oxydes abondants.

ATS 19-6 : Veine de quartz dans une pyroxénite à sulfures. La veine de quartz est composée de quartz, d'amphibole et de minéraux très altérés. La partie pyroxénitique contient de l'amphibole, des biotites, des phases reliques et un peu de sulfures.

ATS 19-7 : Orthopyroxénite serpentinisée. Un peu de clinopyroxène. Des plagioclases rare et altérés. Beaucoup de minéraux serpentinisés, avec des oxydes.

ATS 19-8 : Xénolithe de cornéenne.

ATS 19-9 : Veine de quartz. Quartz et plagioclase, rares pyroxènes.

ATS 19-10 : Veine de quartz. Quartz et plagioclase. Une veinule de calcite.

ATS 19-11 : Pyroxénite à plagioclase. Plusieurs générations de pyroxènes. On trouve un peu de serpentine, des minéraux opaques.

ATS 19-12 : Gabbronorite à sulfures.

ATS 19-13 : Veine de quartz. Quartz et plagioclase.

ATS 19-14 : Gabbronorite à sulfures. Grains d'orthopyroxène et de clinopyroxènes de tailles diverses dans une matrice de plagioclase. On trouve de la biotite.

ATS 19-15 : Veine de quartz. Quartz et plagioclase. Présence de calcite.
ATS 19-16 : Veine de quartz dans une pyroxénite.
ATS 19-17 : Norite très altérée. Veine d'amphibole.
ATS 19-18 : Cornéenne.
ATS 19-SP1 : Serpentine.

Macalacaskop

AMK 28-1 : Norite. Veinule d'altération mais les minéraux sont généralement frais. L'orthopyroxène présente des exolutions de clinopyroxène. Gros oxydes interstitiels. Les plagioclases montrent des figures de compaction. Quelques biotites.
AMK 28-2 : Norite. Quelques clinopyroxènes en exsolution. Peu d'altération. Quelques biotites. Les plagioclases montrent des figures de compaction.
AMK 28-3 : Norite. Un peu de clinopyroxène. Quelques biotites.
AMK 28-4 : Norite un peu altérée. On trouve des sulfures. Quelques biotites.
AMK 28-5 : Xénolithe de dolomite. Carbonates, olivines.
AMK 28-6 : Norite dont certaines zones sont altérées. Rares sulfures. On trouve des cristaux de clinopyroxènes. Certains pyroxènes ont des kinks-bands. Les plagioclases montrent des figures de compaction.
AMK 28-6A : Serpentine.
AMK 28-7 : Pyroxénite à plagioclase. Sulfures disséminés.
AMK 28-8 : Pyroxénite serpentinisée. Les grains de pyroxène résiduels sont pris dans une matrice de serpentine. Un peu de biotite et d'oxydes.
AMK 28-9 : Pyroxénite. Il y a des ortho et des clinopyroxènes. Un peu de plagioclase altéré. Des sulfures disséminés. On trouve de la serpentine, de la biotite, des opaques liés à l'altération.
AMK 28-10 : Pyroxénite à plagioclase. Altération marquée. Présence de biotite et d'oxydes.
AMK 28-11 : Quartzite de l'encaissant. Quelques veines d'altération contenant de la calcite. On trouve de petits sulfures disséminés.
AMK 28 QV1 : (pas de lame mince) Veine de quartz dans une anorthosite. Des sulfures concentrés dans les veines.
AMK 28 QV2 : Veine de quartz dans une norite. Un peu de calcite coexiste avec le quartz. Il y a de l'amphibole, de la biotite. On trouve quelques sulfures et oxydes.
AMK 28 QV3 : (pas de lame mince) Quartz et plagioclase. Des veinules d'altération.
AMK 18-1 : (pas de lame mince) Roche encaissante. Quartzite altérée, fracturée, parsemée de sulfures.
AMK 27-1 : (pas de lame mince) Roche encaissante. Quartzite altérée, fracturée.

AMK 27-2 : Roche encaissante. Quartzite fracturée présentant différentes teintes : gris/ blanc / rose. On trouve quelques sulfures.

Annexe C

Isotopes stables

Isotopes stables - hydrogène : standard et duplicats

Afin de tester la justesse et la reproductibilité des résultats, nous avons procédé à l'analyse répétée d'un standard de muscovite et certains échantillons ont également subi à 2 ou 3 reprises le processus d'extraction d'hydrogène.

	% pds H ₂ O	δD ‰
AM2	3,8	-35,9
AM3	3,9	-40,9
AM4	4,1	-46,6
AM5	4,2	-44,9
AM6	4,2	-43,9
AM6	3,7	-38,9
AM7	3,7	-35,0
AM8	3,7	-57,1
AM9	4,1	-44,7
moyenne	3,9	-43,1
écart-type	0,2	6,3

Résultats obtenus sur le standard silicaté :
la muscovite d'Arunta.
(%pds H₂O = 4,1% et δD = -42‰).

	% pds H ₂ O	δD ‰
OY 28-2	1,8	-46,2
	1,4	-53,4
	1,5	-52,3
OY 28-14	8,7	-81,9
	6,8	-76,0
ATS 19-17	0,6	-62,3
	0,6	-62,4
BV3	0,4	-69,4
	0,6	-79,0

Résultats obtenus pour les analyses dupli-
quées d'échantillons. L'incertitude atteint au
plus 15%, aussi bien sur la teneur en eau que
sur la valeur isotopique.

Isotopes stables - oxygène : duplicats

Échantillon	minéral	$\delta^{18}\text{O}$	moyenne
OY 28-8	px	5,2 4,8	5,0
OY 28-10	px	7,7 6,6	7,1
OY 28-12	px	6,3 5,9	6,1
OY 28-15A (nouveau tri)	serp	12,6 13,7 14,2 11,7	13,0
OY 28-3 (nouveau tri)	pl	9,4 9,3	9,3
OY 28-10	pl	5,4 4,3	4,9
OY 28-12 (nouveau tri)	pl	8,2 9,1	8,6
OY 28-13 (nouveau tri)	pl	8,8 8,6	8,7
OY 28-19 (nouveau tri)	pl	8,6 8,4	8,5
OY47-7	px	6,4 6,2	6,3
OY 47-8B	px	4,9 5,9	5,4
OY 47-15	px	7,4 6,9	7,1
OY 47-6	pl	7,3 6,9	7,1
OY 47-8A	pl	6,1 6,3 5,9	6,1
OY 47-8B (nouveau tri)	pl	7,7 7,8	7,8
OY 47-13	pl	5,1 5,1	5,1
AMK 28-8	pl	6,6 7,8	7,2
AMK 28-10	pl	7,5 7,1	7,3
AMK 28 QV2 (nouveau tri)	qtz	9,9 10,0	10,0

Certains échantillons ont subi à plusieurs reprises l'extraction et l'analyse d'oxygène. Ce tableau reporte les résultats des duplicats obtenus ainsi que les moyennes qui sont par la suite prises comme valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pour ces échantillons. Les différentes analyses d'un unique échantillon sont le plus souvent refaites à partir de la même réserve de poudre résultant du broyage des minéraux triés. Lorsqu'un second tri a été nécessaire, cette information est indiquée dans le tableau.

Pour AMK 28 QV2, les deux tris sont volontairement différents : le premier regroupe des minéraux frais tandis que le second ne concerne que des minéraux d'aspect altéré. Les résultats sont indiscernables.

Isotopes stables - oxygène : #An des plagioclases

Le comportement du feldspath vis-à-vis des isotopes de l'oxygène est variable en fonction de la composition chimique du minéral. Ce paramètre est donc important dans l'interprétation des données.

Ce tableau récapitule la valeur moyenne du pourcentage d'anorthite que nous avons obtenu sur les minéraux de chaque échantillon analysé.

L'écart-type permet de constater que la plupart des lames minces présentent des plagioclases similaires entre eux, sauf OY 47-17 et ATS 19-17. Dans la mesure ces deux cumulats sont très altérés, ils peuvent contenir plusieurs populations de plagioclases dont certains seraient hydrothermaux.

Échantillon	Nombre d'analyses	Moyenne des #An	Écart-type
OY 28-6A	2	71,9	0,8
OY 28-12	9	32,9	5,1
OY 28-13	4	44,2	8,9
OY 28-17	4	38,1	10,0
OY 28-18A	3	33,6	5,2
OY 47-5	1	66,4	
OY 47-8B	4	50,0	10,0
OY 47-12	2	32,3	1,2
OY 47-17	7	52,5	41,4
ATS 19-10	2	1,1	0,3
ATS 19-17	6	40,5	40,1
GC 382	1	62,9	
BV5	5	55,7	3,3
BV6	5	55,9	1,0

Isotopes stables - Bellevue

Tableau récapitulatif des données disponibles en isotopie de l'hydrogène et de l'oxygène sur le forage de Bellevue. Les données reportées en caractères gras sont celles qui ont été publiées par Harris et Chaumba (2000) et Harris et al. (2005).

Nom	Prfdr (m)	$\delta^{18}\text{O Px}$	$\delta^{18}\text{O Pl}$	$\Delta\text{pl-px}$	δD	%pds H_2O
BVA	106,2				-117	0,3
B352	352		7,6			
BVB	375,1				-60	0,4
B417	417	6,1	7,4	1,3		
BV1	462,7	5,6	6,9	1,4	-88	0,7
B612	612		7,8			
BV2	689,5	5,8	6,9	1,1	-95	0,2
BV3	847,4	6,6	6,1	-0,5	-74	0,5
B894		894	8,0			
B969		969	8,3			
BV4	969,5	6,7	7,5	0,8	-69	0,7
B1046	1046		7,5			
B1146	1146		7,6			
BV5	1211,9	6,3	9,1	2,8	-74	0,4
B1318	1318	6,3	7,5	1,2		
B1402	1402		7,8			
B1510	1510	6,6	7,2	0,6		
BVC	1547,9				-49	0,3
BV6	1553,7	6,2	8,4	2,2	-59	0,2
1558.77	1558,77	6,2	8,4	2,2		
B1560	1560		10,4			
BVD	1594,5				-59	0,2
B1618	1618	6,5	7,3	0,8		
BV E	1693,4				-72	0,2
BV E	1693,4	6,4	7,1	0,7	-71	0,2
BVF	1740,5				-40	0,3
B1745	1745	6,4	13,1	6,7		
1790.50	1790,5	6,4	7,6	1,2		
BV7	1843,3	5,9	6,6	0,7	-75	0,3
BVG	1870,6				-55	0,2
BV8	1912,3	6,5	7,1	0,6	-88	0,3
1934.6	1934,6		7,1			
BV9	1955,7	6,2	6,9	0,7	-75	0,3
1966.00	1966	6,5	6,9	0,4		
B1975	1975	6,6	7,0	0,4		
BV10	1980,1	6,5	7,1	0,6	-94	0,2
1994.60	1994,6	6,6	7,0	0,4		
BV11	2021,1	6,3	6,8	0,5	-85	0,2
2046.00	2046	6,3	7,3	1,0		
2093.20	2093,2	5,8	6,7	0,9		
B2115	2115	7,6	7,2	-0,4		
B2307	2307	6,4	7,4	1,0		
B2446	2446	6,6	7,2	0,6		
B2516	2516	6,6	7,8	1,2		
B2703	2703		7,1			
BV12	2849,4	7,0	6,8	-0,2	-79	0,2
B2901	2901	7,5	7,2	-0,3		
MK1		6,5	5,6	-0,9	-42,2	1,6

Isotopes stables - Clapham et Olifant Trough

Tableau récapitulatif des données acquises en isotopie de l'oxygène sur les échantillons de Clapham (bordure du lobe est).

Échantillon et nature pétrographique		$\delta^{18}\text{O Px}$ ‰	$\delta^{18}\text{O Pl}$ ‰
C11		7,5	7,3
C14	norite	7,6	7,4
C17	pyroxénite	7,0	7,2
C20	norite	6,7	
C22	norite	7,0	7,8
C25	gabbronorite	6,9	7,7

Tableau récapitulatif des données acquises en isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène sur les échantillons d'Olifant Trough. Les données concernant l'oxygène ont été acquises par Chris Harris à l'Université de Capetown.

Échantillon et nature pétrographique		$\delta^{18}\text{O Px}$ ‰	$\delta^{18}\text{O Ol}$ ‰	$\delta\text{D RT}$ ‰	H_2O % pds
GC 382	Harzburgite			-64	3,9
GC 384	Harzburgite			-74	1,9
GC 1352	Pyroxénite	6,4	5,6	-91	0,2
GC 1532	Pyroxénite	5,7	6,0	-88	0,5
GC 1535	Harzburgite	6,8	6,5	-85	3,6
GC 1581	Norite			-83	0,5
GC 1582	Pyroxénite		6,2	-76	6,9
GC 1943	Pyroxénite	5,9		-110	0,2

Isotopes stables - Platreef 1

Tableau récapitulatif des données acquises en isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène sur les échantillons d'Overysel. La perte au feu et la pétrographie des échantillons sont également précisées.

px : pyroxène fds : feldspath pl : plagioclase pxnite : pyroxénite
 anorth : anorthosite RT : roche totale serp : serpentine

Échantillon et nature pétrographique		LOI % pds	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			Carbonates(‰)		$\delta\text{D RT}$ ‰	H_2O % pds
			px	pl	RT	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		
OY 28-1	norite	1,9	6,3	6,6	6,4			-44	1,3
OY 28-2	norite	2,4	6,2	6,7				-51	1,6
OY 28-3	norite	9,7	3,6	9,3	5,8	-5,0	9,7	-45	4,2
OY 28-4	pxnite à fds	2,3		6,7				-46	1,9
OY 28-5	pxnite à fds	1,3	6,9	6,7				-57	1,2
OY 28-6	pxnite à fds	1,0	6,4	7,3				-57	1,1
OY 28-6A	pxnite à fds	1,0	6,6	7,8				-43	2,8
OY 28-7	norite	1,4	6,8	7,1				-50	1,5
OY 28-8	pxnite à fds	4,1	5,0	6,3	6,0			-49	2,1
OY 28-9	norite	0,9	6,3	7,1				-50	1,3
OY 28-10	pxnite à fds	1,7	7,1	4,9	6,3			-50	
OY 28-11	norite	1,2	7,6	7,4				-43	1,3
OY 28-12	pxnite à fds	1,0	6,1	8,6				-40	0,7
OY 28-13	norite	1,9	5,2	8,7				-53	1,8
OY 28-14	pxnite à fds	10,1	4,4		5,6	-6,4	11,2	-79	8,3
OY 28-15A	anorth.	8,0	serp. : 13‰		7,0	-4,5	13,5	-78	6,6
OY 28-15B	pxnite	9,1	4,8					-63	10,2
OY 28-16	norite	0,9	7,1	7,9				-48	1,0
OY 28-17	pxnite à fds	0,3	7,0	6,3				-65	
OY 28-18A	pxnite à fds	0,1						-33	0,2
OY 28-18B	anorth. à px	0,3	6,9	7,0				-85	1,0
OY 28-19	anorth.	7,9		8,5	8,1			-52	0,9
OY 47-1	norite	1,5	5,9	7,0	6,7	-3,7	10,2	-66	1,4
OY 47-2	norite	0,9	7,2					-67	1,0
OY 47-3	norite	1,0	7,1	7,0				-71	1,1
OY 47-4	pxnite à fds	0,4	6,9	6,9				-76	0,6
OY 47-5	pxnite à fds	0,6	7,0	7,4				-72	0,7
OY 47-6	pxnite à fds	1,8	6,6	7,1				-51	1,6
OY 47-7	pxnite	3,0	6,3	7,1	6,2			-56	2,6
OY 47-8A	pxnite à fds	2,3	8,2	6,1	7,3			-57	1,8
OY 47-8B	pxnite	2,2	5,1	7,8	6,8			-57	2,2
OY 47-9	pxnite	7,1	3,8	9,6	6,4				
OY 47-10	pxnite	9,9	3,0		4,0	-5,6	10,7		
OY 47-11	pxnite à fds	0,8	8,1	8,4				-52	1,1
OY 47-12	pxnite à fds	0,2	8,0	8,4				-58	1,3
OY 47-13	pxnite	3,1	6,7	5,1	6,3			-48	3,0
OY 47-14A	pxnite	0,7	9,0	8,4				-68	0,4
OY 47-14B	pxnite								
OY 47-15	pxnite	1,2	7,1	7,0				-55	1,5
OY 47-16	anorth.	1,3		9,6	9,0			-66	0,7
OY 47-17	anorth.	1,5		8,1	8,4			-64	0,9
OY 47-18	anorth.	1,7		7,7		-5,9	9,1	-59	1,1
OY 47-19	norite	1,6	6,2	7,2				-70	1,1
OY 28-6A	biotites							-68	2,8
OY 28-7	biotites							-65	3,5
OY 47-7	biotites							-55	4,7

Isotopes stables - Platreef 2

Tableau récapitulatif des données acquises en isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène sur les échantillons de Turfspruit et Macalacaskop. Les abbréviations sont explicitées en page précédente à l'exception de "veine Q-F" qui signifie "veine à quartz et feldspath".

Échantillon et nature pétrographique		LOI % pds	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				δD RT ‰	H_2O % pds
			px	pl	qtz	RT		
AMK 28-1	norite	1,1	6,2	7,6			-62	1,3
AMK 28-2	norite	0,2	6,8	7,9			-72	0,5
AMK 28-3	pxnite	-0,2	7,8	9,9			-80	0,4
AMK 28-4	pxnite	1,5	7,4	8,4			-70	1,4
AMK 28-6	pxnite à fds	0,5	6,9	9,1			-84	0,7
AMK 28-6S	serpentinite						-81	0,4
AMK 28-7	pxnite à fds	0,1	6,5	7,6				
AMK 28-8	norite	7,0	6,9	7,2			-75	
AMK 28-9	pxnite à fds	3,1					-70	0,6
AMK 28-10	pxnite à fds	0,2	7,1	7,3			-100	0,2
AMK28 145.1	serpentinite					4,9	-84	5,4
AMK28 192.9	serpentinite					8,0	-65	3,4
AMK28 267.5	serpentinite						-50	9,6
AMK28 305	serpentinite					7,6	-64	8,3
AMK 28-QV1	veine Q-F	1,9	6,8	10,2				
AMK 28-QV2	veine Q-F	1,6		9,8	10,0		-75	0,5
AMK 28-QV3	veine Q-F	1,0		9,9			-77	1,0
ATS 19-01	norite	0,2	6,3	7,2			-128	0,1
ATS 19-02	norite	0,3	6,6	7,7			-88	0,5
ATS 19-03	norite	0,2	7,1	8,7			-104	0,4
ATS 19-04	pxnite	1,0	6,3	7,8			-69	1,0
ATS 19-05	serpentinite	7,0	6,0				-62	5,4
ATS 19-06	veine Q-F	3,6		8,6			-44	4,0
ATS 19-06F	veine Q-F	1,3		6,6			-49	1,0
ATS 19-07	pxnite à fds	5,5					-75	5,7
ATS 19-09	veine Q-F	0,4		9,3	9,8		-119	0,1
ATS 19-10	veine Q-F	0,6		9,9	9,5		-119	0,2
ATS 19-11	pxnite à fds	4,5					-62	4,7
ATS 19-12	pxnite	0,3	6,9	7,8			-79	0,4
ATS 19-13	veine Q-F	0,9		10,1			-87	0,5
ATS 19-14	pxnite à fds	0,5	7,2	8,3			-76	0,8
ATS 19-15	veine Q-F	1,6			11,2		-46	1,4
ATS 19-16	veine Q-F	2,3					-42	2,3
ATS 19-17	norite	0,9	6,8	8,3			-62	0,6
ATS19 222.8	serpentinite						-53	10,2
ATS 19-6	biotites						-49	6,5
AMK 28-8	biotites						-59	4,7

Isotopes stables - Platreef 3

Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur les veines dont les inclusions fluides ont été analysées. Les teneurs en eau sont exprimées en fonction de la quantité d'échantillon soumise à l'extraction des fluides présents sous forme d'inclusions. Elles ne sont cependant pas indicatrices de la véritable concentration en eau de la roche car les phases hydratées ne sont pas destabilisées lors de cette manipulation.

Échantillon	Inclusions fluides		
	$\delta^{18}\text{O}$ RT ‰	δD ‰	H_2O % pds
AMK28 186 QV		-38	0,18
AMK28 187.5 QV	11,0	-39	
AMK28 244.8 QV		-80	0,0
AMK28 278.8 QV		-51	0,1
AMK28 297 QV		-45	0,1
AMK28 323 QV	12,2	-71	0,1
ATS19 69.59 QV		-116	0,0
ATS19 91.6 QV	15,8	-78	0,0
ATS19 228 QV	10,7	-60	0,1
ATS19 254 QV		-72	0,1
ATS19 314 QV		-81	0,0
ATS19 337.5 QV		-27	0,2
ATS19 344.5 QV	11,7	-68	0,1

Isotopes stables - Platreef 4

Roches encaissantes (CR) et xénolithes (xé). Pour les échantillons marqués d'une astérisque, un duplicat de l'analyse a été réalisé à Capetown.

Échantillon et nature pétrographique		LOI % pds	$\delta^{18}\text{O}$ RT ‰	δD RT ‰	H_2O % pds
AMK 28-5	dolomie (xé)	10,1		-72	
AMK 28-11	quartzite (CR)	0,4		-97	0,2
AMK 18-1*	quartzite (CR)	0,6	10,5	-103	0,5
AMK 27-1*	quartzite (CR)	0,2	12,7	-107	0,1
ATS 19-08	cornéenne (xé)	2,5		-72	2,2
ATS 19-18	cornéenne (CR)	2,3		-55	2,4
TG01*	quartzite (CR)		9,9		

Roches encaissantes. Données acquises par Chris Harris à l'Université de Capetown. Pour les échantillons marqués d'une astérisque, un duplicat de l'analyse a été réalisé à St-Etienne.

Échantillon et nature pétrographique		$\delta^{18}\text{O}$ RT ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	% calcite
PP75	marbre	17,7	-3,2	73,6
TG15	marbre	16,3	5,6	97,8
AMK 28-137.2	calc-silisate (xé)	5,8		
TG18B	dolomie	11,8		
TG04	granite	8,4		
TG05	granite	8,0		
TG06	granite	8,2		
TG20	granite	8,8		
TG21	granite	8,1		
TG12	cornéenne	9,7		
TG14	cornéenne	8,9		
TG01*	quartzite	11,3		
AMK18-1*	quartzite	10,6		
AMK 27-1*	quartzite	13,5		
AMK 27-2	quartzite	10,3		
AMK 28-11	quartzite	12,0		
TG13	BIF	15,1		

Annexe D

Analyses à la microsonde électronique

Pyroxènes

Échant. référence	OY 28-6A A12#58	OY 28-6A C12#63	OY 28-6A 12#26	OY 28-12 C14#23	OY 28-13 A13#20	OY 28-13 A13#21	OY 28-13 B13#24	OY 28-13 F13#32	OY 28-13 I13#38	OY 28-13 K13#42	OY 28-13 K13#43
	% pds										
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,0	0,4	0,0
MgO	29,9	29,2	28,9	22,8	28,0	28,4	28,0	16,1	29,9	16,2	29,5
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,6	2,3	0,8	1,1	1,7	1,8	1,4	22,4	0,5	22,1	0,8
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
FeO	12,9	11,4	13,3	21,3	13,3	13,6	13,7	5,1	13,0	5,3	13,3
MnO	0,3	0,2	0,3	1,0	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	0,2	0,3
Cr ₂ O ₃	0,1	0,4	0,4	0,1	0,3	0,3	0,5	0,7	0,4	0,6	0,5
NiO											
SiO ₂	55,0	54,5	54,8	52,7	53,6	54,0	53,4	52,1	54,2	52,8	54,8
Al ₂ O ₃	0,4	1,5	0,9	0,5	0,8	0,8	1,7	1,0	0,8	0,9	1,0
F	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	99,5	99,6	99,6	100,0	98,5	99,6	99,2	98,2	99,2	98,8	100,4
% at											
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0
Mg	16,0	15,5	15,4	12,6	15,2	15,2	15,1	9,0	16,0	9,0	15,7
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,2	0,9	0,3	0,5	0,7	0,7	0,6	9,0	0,2	8,8	0,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	3,9	3,4	4,0	6,6	4,1	4,1	4,2	1,6	3,9	1,7	4,0
Mn	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Ni											
Si	19,7	19,4	19,7	19,6	19,5	19,5	19,3	19,5	19,5	19,6	19,5
Al	0,2	0,6	0,4	0,2	0,3	0,4	0,7	0,5	0,3	0,4	0,4
F	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% En	79,5	78,3	78,3	64,1	76,2	76,0	76,2	45,9	79,6	46,2	78,6
% Fe	19,3	17,2	20,2	33,6	20,3	20,4	21,0	8,1	19,4	8,5	19,9
% Wo	1,2	4,4	1,5	2,3	3,4	3,5	2,8	45,9	1,0	45,3	1,5
Mg#	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8

Pyroxènes

Echant° référence	OY 28-14 C13#3	OY 28-14 B13#5	OY 28-14 A13#6	OY 28-14 D13#7	OY 28-17 A13#70	OY 28-17 C13#74	OY 28-17 B13#79	OY 28-17 D13#82	OY 28-17 G13#87	OY 28-17 H13#91	OY 28-18A E13#11
% pds											
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
MgO	15,5	16,4	14,5	15,3	25,1	25,8	26,0	26,1	15,3	27,1	29,7
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	25,3	25,6	25,0	25,2	2,9	0,8	0,8	0,6	22,2	0,7	0,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1
FeO	2,9	2,3	4,9	2,9	16,7	17,8	17,6	17,8	6,9	16,7	13,5
MnO	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3	0,4
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3
NiO											
SiO ₂	49,5	50,0	46,9	48,4	52,8	52,8	52,7	52,4	52,0	52,6	54,1
Al ₂ O ₃	5,9	4,5	6,3	6,8	0,8	0,7	0,9	0,7	1,0	0,9	0,8
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	99,3	99,0	97,9	98,7	99,3	98,8	99,0	98,4	98,6	98,6	99,3
% at											
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
Mg	8,5	9,0	8,2	8,4	13,8	14,2	14,3	14,4	8,6	14,8	15,9
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	10,0	10,1	10,1	10,0	1,2	0,3	0,3	0,3	8,9	0,3	0,1
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
Fe	0,9	0,7	1,5	0,9	5,2	5,5	5,4	5,5	2,2	5,1	4,0
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ni											
Si	18,2	18,4	17,7	17,9	19,4	19,5	19,4	19,4	19,5	19,3	19,5
Al	2,6	2,0	2,8	3,0	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% En	43,8	45,3	41,2	43,6	68,6	71,0	71,3	71,5	43,6	73,3	79,2
% Fe	4,6	3,6	7,7	4,7	25,6	27,5	27,1	27,3	11,0	25,3	20,1
% Wo	51,6	51,0	51,1	51,7	5,8	1,5	1,6	1,3	45,4	1,3	0,6
Mg#	0,9	0,9	0,8	0,9	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8

Pyroxènes

Echant° référence	OY 28-18A F13#15	OY 47-5 A12#1	OY 47-5 A12#2	OY 47-5 B12#4	OY 47-5 B12#5	OY 47-5 C12#13	OY 47-5 D12#16	OY 47-5 D12#19	OY 47-7 A12#23	OY 47-7 D12#35	OY 47-7 D12#36
% pds											
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0
MgO	31,2	29,0	28,3	27,8	15,7	28,1	16,0	16,4	28,0	26,8	27,2
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,6	0,7	1,9	2,1	22,6	0,6	22,8	22,1	0,6	1,4	0,8
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4	0,1	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1
FeO	10,6	14,0	13,5	13,8	5,3	15,2	5,3	5,4	14,8	15,7	15,9
MnO	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	0,4	0,4
Cr ₂ O ₃	0,2	0,4	0,4	0,4	0,6	0,1	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3
NiO											
SiO ₂	55,8	54,6	54,0	54,1	52,7	54,2	52,1	52,8	54,0	53,5	53,4
Al ₂ O ₃	0,6	1,0	1,3	1,0	1,6	0,4	1,4	0,8	1,3	1,0	0,9
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	99,7	100,1	99,8	99,8	99,4	99,0	98,9	98,6	99,6	99,2	99,1
% at											
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Mg	16,5	15,4	15,2	14,9	8,7	15,2	8,9	9,1	15,1	14,6	14,8
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,2	0,3	0,7	0,8	9,0	0,2	9,1	8,8	0,2	0,5	0,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
Fe	3,1	4,2	4,1	4,2	1,6	4,6	1,7	1,7	4,5	4,8	4,8
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Cr	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ni											
Si	19,7	19,5	19,4	19,5	19,5	19,7	19,4	19,7	19,5	19,5	19,5
Al	0,2	0,4	0,5	0,4	0,7	0,2	0,6	0,4	0,5	0,4	0,4
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% En	83,0	77,7	76,0	75,1	45,0	75,8	45,3	46,5	76,1	73,2	74,1
% Fe	15,8	21,0	20,3	21,0	8,5	23,0	8,4	8,5	22,6	24,1	24,2
% Wo	1,2	1,3	3,7	4,0	46,6	1,2	46,3	45,0	1,2	2,7	1,6
Mg#	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8

Pyroxènes

Echant° référence	OY 47-7 G12#39	OY 47-8B C11#39	OY 47-9 E#45	OY 47-9 D12#48	OY 47-9 C#51	OY 47-12 A13#45	OY 47-12 B13#46	OY 47-12 B13#48	OY 47-12 C13#49	OY 47-12 C13#50	OY 47-14A A9#1
% pds											
Na ₂ O	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
MgO	27,8	28,4	13,2	13,4	13,8	31,0	30,7	29,4	29,4	29,3	17,2
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,8	1,2	24,2	23,9	23,2	0,6	0,7	2,5	0,7	0,8	24,9
Cl	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,2	0,0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
FeO	15,0	14,6	8,4	8,5	7,5	11,8	11,8	11,6	13,3	13,2	3,2
MnO	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1
Cr ₂ O ₃	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3
NiO		0,1									0,1
SiO ₂	54,5	54,7	51,9	52,6	52,1	53,6	53,7	54,3	54,5	53,6	53,7
Al ₂ O ₃	0,7	1,4	0,2	0,3	1,1	1,3	1,3	1,4	1,0	1,0	1,8
F	0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	99,5	100,9	98,2	99,3	98,9	99,1	98,8	99,8	99,6	98,6	101,3
% at											
Na	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	15,0	15,1	7,5	7,5	7,7	16,5	16,4	15,6	15,7	15,8	9,2
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,3	0,4	9,9	9,7	9,4	0,2	0,3	1,0	0,3	0,3	9,6
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
Fe	4,5	4,3	2,7	2,7	2,4	3,5	3,5	3,5	4,0	4,0	1,0
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
Cr	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Ni		0,0									0,0
Si	19,7	19,5	19,8	19,8	19,6	19,2	19,3	19,3	19,5	19,4	19,4
Al	0,3	0,6	0,1	0,1	0,5	0,6	0,5	0,6	0,4	0,4	0,8
F	0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
% En	75,6	75,9	37,5	37,9	39,8	81,4	81,2	78,0	78,7	78,6	46,7
% Fe	22,8	21,9	13,3	13,5	12,2	17,4	17,4	17,3	20,0	19,9	4,9
% Wo	1,6	2,2	49,2	48,6	48,0	1,2	1,4	4,8	1,3	1,5	48,5
Mg#	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9

Pyroxènes

Echant° référence	OY 47-14A A9#4	OY 47-14A C10#1	OY 47-14B B11#3	OY 47-14B B11#34	OY 47-14B B11#4	OY 47-14B B11#5	OY 47-14B D11#13	OY 47-14B D11#14	OY 47-14B F11#16	OY 47-19 A11#49
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,1	0,2	0,0
MgO	16,2	16,2	16,3	16,0	15,8	15,1	15,9	16,0	16,7	21,5
K ₂ O	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	25,1	24,8	24,8	24,9	24,9	24,9	22,2	24,7	24,1	1,3
Cl	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,2
TiO ₂	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	3,5	3,4	3,9	4,0	4,1	4,1	7,0	3,8	4,0	24,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,5	0,1	0,2	0,6
Cr ₂ O ₃	0,7	0,8	0,0	0,5	1,0	0,3	0,2	0,6	0,1	0,0
NiO	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
SiO ₂	52,1	52,0	51,9	52,2	51,2	52,1	53,8	51,4	52,9	51,7
Al ₂ O ₃	3,2	2,9	3,0	3,7	3,3	2,4	0,7	2,8	1,8	0,5
Total	101,0	100,4	100,2	101,8	100,6	99,5	100,8	99,7	100,0	100,0
% at										
Na	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,0
Mg	8,8	8,8	8,9	8,6	8,6	8,3	8,7	8,7	9,1	12,1
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	9,8	9,7	9,7	9,6	9,8	9,9	8,7	8,7	9,5	0,5
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	1,1	1,0	1,2	1,2	1,3	1,3	2,1	2,1	1,2	7,6
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2
Cr	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	18,9	19,0	19,0	18,8	18,7	19,3	19,7	19,7	19,4	19,5
Al	1,4	1,3	1,3	1,6	1,4	1,0	0,3	0,3	0,8	0,2
F										
% En	44,7	45,1	44,9	44,3	43,9	42,7	44,4	44,4	46,0	59,9
% Fe	5,4	5,3	6,0	6,2	6,4	6,5	10,9	10,9	6,2	37,6
% Wo	49,9	49,6	49,1	49,5	49,7	50,8	44,6	44,6	47,8	2,5
Mg#	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,6

Pyroxènes

Echant° référence	OY 47-19 C11#53	OY 47-19 E11#556	OY 47-19 E11#557	OY 47-19 A11#565	ATS 19-17 A14#52	ATS 19-17 B14#58	ATS 19-17 C14#511	ATS 19-17 C14#512	ATS 19-8 B14#551	ATS 19-8 B14#552
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,3	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0
MgO	14,4	14,1	14,4	21,7	26,8	26,7	26,9	16,1	13,7	14,8
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	23,6	22,4	22,6	1,1	1,4	0,9	1,2	22,4	0,2	0,2
Cl	0,0	0,2	0,1	0,2						
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2
FeO	8,3	9,7	9,1	24,1	15,9	16,7	15,7	5,7	28,5	32,2
MnO	0,3	0,3	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4
Cr ₂ O ₃	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	53,0	52,6	53,1	52,1	54,5	53,7	54,9	54,1	52,5	48,2
Al ₂ O ₃	0,3	0,8	0,8	0,5	0,9	0,8	1,4	0,9	3,0	3,1
F										
Total	99,9	100,5	100,6	100,2	100,4	99,7	101,0	100,2	99,0	99,4
% at										
Na	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0
Mg	8,0	7,8	8,0	12,1	14,4	14,5	14,4	8,8	7,9	8,7
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	9,4	8,9	9,0	0,4	0,5	0,4	0,5	8,8	0,1	0,1
Cl	0,0	0,0	0,0	0,1						
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Fe	2,6	3,0	2,8	7,6	4,8	5,1	4,7	1,7	9,2	10,6
Mn	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	19,8	19,6	19,7	19,6	19,6	19,6	19,6	19,8	20,4	19,0
Al	0,1	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3	0,6	0,4	1,4	1,4
F										
% En	40,0	39,6	40,4	60,3	73,0	72,7	73,5	45,4	45,9	44,8
% Fe	12,9	15,3	14,2	37,6	24,3	25,5	24,0	9,0	53,5	54,7
% Wo	47,1	45,2	45,3	2,1	2,7	1,8	2,4	45,6	0,6	0,5
Mg#5	0,8	0,7	0,7	0,6	0,8	0,7	0,8	0,8	0,5	0,5

Pyroxènes

Échant° référence	GC 382 E14#56	PP8 C13#95	PP8 C13#97	BV6 C#1	BV5 D#9	BV5 D#10
% pds						
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0
MgO	33,9	28,0	28,0	14,2	13,2	21,1
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	1,2	0,7	0,8	21,7	22,0	0,9
Cl	0,0	0,0	0,0			
TiO ₂	0,0	0,2	0,3			
FeO	6,4	15,7	15,5	9,6	10,5	24,0
MnO	0,2	0,3	0,3			
Cr ₂ O ₃	0,7	0,3	0,4			
NiO	0,1					
SiO ₂	56,8	53,9	54,4	52,2	52,2	53,3
Al ₂ O ₃	1,4	0,7	1,0	1,7	1,9	0,8
F		0,0	0,0			
Total	100,9	99,9	100,6	99,7	100,0	100,1
% at						
Na	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0
Mg	17,4	15,1	15,0	7,9	7,4	11,8
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,4	0,3	0,3	8,7	8,8	0,4
Cl		0,0	0,0			
Ti	0,0	0,1	0,1			
Fe	1,8	4,7	4,7	3,0	3,3	7,5
Mn	0,1	0,1	0,1			
Cr	0,2	0,1	0,1			
Ni	0,0					
Si	19,5	19,5	19,5	19,5	19,5	19,9
Al	0,6	0,3	0,4	0,7	0,8	0,4
F		0,0	0,0			
% En	88,3	75,1	75,1	40,4	37,8	59,8
% Fe	9,4	23,5	23,4	15,4	16,9	38,2
% Wo	2,3	1,4	1,5	44,2	45,3	1,9
Mg#	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6

Feldspaths

Echant° référence	OY 28-6A C#61	OY 28-6A C#62	OY 28-12 A14#17	OY 28-12 A14#18	OY 28-12 A14#20	OY 28-12 A14#21	OY 28-12 A14#22	OY 28-12 A14#23	OY 28-12 B14#26	OY 28-12 B14#30
% pds										
Na ₂ O	2,9	3,2	7,8	7,8	7,2	5,8	7,7	7,8	7,5	7,9
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,2	0,2	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
CaO	14,7	14,9	6,1	6,7	7,3	9,5	6,7	6,4	6,7	6,2
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
TiO ₂	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
FeO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	48,8	49,7	60,9	60,6	59,6	56,9	60,6	61,0	60,2	60,1
Al ₂ O ₃	31,1	31,5	24,1	24,6	25,4	27,1	24,5	24,4	24,7	23,9
Total	97,9	99,8	99,6	100,2	100,1	99,7	100,2	100,3	99,7	98,8
% at										
Na	2,0	2,2	5,2	5,2	4,8	3,9	5,1	5,2	5,0	5,3
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Ca	5,6	5,6	2,3	2,5	2,7	3,5	2,5	2,4	2,5	2,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	17,5	17,5	20,9	20,7	20,5	19,7	20,8	20,8	20,7	20,9
Al	13,2	13,1	9,8	9,9	10,3	11,1	9,9	9,8	10,0	9,8
F	0,0	0,0								
%An	72,7	71,1	29,5	31,6	35,3	46,5	31,6	30,5	32,4	29,6
%Ab	26,2	27,8	67,8	66,3	62,7	52,0	66,0	67,4	65,3	67,9
%Or	1,1	1,0	2,7	2,0	2,0	1,5	2,3	2,1	2,3	2,5

Feldspaths

Echant° référence	OY 28-12 D14#33	OY 28-13 B13#25	OY 28-13 D13#28	OY 28-13 I13#37	OY 28-13 H13#41	OY 28-17 A13#69	OY 28-17 C13#73	OY 28-17 B13#78	OY 28-17 H13#90	OY 28-18A E13#10
% pds										
Na ₂ O	8,0	7,8	5,3	5,8	5,7	7,0	7,8	7,3	5,0	7,4
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,9	0,4	0,4	0,3	0,6
CaO	6,1	6,0	10,8	10,1	10,0	6,7	6,1	7,4	11,5	6,5
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1
FeO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
NiO	0,0									
SiO ₂	61,2	59,4	53,3	54,8	54,4	59,2	59,2	58,2	53,6	59,7
Al ₂ O ₃	24,2	24,1	28,3	27,6	28,0	24,6	24,1	25,2	28,5	24,6
Total	100,1	98,0	98,1	98,9	98,5	98,8	98,2	99,0	99,0	98,9
% at										
Na	5,3	5,3	3,7	3,9	3,9	4,7	5,3	5,0	3,4	5,0
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2	0,2	0,1	0,3
Ca	2,2	2,3	4,1	3,8	3,8	2,5	2,3	2,7	4,3	2,4
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0									
Si	20,9	20,8	18,9	19,2	19,1	20,6	20,7	20,2	18,8	20,7
Al	9,8	9,9	11,8	11,4	11,6	10,1	9,9	10,3	11,8	10,0
F		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
%An	29,1	29,0	51,9	47,9	48,2	32,9	29,5	34,8	55,2	31,4
%Ab	68,6	68,4	46,5	49,6	50,0	62,0	67,9	62,7	43,2	65,0
%Or	2,3	2,6	1,6	2,5	1,9	5,0	2,6	2,5	1,7	3,6

Feldspaths

Echant° référence	OY 28-18A E13#12	OY 28-18A F13#14	OY 47-8B B11#35	OY 47-8B C11#38	OY 47-8B D11#40	OY 47-8B G11#44	OY 47-5 A12#3	OY 47-12 G13#66	OY 47-12 G13#67	OY 47-17 A14#35
% pds										
Na ₂ O	7,7	6,4	5,2	5,2	7,6	4,9	3,6	7,5	7,6	8,0
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,6	0,6	0,3	0,0	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5
CaO	5,9	8,5	10,0	13,5	7,2	11,8	13,7	7,0	6,4	5,5
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
FeO	0,2	0,1	0,1	0,5	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	60,5	57,1	50,6	53,1	58,7	53,6	50,5	58,8	59,3	61,6
Al ₂ O ₃	24,0	26,1	26,2	26,6	24,6	28,8	31,0	25,4	24,8	23,4
Total	98,8	98,9	92,6	99,0	98,9	99,7	99,4	99,2	98,7	99,2
% at										
Na	5,1	4,3	3,8	3,5	5,1	3,3	2,5	5,0	5,1	5,3
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,3	0,3	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Ca	2,2	3,2	4,0	5,1	2,7	4,4	5,2	2,6	2,4	2,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	21,0	19,9	19,0	18,8	20,4	18,7	17,8	20,3	20,6	21,2
Al	9,8	10,7	11,6	11,1	10,1	11,8	12,9	10,4	10,2	9,5
F	0,0	0,0					0,0	0,0	0,0	
%An	28,7	40,7	51,0	59,1	33,4	56,4	66,4	33,5	31,1	26,8
%Ab	67,7	55,6	47,4	40,7	63,6	42,2	32,1	65,0	67,1	70,4
%Or	3,7	3,7	1,6	0,2	2,9	1,3	1,5	1,5	1,8	2,8

Feldspaths

Echant° référence	OY 47-17 A14#36	OY 47-17 B14#37	OY 47-17 C14#38	OY 47-17 C14#39	OY 47-17 D14#40	OY 47-17 D14#41	ATS 19-17 A14#1	ATS 19-17 A14#3	ATS 19-17 A14#4	ATS 19-17 A14b#14
% pds										
Na ₂ O	8,1	10,3	0,1	0,0	0,0	10,9	11,6	2,5	11,6	11,6
MgO	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1
CaO	5,4	1,8	26,8	25,9	26,4	1,5	0,1	15,9	0,2	0,1
Cl										0,0
TiO ₂	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	0,2	0,0	1,7	1,8	1,9	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	61,5	65,3	43,2	42,7	42,9	66,1	68,0	48,3	68,6	70,2
Al ₂ O ₃	23,3	21,1	22,6	22,6	22,3	20,6	19,4	32,4	19,5	20,5
Total	99,1	98,6	94,5	93,5	93,9	99,3	99,3	99,4	100,0	102,7
% at										
Na	5,4	6,8	0,1	0,0	0,0	7,2	7,6	1,7	7,6	7,4
Mg	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Ca	2,0	0,7	11,2	10,9	11,1	0,5	0,1	6,0	0,1	0,0
Cl										0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,1	0,0	0,5	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	21,2	22,3	16,8	16,8	16,8	22,4	23,0	17,1	23,1	22,9
Al	9,5	8,5	10,4	10,5	10,3	8,3	7,7	13,5	7,7	7,9
F										0,2
%An	26,3	8,8	99,4	99,7	99,6	7,0	0,7	77,4	0,9	0,6
%Ab	71,2	90,5	0,5	0,3	0,3	92,6	99,2	22,0	98,9	99,1
%Or	2,4	0,8	0,1	0,0	0,1	0,4	0,2	0,6	0,2	0,3
							veinule d'altération		veinule d'altération	veinule d'altération

Feldspaths

Echant° référence	ATS 19-17 B14#9	ATS 19-17 C14#13	ATS 19-10 A14#45	ATS 19-10 B14#47	GC 382 A14b#32	BV6 C#2	BV6 C#3	BV6 D#4	BV6 B#5	BV6 B#7
% pds										
Na ₂ O	2,9	0,3	11,6	11,4	3,9	4,9	4,8	5,0	5,0	4,8
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,2	1,6	0,0	0,1	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
CaO	15,1	22,7	0,2	0,3	12,7	11,7	12,0	11,2	11,5	11,6
Cl					0,0					
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4
FeO	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	50,1	45,2	68,8	68,2	50,8	54,5	54,6	55,2	55,0	54,5
Al ₂ O ₃	32,1	25,0	19,8	19,7	30,0	28,7	29,4	28,7	28,8	28,5
Total	100,5	95,0	100,4	99,8	99,1	100,4	101,4	100,8	101,0	100,1
% at										
Na	2,0	0,2	7,5	7,5	2,7	3,3	3,2	3,3	3,3	3,2
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,1	0,8	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ca	5,6	9,3	0,1	0,1	4,8	4,4	4,4	4,2	4,3	4,3
Cl					0,0					
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Fe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	17,5	17,2	23,0	23,0	17,9	18,9	18,8	19,0	18,9	19,0
Al	13,2	11,2	7,8	7,8	12,5	11,7	11,9	11,7	11,7	11,7
F					0,0					
%An	73,4	90,2	0,8	1,4	62,9	56,1	57,3	54,5	55,3	56,3
%Ab	25,7	2,0	99,2	98,1	35,0	42,3	41,1	43,8	43,2	42,1
%Or	0,9	7,8	0,0	0,5	2,1	1,6	1,6	1,8	1,5	1,6

Feldspaths

Echant° référence	BV5 C#11	BV5 C#12	BV5 B#13	BV5 A#14	BV5 A#15
% pds					
Na ₂ O	4,5	4,6	5,5	4,9	4,7
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
CaO	12,4	12,1	10,4	11,4	11,8
Cl					
TiO ₂					
FeO	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3
MnO					
Cr ₂ O ₃					
NiO					
SiO ₂	54,0	54,5	57,1	55,0	54,1
Al ₂ O ₃	29,8	29,5	28,3	29,1	29,3
Total	101,4	101,4	102,1	101,1	100,7
% at					
Na	3,0	3,0	3,7	3,3	3,2
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Ca	4,6	4,4	3,8	4,2	4,4
Cl					
Ti					
Fe	0,1	0,1	0,1		0,1
Mn					
Cr					
Ni					
Si	18,6	18,7	19,4	18,9	18,7
Al	12,1	12,0	11,3	11,8	12,0
F					
%An	59,2	58,0	49,7	55,0	56,8
%Ab	39,0	39,7	47,8	42,7	41,1
%Or	1,9	2,2	2,5	2,2	2,1

Olivines

Échant° référence	GC 382 B14b#27		GC 382 B14b#28		GC 382 B14b#29		GC 382 E14#55		GC 382 A14#60		GC 382 A14#61	
	% pds		% pds		% pds		% pds		% pds		% pds	
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	46,5	46,9	46,9	46,4	46,4	46,7	46,7	46,3	46,3	46,2	46,2	46,2
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	12,8	12,8	12,8	13,4	13,4	13,3	13,3	13,2	13,2	13,1	13,1	13,1
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
SiO ₂	40,3	40,3	40,3	40,1	40,1	40,4	40,4	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Total	99,9	100,3	100,3	100,1	100,1	101,0	101,0	100,7	100,7	100,2	100,2	100,2
% at												
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	24,6	24,7	24,7	24,6	24,6	24,5	24,5	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	3,8	3,8	3,8	4,0	4,0	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9
Mn	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Si	14,3	14,3	14,3	14,3	14,3	14,2	14,2	14,1	14,1	14,2	14,2	14,2
Al	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
%Fo	86,6	86,7	86,7	86,1	86,1	86,2	86,2	86,2	86,2	86,3	86,3	86,3

Biotites

Echant° référence	OY 28-6A A12#56	OY 28-6A B12#60	OY 28-12 B14#28	OY 28-12 C14#31	OY 28-12 D14#34	OY 28-13 B13#22	OY 28-13 B13#23	OY 28-13 E13#26	OY 28-13 E13#27	OY 28-13 C13#30
% pds										
Na ₂ O	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
MgO	18,4	19,5	13,9	15,4	13,3	20,3	20,5	19,0	19,7	19,3
K ₂ O	9,3	9,3	8,2	8,4	9,4	9,5	9,0	9,1	9,0	9,1
CaO	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
Cl	0,4	0,5				0,3	0,4	0,1	0,1	0,2
TiO ₂	4,7	3,9	4,3	4,0	4,0	2,7	2,4	3,8	3,2	2,7
FeO	9,6	7,9	17,2	15,8	18,0	7,4	7,6	8,4	8,9	8,4
MnO	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
Cr ₂ O ₃	0,7	1,7	0,1	0,2	0,0	0,9	0,8	1,1	1,1	1,3
NiO			0,2	0,1	0,1					
SiO ₂	38,7	38,7	37,2	35,8	36,0	38,3	38,2	37,7	37,7	37,6
Al ₂ O ₃	13,5	13,3	13,3	13,3	13,5	13,3	13,3	13,3	13,5	13,7
Total	95,5	95,0	94,8	93,2	94,7	93,0	92,5	92,7	93,3	92,4
Na	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Mg	10,7	11,3	8,4	9,3	8,1	11,9	12,1	11,3	11,6	11,4
K	4,6	4,6	4,2	4,4	4,9	4,8	4,6	4,6	4,5	4,6
Ca	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,3	0,3				0,2	0,3	0,1	0,1	0,1
Ti	1,4	1,1	1,3	1,2	1,2	0,8	0,7	1,1	0,9	0,8
Fe	3,1	2,6	5,8	5,4	6,1	2,4	2,5	2,8	2,9	2,8
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,2	0,5	0,0	0,1	0,0	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4
Ni			0,1	0,0	0,0					
Si	15,0	15,0	15,0	14,6	14,7	15,1	15,1	15,0	14,9	15,0
Al	6,2	6,1	6,3	6,4	6,5	6,2	6,2	6,2	6,3	6,4
F	0,0	0,0				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites

Échant° référence	OY 28-13 J13#36	OY 28-13 H13#39	OY 28-17 C13#72	OY 28-17 B13#75	OY 28-17 B13#76	OY 28-17 B13#77	OY 28-17 D13#81	OY 28-17 D13#83	OY 28-17 D13#84	OY 28-17 E13#85
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	19,0	19,6	17,7	18,2	17,1	17,6	16,9	16,9	18,0	18,3
K ₂ O	9,3	9,3	9,6	9,3	9,4	9,3	9,3	9,6	9,4	9,7
CaO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Cl	0,4	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
TiO ₂	3,1	3,7	3,7	5,4	5,3	5,0	5,1	4,9	4,7	4,1
FeO	9,2	8,2	10,9	10,9	11,1	10,0	10,4	10,6	9,5	9,7
MnO	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	1,3	1,1	0,7	0,9	0,5	0,7	0,6	0,6	0,9	0,8
NiO										
SiO ₂	38,0	37,6	37,1	36,9	37,1	37,6	37,7	37,0	36,6	37,6
Al ₂ O ₃	13,4	13,0	13,4	13,3	12,7	13,1	13,6	13,3	12,9	13,5
Total	94,0	92,9	93,3	95,5	93,7	93,9	94,0	93,2	92,3	94,1
% at										
Na	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	11,2	11,6	10,5	10,6	10,2	10,4	10,0	10,1	10,8	10,8
K	4,7	4,7	4,9	4,6	4,8	4,7	4,7	4,9	4,8	4,9
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Ti	0,9	1,1	1,1	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,2
Fe	3,0	2,7	3,6	3,6	3,7	3,3	3,4	3,5	3,2	3,2
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,4	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Ni										
Si	15,0	14,9	14,8	14,4	14,9	14,9	14,9	14,8	14,7	14,8
Al	6,2	6,1	6,3	6,1	6,0	6,1	6,4	6,3	6,1	6,3
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites

Echant° référence	OY 28-17 F13#86	OY 28-17 G13#88	OY 28-17 C13#71	OY 28-18A D13#16	OY 28-18A D13#17	OY 28-18A D13#18	OY 47-5 C12#12	OY 47-5 D12#20	OY 47-7 A12#21	OY 47-7 B12#24
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	18,0	17,9	17,5	21,6	21,6	21,5	19,4	19,6	20,0	19,2
K ₂ O	9,4	9,2	9,0	9,8	9,5	9,7	9,1	9,2	8,8	9,3
CaO	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
Cl	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
TiO ₂	4,0	3,5	3,6	3,4	3,3	3,4	3,3	3,7	2,7	4,0
FeO	10,0	11,3	10,4	4,8	4,7	5,0	8,5	8,8	8,4	9,0
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0
Cr ₂ O ₃	0,8	0,8	0,6	1,4	1,3	1,2	1,5	0,8	1,6	1,0
NiO										
SiO ₂	37,1	37,6	37,1	38,8	38,7	38,3	38,5	39,1	39,4	38,6
Al ₂ O ₃	13,3	13,8	13,2	13,4	13,4	13,2	13,7	13,3	13,7	13,1
Total	92,9	94,3	91,8	93,6	92,9	92,7	94,6	95,1	95,1	94,7
% at										
Na	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	10,7	10,5	10,5	12,5	12,5	12,6	11,3	11,3	11,5	11,2
K	4,8	4,6	4,7	4,8	4,7	4,8	4,5	4,5	4,4	4,6
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Ti	1,2	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	0,8	1,2
Fe	3,3	3,7	3,5	1,6	1,5	1,6	2,8	2,8	2,7	2,9
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,5	0,3	0,5	0,3
Ni										
Si	14,8	14,8	15,0	15,0	15,1	15,0	15,0	15,1	15,2	15,0
Al	6,3	6,4	6,3	6,1	6,1	6,1	6,3	6,1	6,2	6,0
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites

Échant° référence	OY 47-7 D12#33	OY 47-8B G11#45	OY 47-8B F11#46	OY 47-8B F11#47	OY 47-9 F12#42	OY 47-9 F12#43	OY 47-12 F13#53	OY 47-12 F13#55	OY 47-12 E13#60	OY 47-12 E13#61
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	18,2	20,3	18,8	18,9	21,9	23,2	16,4	16,6	15,7	15,8
K ₂ O	9,1	9,6	9,4	9,8	10,0	10,0	8,9	8,5	8,7	8,7
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Cl	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,8	0,7	0,7	0,7
TiO ₂	3,9	1,6	2,9	2,7	1,1	0,6	0,8	0,8	1,5	1,3
FeO	10,5	8,9	9,6	9,9	7,0	5,5	14,8	14,9	15,0	14,5
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr ₂ O ₃	1,1	0,7	1,2	1,1	0,0	0,0	0,4	0,5	0,6	0,6
NiO		0,3	0,4	0,3						
SiO ₂	38,1	38,8	38,1	38,6	37,2	37,6	36,8	36,9	37,0	36,9
Al ₂ O ₃	13,3	14,3	13,5	14,0	17,1	17,1	14,5	14,7	14,7	14,3
Total	94,8	95,0	94,3	95,4	94,5	94,4	93,7	94,0	94,3	93,0
% at										
Na	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Mg	10,6	11,7	11,0	10,9	12,5	13,2	9,9	9,9	9,4	9,5
K	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9	4,8	4,6	4,3	4,5	4,5
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5	0,4	0,5	0,5
Ti	1,2	0,5	0,9	0,8	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5	0,4
Fe	3,5	2,9	3,2	3,2	2,2	1,7	5,0	5,0	5,0	4,9
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,4	0,2	0,4	0,3	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2
Ni		0,1	0,1	0,1						
Si	15,0	15,0	15,0	15,0	14,3	14,3	14,8	14,8	14,8	15,0
Al	6,2	6,5	6,2	6,4	7,7	7,7	6,9	6,9	6,9	6,8
F	0,0				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites

Echant° référence	OY 47-12 G13#63	OY 47-19 G11#61	ATS 19-8 B14#48	ATS 19-8 B14#49	ATS 19-8 B14#50	PP8 A13#92	PP8 C13#94	PP8 C13#96	PP8 D13#98	PP8 E13#99	GC 382 D14b#26
% pds											
Na ₂ O	0,2	0,1	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5
MgO	14,7	13,4	10,4	6,5	9,8	16,7	18,0	18,0	17,4	18,9	21,6
K ₂ O	9,1	8,9	8,5	8,2	9,0	9,8	9,5	9,5	9,7	9,5	8,3
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Cl	0,7	0,9				0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,1
TiO ₂	3,3	3,9	2,9	1,8	4,4	6,5	5,0	4,6	7,0	3,3	2,9
FeO	16,0	18,8	21,2	28,8	21,1	10,1	9,6	9,9	9,1	9,2	4,6
MnO	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Cr ₂ O ₃	0,7	0,1	0,2	0,4	0,1	1,0	0,9	0,7	1,3	0,8	0,1
NiO		0,1	0,0	0,1	0,0						
SiO ₂	36,0	36,4	35,8	34,3	36,0	37,3	38,6	39,1	37,9	39,1	39,3
Al ₂ O ₃	13,4	13,1	15,7	13,5	15,5	12,9	12,7	12,7	13,0	12,9	16,9
Total	94,1	95,9	95,3	94,0	96,2	94,8	94,7	94,8	95,9	94,2	94,6
% at											
Na	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4
Mg	8,9	8,1	6,4	4,2	5,9	9,8	10,5	10,5	10,1	11,0	12,2
K	4,7	4,6	4,4	4,5	4,7	4,9	4,8	4,7	4,8	4,7	4,0
Ca	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Cl	0,5	0,6				0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Ti	1,0	1,2	0,9	0,6	1,3	1,9	1,5	1,4	2,0	1,0	0,8
Fe	5,4	6,4	7,2	10,4	7,2	3,3	3,1	3,2	3,0	3,0	1,4
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,2	0,0	0,1	0,2	0,0	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,0
Ni		0,0	0,0	0,0	0,0						
Si	14,6	14,7	14,6	14,8	14,6	14,8	15,1	15,3	14,7	15,3	14,9
Al	6,4	6,2	7,6	6,9	7,4	6,0	5,9	5,8	6,0	6,0	7,5
F	0,0					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites altérées : total < 93 et K2O < 7.5% ou total < 91

Échant° référence	47-8B	47-19	47-19	47-19	47-19	47-5	47-5	47-7	47-13	47-13	47-13	47-13	47-13
	C11#37	B11#51	G11#62	A11#64	B12#6	B12#9	C12#32	C13#29	G13#33	OY 28-13	OY 28-13	OY 28-13	OY 28-13
% pds													
Na ₂ O	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	20,5	13,6	10,9	11,9	20,2	22,7	22,2	21,6	19,0	19,0	19,9	19,9	19,9
K ₂ O	7,4	4,9	3,6	5,1	6,4	4,2	6,1	6,6	7,1	7,1	8,3	8,3	8,3
CaO	0,0	0,0	3,9	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
Cl	0,2	0,5	0,4	0,5	0,3	0,2	0,4	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
TiO ₂	2,6	1,5	6,5	2,2	2,2	0,7	0,6	0,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3
FeO	10,0	23,8	22,8	25,5	10,5	11,5	10,1	10,5	10,8	10,8	9,0	9,0	9,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Cr ₂ O ₃	1,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,3	0,8	0,7	1,9	1,9	1,1	1,1	1,1
NiO	0,3	0,1	0,1	0,1									
SiO ₂	36,7	32,9	31,5	32,7	35,5	37,9	37,0	37,2	36,1	36,1	35,4	35,4	35,4
Al ₂ O ₃	13,8	13,9	12,0	13,9	13,4	12,7	13,8	13,3	13,9	13,9	13,1	13,1	13,1
Total	93,0	91,4	91,9	92,0	89,4	90,6	91,3	91,0	92,7	92,7	90,6	90,6	90,6
% at													
Na	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Mg	12,1	8,7	7,0	7,6	12,4	13,6	13,2	13,0	11,3	11,3	12,1	12,1	12,1
K	3,7	2,7	2,0	2,8	3,4	2,2	3,1	3,4	3,6	3,6	4,3	4,3	4,3
Ca	0,0	0,0	1,8	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,8	0,5	2,1	0,7	0,7	0,2	0,2	0,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Ti	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Fe	3,3	8,5	8,2	9,1	3,6	3,9	3,4	3,5	3,6	3,6	3,1	3,1	3,1
Mn	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	0,2	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3
Ni	0,1	0,0	0,0	0,0									
Si	14,5	14,0	13,6	14,0	14,6	15,2	14,8	14,9	14,4	14,4	14,4	14,4	14,4
Al	6,5	7,0	6,1	7,0	6,5	6,0	6,5	6,3	6,6	6,6	6,3	6,3	6,3
F					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Biotites altérées : total < 93 et K₂O < 7,5% ou total < 91

Echant° référence	OY 47-12 E13#57	OY 47-12 G13#65	ATS 19-17 D14b#17	ATS 19-17 D14#14	ATS 19-17 D14#15	ATS 19-17 D14b#19	GC 382 D14b#25	GC 382 A14b#31	GC 382 E14#57
% pds									
Na ₂ O	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	5,2	1,5	1,5
MgO	17,4	17,1	19,3	18,3	17,8	15,8	22,8	22,8	23,6
K ₂ O	7,1	7,0	3,1	4,7	3,3	7,0	2,4	7,4	6,7
CaO	0,1	0,9	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,0
Cl	0,6	0,5	0,4			0,6	0,0	0,2	
TiO ₂	1,6	2,3	2,8	2,8	2,4	3,0	2,9	2,0	0,6
FeO	16,4	15,8	16,2	15,8	17,7	15,6	4,1	4,0	4,9
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,5	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,0	0,2	0,1
NiO				0,2	0,1				0,2
SiO ₂	34,7	34,9	32,7	32,8	32,5	36,4	39,1	39,2	39,4
Al ₂ O ₃	13,4	13,4	14,7	13,8	14,6	14,0	18,6	16,0	16,2
Total	92,1	92,7	90,6	89,7	89,5	93,5	95,3	93,7	93,3
% at									
Na	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	3,7	1,1	1,1
Mg	10,7	10,4	11,9	11,4	11,2	9,5	12,4	12,9	13,4
K	3,7	3,6	1,6	2,5	1,8	3,6	1,1	3,6	3,2
Ca	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0
Cl	0,5	0,7	0,3			0,4	0,0	0,2	
Ti	0,4	0,4	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	0,6	0,2
Fe	5,6	5,4	5,6	5,5	6,3	5,3	1,2	1,3	1,5
Mn	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	0,1	0,0
Ni				0,1	0,0				0,1
Si	14,3	14,3	13,5	13,8	13,7	14,7	14,3	14,8	14,9
Al	6,5	6,5	7,2	6,8	7,3	6,7	8,0	7,1	7,3
F	0,0	0,0	0,2			0,0	0,1	0,1	

Chlorites

Échant° référence	OY 47-14B C11#6	OY 47-14B H11#27	OY 47-14B I11#30	OY 47-14B 11#66	OY 47-14B G'14b#6	OY 47-14B G'14b#7	OY 47-8B D11#41	OY 47-7 C12#30	OY 47-7 E12#37	OY 47-7 B12#25
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	16,0	17,6	13,9	16,2	13,0	16,1	26,4	25,2	27,7	25,2
K ₂ O	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
CaO	0,6	3,2	1,1	0,9	0,8	0,9	0,3	0,7	0,2	0,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
FeO	20,0	18,5	21,8	20,1	23,0	19,4	13,6	13,2	13,9	14,0
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Cr ₂ O ₃	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
NiO	7,0	0,5	7,3	5,6	34,3	36,8	0,0	37,8	32,7	35,0
SiO ₂	34,1	41,0	33,1	35,7	5,6	6,3	13,2	10,2	12,9	12,4
Al ₂ O ₃	7,7	6,6	5,9	6,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F										
Total	85,8	88,2	83,4	85,0	77,1	79,8	87,9	87,6	87,7	87,3
% at										
Na	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	10,9	11,2	9,9	11,0	9,7	11,3	16,1	15,4	17,0	15,5
K	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,3	1,5	0,6	0,4	0,4	0,4	0,1	0,3	0,1	0,1
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	7,6	6,6	8,7	7,7	9,6	7,6	4,7	4,5	4,8	4,8
Mn	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	2,6	0,2	2,8	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	15,5	17,4	15,8	16,3	17,2	17,4	14,0	15,6	13,4	14,5
Al	4,1	3,3	3,3	3,3	3,3	3,5	6,4	4,9	6,3	6,0
F					0,0	0,0		0,0	0,0	0,0

Chlorites

Echant° référence	OY 47-9 D#49	OY 47-9 B#53	OY 47-9 D#47	OY 28-13 A13#19	OY 47-12 A13#44	OY 47-14B G'14b#6	OY 47-14B G'14b#7
% pds							
Na ₂ O	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
MgO	25,8	25,4	26,7	25,1	24,0	13,0	16,1
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,4	0,1	0,1	0,1
CaO	0,7	0,5	0,4	0,1	0,3	0,8	0,9
Cl	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	11,7	11,2	11,5	14,3	14,7	23,0	19,4
MnO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0
NiO							
SiO ₂	36,1	35,0	33,4	31,0	40,1	34,3	36,8
Al ₂ O ₃	12,9	12,7	12,9	14,2	9,0	5,6	6,3
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	87,3	85,3	85,1	85,6	88,5	77,1	79,8
% at							
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Mg	15,7	15,9	16,7	15,9	14,6	9,7	11,3
K	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
Ca	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4
Cl	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	4,0	3,9	4,0	5,1	5,0	9,6	7,6
Mn	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Ni							
Si	14,8	14,7	14,0	13,2	16,4	17,2	17,4
Al	6,2	6,3	6,4	7,1	4,4	3,3	3,5
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Amphiboles

Échant° référence	OY 28-6A A#55	OY 28-6A A#57	OY 28-6A B#59	OY 28-12 B#22	OY 28-12 B14#27	OY 28-12 D14#32	OY 28-13 F13#31	OY 28-13 G13#35	OY 28-17 I13#80	OY 47-5 B12#10
% pds										
Na ₂ O	0,1	0,1	0,3	0,0	0,2	0,7	0,1	0,2	0,1	0,5
MgO	24,2	21,7	20,3	20,1	18,4	16,1	21,5	19,2	20,8	20,1
K ₂ O	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,4	0,0	0,1	0,1	0,4
CaO	0,8	10,7	12,6	5,1	11,5	11,7	11,7	12,2	12,4	12,0
Cl	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1
TiO ₂	0,1	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,3
FeO	13,3	6,3	5,4	15,6	10,0	12,1	5,7	8,0	6,3	6,8
MnO	0,5	0,2	0,1	0,9	0,4	0,4	0,3	0,6	0,2	0,1
Cr ₂ O ₃	0,1	0,2	0,4	0,1	0,2	0,0	0,2	0,4	0,2	0,2
NiO					0,0	0,1				
SiO ₂	56,3	55,9	54,8	55,8	54,0	50,4	55,6	53,7	53,7	52,9
Al ₂ O ₃	0,7	1,4	2,3	0,3	1,7	5,0	1,2	1,8	1,0	3,8
Total	96,0	96,6	96,5	97,9	96,6	97,1	96,4	96,4	95,1	97,2
% at										
Na	0,0	0,1	0,2	0,0	0,2	0,5	0,1	0,2	0,1	0,3
Mg	13,4	11,9	11,2	11,2	10,3	9,1	11,9	10,8	11,7	11,1
K	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,2
Ca	0,3	4,2	5,0	2,0	4,6	4,8	4,6	4,9	5,0	4,8
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Ti	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
Fe	4,2	1,9	1,7	4,9	3,1	3,8	1,8	2,5	2,0	2,1
Mn	0,1	0,1	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0
Cr	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
Ni					0,0	0,0				
Si	21,0	20,6	20,3	20,9	20,3	19,1	20,6	20,2	20,3	19,6
Al	0,3	0,6	1,0	0,1	0,8	2,2	0,5	0,8	0,5	1,6
F	0,0	0,0	0,0	0,0			0,0	0,0	0,0	0,0

Amphiboles

Echant° référence	OY 47-5 D12#15	OY 47-5 D12#17	OY 47-5 D12#18	OY 47-7 A12#22	OY 47-7 B12#28	OY 47-7 C12#29	OY 47-7 C12#31	OY 47-7 D12#34	OY 47-7 F12#38	OY 47-8B E11#42
% pds										
Na ₂ O	0,4	0,3	0,3	0,3	1,0	0,2	0,0	1,1	0,7	0,2
MgO	19,4	19,6	21,0	21,9	18,8	21,6	24,1	17,7	19,9	21,0
K ₂ O	0,1	0,1	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0
CaO	12,2	11,4	8,8	8,5	12,0	11,3	2,3	12,0	11,8	13,0
Cl	0,3	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0
TiO ₂	0,7	0,0	0,1	0,1	0,8	0,0	0,0	1,1	0,5	0,1
FeO	8,4	8,3	7,5	7,4	7,2	6,1	13,3	8,1	6,8	6,4
MnO	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,5	0,1	0,2	0,2
Cr ₂ O ₃	0,4	0,0	0,2	0,2	0,7	0,2	0,0	1,2	0,8	0,0
NiO										0,1
SiO ₂	53,1	53,4	54,0	57,1	51,1	55,8	56,4	49,8	52,6	56,3
Al ₂ O ₃	4,0	2,8	2,5	1,2	4,7	1,5	0,3	5,2	3,3	1,4
Total	99,0	96,3	94,8	97,0	97,0	96,9	97,1	96,9	96,9	98,7
% at										
Na	0,3	0,2	0,3	0,2	0,7	0,1	0,0	0,8	0,5	0,1
Mg	10,6	10,9	11,8	11,9	10,5	11,8	13,3	9,9	11,0	11,3
K	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0
Ca	4,8	4,6	3,6	3,3	4,8	4,4	0,9	4,8	4,7	5,1
Cl	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
Ti	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1
Fe	2,6	2,6	2,4	2,3	2,2	1,9	4,1	2,6	2,1	1,9
Mn	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
Cr	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,3	0,2	0,0
Ni										0,0
Si	19,4	20,0	20,3	20,9	19,0	20,5	20,9	18,7	19,5	20,4
Al	1,7	1,3	1,1	0,5	2,1	0,6	0,1	2,3	1,4	0,6
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Amphiboles

Échant° référence	OY 47-19 B11#50	OY 47-19 C11#54	OY 47-19 A11#63	ATS 19-17 D14b#18	ATS 19-17 E14b#20	ATS 19-17 E14b#21	ATS 19-17 E14#16
% pds							
Na ₂ O	0,4	0,1	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2
MgO	16,3	18,4	17,2	19,6	18,9	15,8	15,1
K ₂ O	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
CaO	10,5	12,2	8,6	3,8	4,3	12,0	12,5
Cl	0,4	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	
TiO ₂	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
FeO	13,6	10,4	14,9	17,1	17,4	13,0	13,4
MnO	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,2
Cr ₂ O ₃	0,3	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1	0,1
NiO	0,0	0,0	0,1				0,1
SiO ₂	50,7	55,0	53,1	54,3	54,3	54,7	53,5
Al ₂ O ₃	4,6	0,9	3,1	1,5	1,6	0,9	2,6
Total	97,5	97,7	98,1	97,4	97,6	97,1	97,7
% at							
Na	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1
Mg	9,2	10,2	9,7	11,0	10,7	8,9	8,5
K	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	4,3	4,9	3,5	1,5	1,7	4,9	5,1
Cl	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	
Ti	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Fe	4,3	3,3	4,7	5,4	5,5	4,2	4,2
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
Ni	0,0	0,0	0,0				0,0
Si	19,2	20,5	20,0	20,5	20,5	20,8	20,3
Al	2,1	0,4	1,4	0,7	0,7	0,4	1,2
F				0,2	0,0	0,0	

Phases d'altération diverses

Echant° référence	OY 47-14B A11#1	OY 47-14B C11#8	OY 47-14B I11#29	OY 47-14B 14b#8	OY 47-14B 14b#9	OY 47-14B 14b#10	OY 47-14B 14b#11	OY 47-14B 14b#12	OY 47-14B F11#15	OY 47-14B G11#19
% pds										
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
MgO	0,0	0,0	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	22,5	21,9	22,3	21,0	21,6	21,6	22,5	22,0	27,0	27,5
Cl	0,6	0,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,5	0,6	0,6	0,8	0,8	0,0	0,1
FeO	9,7	8,0	8,9	9,6	9,2	8,1	8,3	7,4	3,5	1,9
MnO	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,5	0,5	0,4	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	11,0	9,7	11,4	9,5	11,5	13,3	12,2	11,8	0,0	0,2
NiO	0,0	0,0	0,0						0,1	0,2
SiO ₂	36,1	35,3	35,3	35,7	35,2	34,5	36,0	36,2	42,7	42,9
Al ₂ O ₃	14,6	19,2	15,4	18,5	15,8	16,3	15,3	16,5	21,8	22,7
Total	80,3	76,0	79,1	96,2	94,7	94,9	95,7	95,8	95,2	95,5
% at										
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	10,1	9,6	10,0	9,2	9,7	9,6	9,9	9,6	11,3	11,4
Cl	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,0	0,0
Fe	3,4	2,7	3,1	3,3	3,2	2,8	2,8	2,5	1,1	0,6
Mn	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
Cr	3,6	3,1	3,8	3,0	3,8	4,4	4,0	3,8	0,0	0,1
Ni	0,0	0,0	0,0						0,0	0,0
Si	15,1	14,5	14,8	14,5	14,7	14,4	14,8	14,8	16,6	16,6
Al	7,2	9,3	7,6	8,9	7,7	8,0	7,4	8,0	10,0	10,3
	shuiskite	shuiskite	shuiskite	shuiskite	shuiskite	shuiskite	shuiskite	shuiskite	prehnite	prehnite

Phases d'altération diverses

Échant° référence	OY 47-14B G11#20	OY 47-14B G11#22	OY 47-14B H11#26	OY 47-14B I11#31	OY 47-14B G11#23	OY 47-9 F12#40	OY 47-9 E#44	OY 47-9 E#46	OY 47-9 B#52
% pds									
Na ₂ O	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,1	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	27,1	27,3	27,4	27,5	22,4	26,3	26,2	26,2	26,7
Cl	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
FeO	0,5	2,4	0,4	1,1	7,6	0,9	0,0	0,3	0,4
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,3	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,2	0,0	0,0	0,1	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
SiO ₂	43,3	42,9	43,9	43,1	40,7	43,0	42,0	41,6	43,3
Al ₂ O ₃	24,3	22,5	23,8	23,1	19,6	23,7	24,6	22,9	24,3
Total	95,5	95,2	96,0	95,6	93,1	94,0	93,0	91,3	94,8
% at									
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	11,1	11,3	11,2	11,3	9,7	11,0	11,0	11,3	11,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,2	0,8	0,1	0,4	2,6	0,3	0,0	0,1	0,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	16,6	16,7	16,7	16,6	16,5	16,7	16,5	16,6	16,7
Al	11,0	10,3	10,7	10,5	9,3	10,9	11,4	10,8	11,0
	prehnite	prehnite	prehnite	prehnite	pumpellyite	prehnite	prehnite	prehnite	prehnite

Phases d'altération diverses

Échant° référence	OY 28-14		OY 28-14		OY 28-14	
	B13#4	D13#8	D13#8	D13#8	D13#9	D13#9
% pds						
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	41,9	38,0	38,0	38,0	40,3	40,3
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,0	0,9	0,9	0,9	0,1	0,1
Cl	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	0,7	1,8	1,8	1,8	2,8	2,8
MnO	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO						
SiO ₂	40,8	39,1	39,1	39,1	40,4	40,4
Al ₂ O ₃	0,2	4,2	4,2	4,2	2,3	2,3
Total	83,7	84,3	84,3	84,3	86,4	86,4
% at						
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	25,0	22,8	22,8	22,8	23,7	23,7
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,0	0,4	0,4	0,4	0,0	0,0
Cl	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,2	0,6	0,6	0,6	0,9	0,9
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni						
Si	16,4	15,7	15,7	15,7	15,9	15,9
Al	0,1	2,0	2,0	2,0	1,1	1,1
	serpentine	serpentine	serpentine	serpentine	serpentine	serpentine

D'autres analyses ont révélé la présence de quartz dans les lames : OY 28-12, OY 28-13, OY 28-17, OY 28-18A, OY 47-5, OY 47-7, OR 47-19, ATS 19-10, ATS 19-17, PP8.
On a trouvé aussi un zircon dans OY 47-5 (analyse qualitative).

Oxydes											
Échant° référence	OY 47-14A A9#2	OY 47-14A A9#3	OY 47-14A B10o#1	OY 47-14A C10o#2	OY 47-14A D10o#4	OY 47-14A 11o#7	OY 47-14B C11o#2	OY 47-19 C11o#3	OY 47-19 F11o#5	OY 47-19 F11o#6	
%pds											
Mg	0,3	0,4	7,8	7,9	7,7	7,6	5,2	0,0	0,0	0,0	
Ti	24,9	26,7	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	51,9	0,4	
Cr	48,0	46,1	27,9	31,2	32,1	28,0	26,6	0,1	0,2	1,3	
Fe	0,0	0,0	46,3	42,6	42,1	47,3	49,9	92,7	46,4	90,1	
Cu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	
Ni	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	
Al			15,2	15,5	15,4	14,8	14,8	0,3	0,0	0,6	
total	73,5	73,3	97,9	97,6	97,8	98,2	97,1	93,6	98,6	92,6	
%at											
Mg	0,2	0,2	5,7	5,8	5,7	5,6	4,0	0,0	0,0	0,0	
Ti	15,1	16,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	20,0	0,2	
Cr	30,7	29,4	10,9	12,1	12,5	11,0	10,7	0,0	0,1	0,7	
Fe	0,0	0,0	19,2	17,5	17,3	19,6	21,2	49,4	19,8	48,2	
Cu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	
Ni	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	
Al			8,9	9,0	8,9	8,6	8,9	0,2	0,0	0,4	
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
	spinelle chromite	spinelle chromite	spinelle chromite	spinelle chromite	spinelle chromite	spinelle chromite	spinelle chromite	hématite	ilménite	hématite	

Sulfures

Echant° référence	OY 28-6A A12s#7	OY 28-6A A12s#9	OY 47-5 E12s#2	OY 47-5 E12s#3	OY 47-7 E12s#4	47-8B E11s#8	OY 47-9 C12s#6	OY 47-14A B9s#3	OY 47-14A E9s#4
%pds									
Mg	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	35,3	0,0	40,1	54,6
S	39,7	37,8	39,5	34,4	33,0	0,0	34,2	0,0	0,0
Ca	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0	30,4	0,0	59,6	45,7
Fe	59,9	59,4	59,4	29,8	30,4	0,0	30,5	0,0	0,0
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,1
Ni	0,4	0,2	0,2	0,0	35,2	0,0	0,0	0,1	0,0
Cu	0,0	0,0	0,2	33,7	0,0	34,6	34,3	0,1	0,0
total	100,0	97,6	99,4	98,1	98,6	100,3	99,1	100,4	100,5
%at									
Mg	0,0	0,3	0,0	0,0	0,1	50,2	0,0	53,7	67,5
S	53,4	52,3	53,4	50,0	47,3	0,0	49,5	0,0	0,0
Ca	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	24,9	0,0	45,8	32,4
Fe	46,2	47,2	46,2	24,9	25,0	0,0	25,4	0,4	0,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
Ni	0,3	0,1	0,1	0,0	27,6	0,0	0,0	0,1	0,0
Cu	0,0	0,0	0,1	24,8	0,0	24,9	25,1	0,1	0,0
total	100,0	99,7	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
	pyrrhotite FeS	pyrrhotite FeS	pyrrhotite FeS	chalcopyrite (Cu, Fe) S2	pentlandite (Fe, Ni) S2	chalcopyrite (Cu, Fe) S2	chalcopyrite (Cu, Fe) S2	pyrrhotite FeS	pyrite FeS2

Sulfines

Échant° référence	OY 47-14A F9s#5	OY 47-14A A9s#7	OY 47-14A A9s#8	OY 47-14A A9s#9	OY 47-14B A9s#10	OY 47-14B A9s#11	OY 47-14B C11s#1	OY 47-14B C11s#2	OY 47-14B C11s#3
%pds									
Mg	35,2	33,8	48,6	54,4	33,8	39,9	54,4	33,8	39,8
S	30,5	30,2	40,4	44,7	30,8	60,3	46,0	30,9	60,4
Ca	0,0	35,7	0,6	1,1	36,3	0,3	0,1	35,7	0,3
Mn	34,8	0,0	10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Ni	100,5	99,7	100,0	100,2	100,9	100,6	100,5	100,4	100,6
Cu									
total									
%at									
Mg	50,1	47,9	62,8	67,4	47,4	53,4	67,3	47,6	53,3
S	24,9	24,6	30,0	31,8	24,8	46,3	32,7	25,0	46,4
Ca	0,0	27,6	0,4	0,7	27,8	0,3	0,1	27,5	0,2
Mn	25,0	0,0	6,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Cu									
total									
	chalcopyrite (Cu, Fe) S2	pentlandite (Fe, Ni) S2	pyrite FeS2	pyrite FeS2	pentlandite (Fe, Ni) S2	pyrrhotite FeS	pyrite FeS2	pentlandite (Fe, Ni) S2	pyrrhotite FeS

Sulfures

Échant° référence	OY 47-14B C11s#4	OY 47-14B F11s#5	OY 47-14B F11s#6	OY 47-14B F11s#7	OY 47-19 B11s#9	OY 47-19 B11s#10	OY 47-19 D11s#13	OY 47-19 F11s#14
%pds								
Mg	54,4	40,0	33,8	54,4	55,7	35,5	54,4	35,9
S								
Ca	46,6	60,2	30,7	44,8	45,6	30,1	46,9	0,4
Mn								
Ni	0,2	0,5	36,0	0,1	0,7	0,0	0,3	62,8
Cu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	34,0	0,0	0,0
total	101,1	100,7	100,4	99,3	102,0	99,6	101,7	99,2
%at								
Mg	66,9	53,5	47,6	67,8	67,7	50,7	66,8	51,0
S								
Ca	32,9	46,2	24,8	32,1	31,9	24,7	33,0	0,3
Mn								
Ni	0,1	0,4	27,7	0,1	0,5	0,0	0,2	48,7
Cu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,6	0,0	0,0
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	pyrite FeS ₂	pyrrhotite FeS	pentlandite (Fe, Ni) S ₂	pyrite FeS ₂	pyrite FeS ₂	chalcopyrite (Cu, Fe) S ₂	pyrite FeS ₂	pentlandite (Fe, Ni) S ₂

Annexe E

Analyses élémentaires

Overysel 28

	OY28-1 norite	OY28-2 norite	OY28-3 norite	OY28-4 pxnite à plg	OY28-5 pxnite à plg	OY28-6 pxnite à plg	OY28-6A pxnite à plg
FX - EdM							
% pds							
SiO ₂	51,0	50,3	54,1	50,4	50,8	52,5	53,5
MgO	8,2	8,9	8,4	23,3	22,1	22,5	20,8
Fe ₂ O ₃	6,6	7,2	7,9	12,4	9,7	10,1	9,5
TiO ₂	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	17,9	17,4	10,0	6,0	8,3	6,8	7,7
CaO	11,0	11,4	7,3	4,4	6,3	6,0	5,6
Na ₂ O	1,9	2,0	1,0	0,5	0,6	0,5	1,0
K ₂ O	0,4	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PF	1,9	2,4	9,7	2,3	1,3	1,0	1,0
total	99,3	100,3	98,9	99,7	99,5	99,8	99,6
ppm							
Cr	470,7	481,2	794,2	2232,5	2140,0	2084,0	1810,5
Co	42,2	45,4	27,1	142,0	83,4	80,2	75,3
Ni	228,5	229,0	532,0	4745,1	1195,5	694,0	616,0
Cu	142,2	95,7	116,7	1579,7	373,1	195,0	135,7
Zn	240,3	51,2	432,1	79,6	69,1	68,3	63,4
ICP-MS							
ppm							
Rb	35,0	21,8	24,3	14,8	14,1	7,3	
Sr	261,1	250,9	232,0	103,8	120,3	90,4	
Ba	142,3	133,4	90,6	65,4	70,1	37,9	
La	4,7	5,4	3,2	1,5	1,6	1,6	
Ce	9,7	11,1	6,5	3,1	3,3	3,4	
Pr	1,2	1,3	0,7	0,4	0,4	0,4	
Nd	5,1	5,1	2,7	1,5	1,6	1,8	
Sm	1,2	1,1	0,5	0,3	0,4	0,4	
Eu	0,5	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	
Gd	1,3	1,1	0,5	0,4	0,4	0,5	
Tb	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	
Dy	1,4	1,1	0,6	0,5	0,6	0,6	
Ho	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	
Er	0,8	0,7	0,4	0,4	0,4	0,4	
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Yb	0,8	0,7	0,4	0,4	0,5	0,5	
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Y	7,3	6,1	3,2	3,1	3,4	3,6	
Zr	14,4	17,2	10,2	8,2	6,9	8,5	
Hf	0,5	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	
Nb	0,7	1,2	1,5	0,7	0,6	0,6	
Ta	0,6	0,5	0,8	0,4	0,3	0,3	
Cs	1,3	0,8	1,3	0,7	0,8	1,0	
Pb	3,4	3,4	2,8	1,8	1,8	2,7	
Th	0,3	0,7	0,8	1,1	0,3	0,3	
U	0,2	0,2	0,8	2,2	0,1	0,1	

Overysel 28

	OY28-7 norite	OY28-8 pxnite à plg	OY28-9 norite	OY28-10 pxnite à plg	OY28-11 norite	OY28-12 anorth à px	OY28-13 norite	OY28-14 pxnite à plg
FX - EdM % pds								
SiO ₂	51,3	48,4	52,0	51,1	50,9	60,4	57,9	39,5
MgO	20,5	24,8	22,1	23,7	13,6	0,7	16,3	30,1
Fe ₂ O ₃	10,8	13,0	11,2	10,8	6,9	1,6	8,2	4,2
TiO ₂	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
MnO	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,0	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	8,5	5,0	7,0	5,5	15,2	21,3	8,8	4,1
CaO	5,1	4,6	4,4	6,8	8,2	5,9	4,0	11,4
Na ₂ O	0,9	0,0	0,8	0,0	1,9	6,2	1,9	0,0
K ₂ O	0,3	0,1	0,3	0,1	0,7	1,3	0,9	0,0
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
PF	1,4	4,1	0,9	1,7	1,2	1,0	1,9	10,1
total	99,0	100,5	99,2	100,1	99,0	98,7	100,2	99,8
ppm								
Cr	1628,1	1588,8	2095,5	2451,8	5739,5	65,3	1308,5	37,7
Co	88,8	139,2	88,1	97,3	50,9	11,9	57,9	19,3
Ni	1592,6	2839,6	1393,0	2270,0	639,1	143,5	763,1	86,4
Cu	619,3	788,8	433,3	744,9	264,6	225,7	334,5	185,7
Zn	75,9	83,7	86,1	81,6	64,1	18,8	64,7	18,4
ICP-MS ppm								
Rb	4,1	10,0	12,3	2,4	31,4	48,6	52,5	0,1
Sr	6,6	7,2	87,5	10,4	273,7	350,2	93,8	15,9
Ba	4,4	7,3	69,4	9,4	226,7	184,9	124,2	1,2
La	1,9	1,5	1,6	1,2	2,0	10,3	2,4	3,0
Ce	4,4	4,7	3,5	2,3	3,9	18,3	4,8	6,8
Pr	0,6	0,7	0,4	0,3	0,5	1,9	0,6	0,9
Nd	2,5	3,4	2,0	1,2	1,8	7,0	2,1	3,3
Sm	0,7	1,0	0,6	0,3	0,4	1,3	0,6	0,7
Eu	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,8	0,2	0,2
Gd	0,8	1,3	0,7	0,4	0,5	1,3	0,7	0,7
Tb	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
Dy	1,1	1,7	1,0	0,6	0,7	1,3	1,0	0,6
Ho	0,3	0,4	0,2	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2
Er	0,8	1,1	0,7	0,4	0,5	0,7	0,8	0,4
Tm	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Yb	1,1	1,3	0,9	0,5	0,5	0,7	1,2	0,4
Lu	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Y	7,2	10,5	6,2	3,5	4,1	7,0	7,0	3,8
Zr	10,5	9,2	8,5	4,2	8,1	23,4	19,5	15,5
Hf	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,7	0,8	0,4
Nb	1,4	2,6	0,8	0,7	1,2	13,7	6,5	1,3
Ta	0,5	0,9	0,4	0,3	0,6	2,7	2,3	0,5
Cs	1,2	2,2	1,5	1,0	1,0	1,3	2,3	0,0
Pb	8,1	7,0	9,5	11,8	10,1	15,9	18,3	3,6
Th	1,6	0,8	0,3	0,1	0,4	2,0	1,6	0,4
U	1,2	1,6	0,5	0,2	0,8	5,2	4,3	0,2

Overysel 28

	OY28-15A anorth serp	OY28-15B pxnite serp	OY28-16 norite	OY28-17 pxnite à plg	OY28-18A pxnite à plg	OY28-18B anorth à px	OY28-19 anorth
FX - EdM							
% pds							
SiO ₂	40,5	38,2	53,5	56,5	55,9	56,0	62,1
MgO	27,6	29,7	21,6	15,2	22,5	14,1	0,3
Fe ₂ O ₃	4,7	8,7	10,0	11,4	8,5	6,3	1,7
TiO ₂	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MnO	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,0
Al ₂ O ₃	2,9	5,1	7,6	7,9	7,3	13,5	20,1
CaO	14,6	8,3	5,3	5,9	3,5	3,6	3,7
Na ₂ O	0,0	0,0	1,0	1,5	1,3	3,2	7,6
K ₂ O	0,0	0,1	0,2	0,3	0,2	0,7	1,0
P ₂ O ₅	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
PF	8,0	9,1	1,0	0,3	0,1	0,3	1,4
total	98,6	99,6	100,5	99,6	99,7	98,1	98,2
ppm							
Cr	10,1	211,8	2238,5	1423,3	2010,6	1093,0	7,9
Co	23,9	69,1	76,3	80,1	63,9	41,5	8,9
Ni	195,9	973,5	643,8	1305,2	1213,5	680,3	65,1
Cu	94,7	742,7	104,0	581,2	58,9	75,7	326,3
Zn	12,0	44,5	102,0	84,2	157,8	140,0	17,7
ICP-MS							
ppm							
Rb	0,0	5,9	9,5	16,9	10,4	41,4	35,4
Sr	14,4	22,9	104,1	95,8	97,3	292,1	829,8
Ba	3,3	45,2	57,1	146,6	100,8	223,0	784,7
La	3,0	2,9	2,0	5,3	2,2	4,9	12,7
Ce	7,1	6,1	4,4	13,3	5,6	11,1	23,4
Pr	0,9	0,7	0,6	1,7	0,8	1,4	2,5
Nd	3,8	2,9	2,6	8,0	3,6	5,6	9,4
Sm	0,9	0,6	0,7	2,1	1,0	1,4	1,5
Eu	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,5	1,4
Gd	1,1	0,7	0,7	2,2	1,0	1,5	1,2
Tb	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2
Dy	1,1	0,7	0,9	2,3	1,2	1,6	0,9
Ho	0,3	0,2	0,2	0,5	0,3	0,3	0,2
Er	0,8	0,4	0,6	1,4	0,9	1,1	0,4
Tm	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Yb	0,8	0,4	0,7	1,5	1,0	1,5	0,4
Lu	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
Y	7,2	4,1	5,3	12,8	7,9	10,5	4,7
Zr	11,9	19,0	8,8	18,6	17,0	16,6	63,7
Hf	0,4	0,5	0,3	0,6	0,5	0,6	1,4
Nb	1,1	1,0	1,8	2,5	4,3	9,4	3,2
Ta	0,5	0,5	0,7	1,1	1,3	4,0	0,7
Cs	n.d.	1,0	1,0	2,1	7,6	10,5	0,7
Pb	1,6	8,0	99,1	6,7	2,7	7,6	11,8
Th	0,6	0,5	0,3	0,4	0,4	1,3	0,3
U	0,2	0,4	0,6	0,8	0,7	2,7	0,5

Overysel 47

	OY47-1 norite	OY47-2 norite	OY47-3 norite	OY47-4 pxnite à plg	OY47-5 pxnite à plg	OY47-6 pxnite à plg	OY47-7 pxnite
FX - EdM % pds							
SiO ₂	50,3	49,6	50,5	52,8	51,7	52,0	49,0
MgO	7,2	7,5	11,9	21,4	20,5	20,9	24,8
Fe ₂ O ₃	5,8	6,5	6,3	10,6	10,3	10,2	13,1
TiO ₂	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	19,2	20,1	17,9	8,5	8,7	8,2	3,9
CaO	13,1	10,8	9,1	5,3	5,8	5,7	3,6
Na ₂ O	2,0	2,2	1,7	0,7	0,9	0,8	0,0
K ₂ O	0,7	0,6	0,5	0,3	0,3	0,2	0,0
P ₂ O ₅	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PF	1,5	0,9	1,0	0,4	0,6	1,8	3,0
total ppm	100,0	98,5	99,1	100,4	99,0	100,2	98,0
Cr	348,8	387,5	863,9	1774,2	1776,0	1834,2	1866,1
Co	32,5	39,6	44,5	77,7	80,6	76,6	168,9
Ni	165,6	184,3	325,6	643,2	702,1	684,4	5504,3
Cu	69,0	79,3	52,5	103,5	157,1	191,5	1686,2
Zn	38,4	48,6	49,5	68,7	67,6	64,8	89,0
ICP-MS ppm							
Rb	35,6	20,4	25,5	14,6	15,1	7,6	4,1
Sr	266,5	236,3	237,5	95,0	117,7	83,9	6,3
Ba	142,3	134,1	90,0	54,2	66,7	30,9	3,0
La	4,6	5,7	3,3	1,5	1,7	1,6	1,9
Ce	9,3	11,6	6,6	3,1	3,4	3,6	4,3
Pr	1,2	1,3	0,7	0,4	0,4	0,4	0,5
Nd	5,0	5,4	2,7	1,5	1,6	1,8	2,4
Sm	1,1	1,1	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6
Eu	0,5	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1
Gd	1,3	1,1	0,5	0,4	0,5	0,5	0,8
Tb	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Dy	1,4	1,1	0,5	0,5	0,6	0,6	1,1
Ho	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Er	0,8	0,7	0,4	0,3	0,4	0,4	0,8
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Yb	0,7	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5	1,0
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Y	7,5	6,0	3,3	3,0	3,4	3,5	7,1
Zr	13,5	16,2	9,7	7,0	6,7	6,5	8,5
Hf	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3
Nb	0,5	1,0	1,5	0,6	0,5	0,3	1,3
Ta	0,1	0,2	0,4	0,2	0,1	0,1	0,3
Cs	1,3	0,7	1,3	0,7	0,8	1,1	1,2
Pb	3,1	2,7	2,7	1,3	1,5	4,0	6,6
Th	0,3	0,7	1,0	0,4	0,2	0,3	0,7
U	0,3	0,2	2,2	0,1	0,1	0,1	1,1

Overysel 47

	OY47-8A pxnite à plg	OY47-8B pxnite	OY47-9 pxnite	OY47-10 pxnite	OY47-11 pxnite à plg	OY47-12 pxnite à plg	OY47-13 pxnite
FX - EdM							
% pds							
SiO ₂	47,9	49,4	39,9	35,8	46,1	37,4	48,9
MgO	18,5	17,9	23,1	31,9	15,1	14,8	23,8
Fe ₂ O ₃	11,1	11,5	9,1	9,0	14,2	30,9	10,0
TiO ₂	0,2	0,1	0,3	0,5	0,4	1,5	0,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,2
Al ₂ O ₃	8,1	10,3	10,3	4,9	12,9	9,7	7,1
CaO	10,3	6,1	9,0	7,0	7,2	3,0	6,5
Na ₂ O	0,4	1,4	0,0	0,0	1,3	0,4	0,0
K ₂ O	0,4	0,3	0,1	0,0	0,3	0,2	0,1
P ₂ O ₅	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PF	2,3	2,2	7,1	9,9	0,8	0,2	3,1
total	99,4	99,5	99,1	99,3	98,6	98,5	100,1
ppm							
Cr	925,4	972,4	26,0	16,0	46044,9	167612,2	2061,3
Co	142,6	134,0	16,7	130,8	111,5	186,9	63,9
Ni	4813,3	4634,2	298,2	5131,8	1137,4	1732,8	633,2
Cu	1710,1	1999,2	99,4	2316,0	806,2	499,4	80,9
Zn	60,8	83,6	47,4	32,9	191,9	675,9	56,9
ICP-MS							
ppm							
Rb	25,3	15,4	7,9	0,6	17,8	16,3	12,8
Sr	116,5	159,2	15,4	14,8	223,4	107,5	10,5
Ba	137,0	103,0	9,5	8,6	122,5	82,1	14,0
La	3,3	4,7	3,3	6,6	2,0	3,5	2,1
Ce	6,6	9,3	8,1	18,5	4,5	7,6	5,3
Pr	0,8	1,1	1,0	2,4	0,6	1,0	0,7
Nd	3,4	4,7	4,5	10,3	2,7	4,4	3,3
Sm	0,8	1,2	1,0	2,3	0,7	1,2	0,9
Eu	0,3	0,4	0,3	0,5	0,3	0,3	0,2
Gd	0,9	1,3	1,0	2,5	0,9	1,4	1,2
Tb	0,2	0,2	0,2	0,4	0,1	0,3	0,2
Dy	1,1	1,7	1,0	2,5	1,0	1,8	1,4
Ho	0,2	0,4	0,2	0,5	0,2	0,4	0,3
Er	0,7	1,1	0,6	1,6	0,6	1,1	0,9
Tm	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Yb	0,8	1,4	0,6	1,5	0,7	1,3	1,0
Lu	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Y	6,5	10,4	5,6	14,0	6,0	10,9	8,1
Zr	9,3	11,9	51,8	80,9	9,4	15,7	8,9
Hf	0,3	0,4	1,6	5,3	0,3	0,5	0,3
Nb	0,5	2,6	1,1	2,3	0,6	4,6	1,7
Ta	0,1	0,5	0,2	0,5	0,2	1,2	0,3
Cs	1,0	1,3	2,6	0,3	0,9	1,6	1,7
Pb	25,0	26,4	1,8	6,0	6,9	12,4	2,4
Th	0,4	0,7	0,9	1,8	0,2	1,0	0,3
U	0,2	1,6	0,7	0,5	0,2	1,0	0,3

Overysel 47

	OY47-14 pxnite	OY47-15 pxnite	OY47-16 anorth	OY47-17 anorth	OY47-18 anorth	OY47-19 norite
FX - EdM						
% pds						
SiO ₂	41,8	51,4	63,2	61,1	60,2	51,2
MgO	14,5	19,0	0,2	0,1	0,2	9,4
Fe ₂ O ₃	14,2	8,6	0,6	0,7	0,7	12,5
TiO ₂	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3
MnO	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
Al ₂ O ₃	7,6	10,6	21,5	21,9	22,2	11,5
CaO	19,1	7,5	2,3	3,5	4,3	9,5
Na ₂ O	0,0	0,9	9,4	8,1	8,6	2,1
K ₂ O	0,0	0,4	1,1	1,5	1,1	0,3
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
PF	0,7	1,2	1,3	1,5	1,7	1,6
total	98,5	99,9	99,7	98,4	99,2	98,9
ppm						
Cr	29461,6	2058,2	23,7	12,8	45,1	107,4
Co	122,3	60,2	3,0	4,9	5,0	88,4
Ni	4298,1	583,7	160,8	26,6	33,1	753,1
Cu	1659,4	216,3	181,6	92,6	84,2	423,7
Zn	263,9	54,3	12,8	9,9	12,0	62,3
ICP-MS						
ppm						
Rb	1,8	20,1	39,4	48,9	40,6	8,7
Sr	14,6	221,5	470,0	1049,8	570,2	278,2
Ba	12,1	168,0	676,6	1754,7	708,6	131,9
La	4,4	2,7	4,5	14,4	16,4	11,4
Ce	12,7	5,6	8,4	22,0	27,6	25,7
Pr	1,7	0,7	0,9	2,0	2,6	3,2
Nd	7,5	2,7	3,2	7,0	9,1	13,8
Sm	2,0	0,6	1,1	0,7	1,1	3,0
Eu	0,5	0,2	3,5	1,6	1,7	0,8
Gd	2,5	0,6	1,7	0,6	0,8	3,2
Tb	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5
Dy	3,1	0,7	0,8	0,2	0,4	3,2
Ho	0,7	0,1	0,1	0,0	0,1	0,7
Er	2,0	0,4	0,2	0,1	0,1	1,9
Tm	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3
Yb	2,2	0,5	0,2	0,1	0,1	1,8
Lu	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3
Y	20,3	4,0	2,9	1,1	1,8	17,3
Zr	32,3	12,4	6,8	1,8	4,0	51,8
Hf	1,1	0,3	0,2	0,0	0,1	1,3
Nb	3,2	0,7	1,0	0,8	1,6	2,1
Ta	1,6	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4
Cs	0,1	1,5	1,3	1,5	1,6	0,9
Pb	2,3	2,4	11,7	11,1	6,5	4,5
Th	1,2	0,5	2,9	0,3	1,1	0,8
U	0,8	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4

Macalacaskop

	AMK28-1 norite	AMK28-2 norite	AMK28-3 pxnite	AMK28-4 pxnite	AMK28-5 dolomite	AMK28-6 pxnite à plg	AMK28-7 pxnite à plg
FX - EdM							
% pds							
SiO ₂	51,3	51,1	52,4	51,4	27,6	51,6	52,3
MgO	3,9	5,8	17,9	10,8	26,4	14,4	20,3
Fe ₂ O ₃	5,7	7,2	13,9	8,9	3,8	9,2	12,6
TiO ₂	0,4	0,3	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	21,9	20,3	8,0	15,7	3,6	13,3	7,2
CaO	11,2	11,8	6,5	8,8	28,1	8,4	6,1
Na ₂ O	2,9	2,6	1,1	2,1	0,0	2,0	0,9
K ₂ O	0,8	0,5	0,2	0,4	0,0	0,5	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
PF	1,2	0,2	-0,2	1,5	10,1	0,5	0,1
total	99,4	100,0	100,2	100,0	99,8	100,4	100,1
ppm							
Cr	137,6	247,6	1673,0	745,8	12,4	1226,4	2217,0
Co	62,3	76,0	104,7	78,6	22,1	80,8	115,4
Ni	76,1	110,0	474,3	257,1	36,4	516,6	779,4
Cu	75,1	109,6	118,6	150,0	38,4	119,8	244,8
Zn	26,1	37,6	93,6	65,6	59,0	59,1	84,6
S	39,0	64,0	256,0	190,0	62,0	798,0	2093,0
ICP-MS							
ppm							
Rb	30,5	13,7	4,7	13,9	1,5	15,0	5,9
Sr	281,1	285,0	99,5	244,8	19,9	246,9	79,5
Ba	189,2	155,5	54,1	121,7	8,5	293,8	48,3
La	10,6	8,6	3,8	5,8	2,0	7,3	3,8
Ce	20,8	17,5	7,8	11,5	6,9	13,9	8,1
Pr	2,3	2,0	0,9	1,3	1,1	1,5	0,9
Nd	8,6	7,7	3,8	4,9	5,2	5,2	3,8
Sm	1,7	1,7	0,9	1,1	1,6	1,0	0,8
Eu	0,8	0,7	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3
Gd	1,7	1,9	1,0	1,2	1,4	1,5	0,8
Tb	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1
Dy	1,6	1,7	1,2	1,1	2,0	1,0	0,9
Ho	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,2
Er	0,9	0,9	0,7	0,7	1,2	0,6	0,6
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Yb	0,8	0,9	0,8	0,7	1,2	0,7	0,6
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Y	9,5	10,0	7,8	7,2	13,1	6,4	6,2
Zr	45,8	26,4	17,9	37,1	11,7	36,0	13,5
Hf	1,2	0,7	0,5	0,9	0,5	0,8	0,4
Nb	3,2	1,7	0,8	1,7	0,1	2,0	0,8
Ta	0,5	0,3	0,2	0,3	0,0	0,3	0,2
Th	2,0	1,3	0,5	1,7	0,1	2,0	0,6
U	0,6	0,4	0,2	0,4	0,0	0,6	0,2

Macalacaskop

	AMK28-8 norite	AMK28-9 pxnite à plg	AMK28-10 pxnite à plg	AMK28-11 quartzite	AMK28-QV1Qtz Veine de quartz	AMK28-QV1 VQ + plg
FX - EdM % pds						
SiO ₂	41,6	40,9	50,8	96,7	95,0	63,2
MgO	26,3	23,7	19,8	0,3	0,3	1,7
Fe ₂ O ₃	13,3	15,8	13,0	1,1	0,2	5,0
TiO ₂	0,1	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0
MnO	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	6,5	5,4	8,4	0,3	2,1	16,6
CaO	4,5	8,9	5,8	0,4	0,2	1,0
Na ₂ O	0,6	0,5	0,8	0,4	1,3	8,6
K ₂ O	0,2	0,3	0,2	0,0	0,0	0,1
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
PF	7,0	3,1	0,2	0,4	0,3	1,9
total	100,2	99,1	99,7	99,6	99,4	98,1
ppm						
Cr	2396,1	2145,9	1921,2	26,9	8,8	26,6
Co	135,6	187,1	125,6	69,4	187,8	172,8
Ni	1243,2	3175,1	511,6	0,0	57,9	-9,6
Cu	94,3	2018,7	481,3	399,8	40,7	7920,5
Zn	80,0	317,7	116,1	0,0	0,0	851,0
S	351,0	15654,0	1023,0	1790,0	0,0	
ICP-MS ppm						
Rb	5,7	13,2	9,9	2,6		
Sr	77,8	109,2	138,1	3,0		
Ba	49,7	80,4	115,6	3,1		
La	3,4	5,0	6,0	12,2		
Ce	6,7	12,8	12,4	32,2		
Pr	0,8	1,7	1,4	4,3		
Nd	3,0	7,2	5,7	17,0		
Sm	0,7	1,7	1,3	3,3		
Eu	0,2	0,4	0,4	0,5		
Gd	0,6	1,5	1,4	1,8		
Tb	0,1	0,2	0,2	0,3		
Dy	0,7	1,5	1,3	1,7		
Ho	0,1	0,3	0,3	0,3		
Er	0,4	0,8	0,8	0,9		
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1		
Yb	0,4	0,8	0,9	0,9		
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1		
Y	4,1	9,3	8,5	10,6		
Zr	18,9	23,7	26,7	6,7		
Hf	0,5	0,7	0,7	0,2		
Nb	0,9	1,0	1,3	0,7		
Ta	0,2	0,2	0,3	0,5		
Th	0,8	0,6	0,6	0,3		
U	0,3	0,2	0,2	0,4		

Macalacaskop

	AMK28-QV2 VQ + gabbro	AMK28-QV3 VQ	AMK18-1 Quartzite	AMK27-1 Quartzite	AMK27-2 Quartzite
FX - EdM					
% pds					
SiO ₂		73,1	94,3	97,0	93,1
MgO	67,7	0,8	0,7	0,2	0,2
Fe ₂ O ₃	2,1	0,6	1,1	0,8	0,5
TiO ₂	3,6	0,1	0,1	0,1	0,1
MnO	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,0	13,4	1,8	0,4	3,0
CaO	13,8	2,8	0,0	0,1	0,1
Na ₂ O	3,5	6,8	0,2	0,3	1,1
K ₂ O	5,7	0,1	0,3	0,0	1,1
P ₂ O ₅	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
PF	0,4	1,0	0,6	0,2	0,2
total	1,6	98,6	99,2	99,2	99,3
ppm	98,9				
Cr		16,4	16,4	25,1	23,3
Co	164,3	156,9	324,8	407,4	340,7
Ni	240,3	75,1	111,4	128,3	117,3
Cu	113,5	38,7	53,5	79,3	47,8
Zn	107,1	0,0	0,0	0,0	0,0
S	0,0	0,0	1377,0	309,0	406,0

Turfspruit

	ATS19-1 norite	ATS19-2 norite	ATS19-3 norite	ATS19-4 pxnite	ATS19-5 serp	ATS19-6 QV dans pxnite	ATS19-6F QV dans pxnite
FX - EdM % pds							
SiO ₂	52,1	52,1	52,0	50,3	42,1	49,3	75,2
MgO	7,9	7,8	6,5	22,9	23,6	19,4	1,1
Fe ₂ O ₃	7,6	8,3	7,1	13,6	13,3	11,7	0,9
TiO ₂	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,0
Al ₂ O ₃	18,7	18,0	20,2	6,0	3,7	8,0	11,5
CaO	10,5	11,1	11,5	4,6	4,4	5,9	2,6
Na ₂ O	2,3	2,4	2,6	0,6	0,0	0,6	3,1
K ₂ O	0,5	0,4	0,4	0,1	0,1	1,1	3,1
P ₂ O ₅	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
PF	0,2	0,3	0,2	1,0	7,0	3,6	1,3
total	100,4	100,9	101,1	99,6	94,5	99,8	98,9
ppm							
Cr	420,1	422,4	280,0	3023,6	3580,6	2470,2	49,6
Co	84,7	107,1	93,5	192,6	260,6	105,4	128,6
Ni	183,9	146,8	149,0	5084,7	4792,0	1416,1	147,1
Cu	58,0	142,0	58,6	2059,6	2850,9	1361,2	57,1
Zn	23,2	30,6	17,1	318,0	432,3	207,7	0,0
S	120,0	90,0	0,0	12668,0	9954,0	2947,0	0,0
ICP-MS ppm							
Rb	13,0	11,2	10,2	4,9			115,7
Sr	249,1	277,2	284,1	49,9			82,5
Ba	141,3	134,5	128,9	31,2			439,5
La	7,5	8,3	6,4	5,6			4,4
Ce	14,5	16,7	12,5	12,2			7,9
Pr	1,6	2,0	1,5	1,5			0,9
Nd	6,3	7,7	5,7	5,6			3,3
Sm	1,3	1,7	1,2	1,0			0,8
Eu	0,6	0,8	0,7	0,2			0,3
Gd	1,4	1,6	1,2	0,7			1,7
Tb	0,2	0,3	0,2	0,1			0,2
Dy	1,3	1,7	1,3	0,8			1,2
Ho	0,3	0,4	0,3	0,2			0,3
Er	0,8	1,0	0,7	0,5			0,9
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1			0,2
Yb	0,8	1,0	0,7	0,6			1,4
Lu	0,1	0,2	0,1	0,1			0,3
Y	8,0	10,9	8,0	5,6			9,3
Zr	27,0	21,3	29,4	26,6			376,3
Hf	0,7	0,6	0,7	0,7			10,6
Nb	1,6	1,2	1,3	1,3			3,6
Ta	0,5	0,7	0,5	0,3			1,7
Th	1,6	1,5	1,2	1,5			53,4
U	0,3	0,3	0,2	0,2			22,0

Turfspruit

	ATS19-7 pxnite à plg	ATS19-8 cornéenne	ATS19-9 VQ	ATS19-10 VQ	ATS19-11 pxnite à plg	ATS19-12 pxnite	ATS19-13 VQ
FX - EdM							
% pds							
SiO ₂	38,4	44,0	79,8	78,0	41,8	48,9	76,4
MgO	26,8	9,6	0,3	0,0	24,3	15,3	0,8
Fe ₂ O ₃	18,3	16,4	0,3	0,1	14,5	15,4	1,0
TiO ₂	0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
MnO	0,2	0,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0
Al ₂ O ₃	5,2	23,9	11,6	12,5	6,1	9,0	12,5
CaO	3,6	1,4	0,2	0,5	7,0	7,3	0,5
Na ₂ O	0,4	0,6	7,1	7,4	0,4	1,1	7,2
K ₂ O	0,1	0,3	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
PF	5,5	2,5	0,4	0,6	4,5	0,3	0,9
total	98,7	99,4	99,7	99,4	99,2	98,0	99,4
ppm							
Cr	1612,6	770,3	6,5	0,0	1427,3	1564,2	17,4
Co	240,4	133,1	201,3	169,9	150,9	180,1	212,4
Ni	4549,9	557,5	98,1	53,2	2063,8	1655,2	81,1
Cu	1268,3	252,7	33,9	23,5	522,6	1151,2	88,7
Zn	245,0	83,9	0,0	0,0	155,2	196,9	0,0
S	10216,5	3579,9	81,0	0,0	4562,9	17377,4	0,0
ICP-MS							
ppm							
Rb	1,8	44,3	0,1	4,0	8,0	9,3	0,6
Sr	63,8	145,5	12,8	32,4	96,9	173,2	22,9
Ba	29,4	57,1	10,5	10,3	62,8	68,6	9,7
La	1,4	7,4	4,9	4,1	2,6	2,4	5,0
Ce	2,9	13,4	12,4	8,7	5,9	5,0	13,0
Pr	0,3	1,4	1,7	1,1	0,8	0,7	1,9
Nd	1,4	5,1	7,3	5,5	3,5	2,8	8,3
Sm	0,3	0,9	2,5	2,3	0,9	0,7	3,0
Eu	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3
Gd	0,3	0,9	2,7	2,6	0,9	0,8	3,2
Tb	0,1	0,2	0,8	0,8	0,2	0,1	0,9
Dy	0,4	1,5	6,6	6,2	1,0	0,9	6,3
Ho	0,1	0,3	1,6	1,5	0,2	0,2	1,4
Er	0,2	1,2	5,2	4,8	0,5	0,6	4,0
Tm	0,0	0,2	0,8	0,7	0,1	0,1	0,6
Yb	0,3	1,6	5,7	5,4	0,6	0,7	4,4
Lu	0,0	0,3	0,9	0,8	0,1	0,1	0,6
Y	2,2	10,2	45,9	34,9	6,3	6,3	43,6
Zr	5,2	23,4	64,4	64,0	12,6	7,3	98,8
Hf	0,2	0,8	3,3	3,9	0,4	0,3	3,5
Nb	0,1	5,0	43,2	44,6	0,4	0,7	8,4
Ta	0,1	0,9	4,2	4,6	0,1	0,4	2,9
Th	0,2	2,5	22,4	26,2	0,4	0,3	17,1
U	0,0	0,2	11,4	12,3	0,1	0,1	11,0

Turfspruit

	ATS19-14 pxnite à plg	ATS19-15 VQ	ATS19-16 VQ + pxnite	ATS19-17 norite	ATS19-18 cornéenne
FX - EdM					
% pds					
SiO ₂	50,4	75,0	61,4	50,8	42,0
MgO	16,7	0,9	1,6	11,2	4,6
Fe ₂ O ₃	17,2	1,5	1,7	8,0	19,3
TiO ₂	0,3	0,0	0,3	0,2	1,6
MnO	0,3	0,0	0,0	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	6,8	11,1	17,1	18,0	31,7
CaO	6,6	5,7	11,1	9,5	0,2
Na ₂ O	0,9	3,6	4,1	1,6	0,6
K ₂ O	0,2	0,0	0,2	0,6	0,2
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
PF	0,5	1,7	2,3	0,9	2,3
total	99,8	99,5	99,7	100,8	102,6
ppm					
Cr	1576,5	22,9	145,6	869,5	467,7
Co	166,8	128,4	168,0	106,7	163,1
Ni	941,0	64,0	190,5	359,4	172,8
Cu	564,7	59,8	126,2	312,4	174,6
Zn	154,5	0,0	0,0	47,2	95,4
S	8294,0	0,0	366,0	961,0	155,0
ICP-MS					
ppm					
Rb	8,4	0,2		28,8	24,0
Sr	127,4	9,4		290,4	13,0
Ba	50,7	9,0		148,2	11,7
La	2,6	1,5		6,2	0,5
Ce	5,7	2,4		11,7	1,0
Pr	0,8	0,2		1,3	0,1
Nd	3,4	0,9		4,9	0,4
Sm	0,9	0,4		1,0	0,1
Eu	0,4	0,2		0,8	0,1
Gd	0,9	0,6		1,1	0,1
Tb	0,2	0,2		0,1	0,0
Dy	1,3	1,1		1,0	0,1
Ho	0,3	0,3		0,2	0,0
Er	0,9	0,8		0,6	0,0
Tm	0,1	0,1		0,1	0,0
Yb	1,0	1,1		0,6	0,1
Lu	0,2	0,2		0,1	0,0
Y	8,8	9,2		6,1	0,3
Zr	9,8	44,6		17,4	13,8
Hf	0,3	2,7		0,5	0,5
Nb	0,4	2,3		1,1	11,9
Ta	0,5	1,4		0,5	2,0
Th	0,2	3,4		1,2	0,2
U	0,1	8,7		0,3	0,0

Annexe F

Matrices de corrélation

Limites de signification du coefficient de corrélation r pour différentes valeurs n de l'effectif de l'échantillon statistique.

n	Limite de signification	
	sécurité 95%	sécurité 99%
8	0,71	0,83
9	0,67	0,80
10	0,63	0,76
11	0,60	0,73
12	0,58	0,71
13	0,55	0,68
14	0,53	0,66
15	0,51	0,64
20	0,44	0,56
22	0,42	0,54

Matrice de corrélation pour OY 47.
L'analyse porte sur 20 échantillons.

	SiO2	MgO	Fe2O3	TiO2	MnO	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Hb	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Hf	Zr	Ta	Nb	Pb	Th	U	
SiO2	1,000	-0,681	-0,703	-0,628	-0,837	0,646	-0,374	0,794	0,792	0,037	-0,481	-0,463	-0,638	-0,492	-0,491	-0,534	0,732	0,717	0,654	0,407	0,203	0,034	-0,096	-0,331	0,651	-0,337	-0,477	-0,589	-0,615	-0,644	-0,654	-0,671	-0,685	-0,616	-0,612	-0,637	-0,450	-0,516	0,053	0,060	-0,253	
MgO	-0,681	1,000	-0,441	-0,181	-0,741	-0,916	0,036	-0,940	-0,875	-0,160	0,543	-0,022	0,579	0,528	0,470	0,079	-0,823	-0,810	-0,690	-0,634	-0,464	-0,369	-0,280	-0,048	-0,722	-0,021	-0,113	-0,214	-0,271	-0,314	-0,339	-0,365	-0,397	-0,258	-0,475	-0,403	-0,033	0,059	-0,068	-0,245	0,091	
Fe2O3	-0,703	-0,441	1,000	0,822	0,915	-0,608	0,037	-0,641	-0,641	0,130	-0,119	0,822	0,819	0,355	0,291	0,885	-0,574	-0,567	-0,534	-0,430	-0,327	-0,208	-0,099	0,139	0,563	0,186	0,341	0,437	0,477	0,519	0,549	0,590	0,615	0,496	0,713	0,422	0,529	0,635	0,125	-0,199	0,215	
TiO2	-0,628	-0,181	0,822	1,000	0,713	-0,244	-0,172	-0,297	-0,297	0,049	0,040	0,925	0,566	0,125	0,118	0,888	-0,249	-0,250	-0,235	-0,120	-0,041	0,033	0,099	0,225	-0,226	0,223	0,289	0,329	0,339	0,354	0,357	0,384	0,401	0,338	0,281	0,256	0,511	0,705	0,104	0,087	0,150	
MnO	-0,837	-0,741	0,915	0,713	1,000	-0,819	-0,828	-0,828	0,081	-0,211	0,602	0,849	0,511	0,466	0,753	-0,753	-0,743	-0,673	-0,530	-0,380	-0,229	-0,088	0,167	-0,689	0,203	0,366	0,473	0,523	0,567	0,596	0,634	0,666	0,524	0,329	0,353	0,384	0,540	0,112	-0,206	0,211		
Al2O3	0,646	-0,916	-0,608	-0,244	-0,819	1,000	-0,087	0,821	0,894	-0,042	-0,350	-0,134	-0,640	-0,569	-0,254	0,667	0,797	0,663	0,573	0,421	0,279	0,159	-0,093	0,671	-0,145	-0,297	-0,397	-0,452	-0,499	-0,531	-0,561	-0,590	-0,455	-0,348	-0,177	-0,216	-0,003	0,237	-0,058	0,084		
CaO	-0,374	0,036	0,037	-0,172	0,052	-0,087	1,000	-0,398	-0,303	0,147	-0,017	-0,149	0,039	0,172	0,192	-0,015	-0,278	-0,316	-0,366	-0,110	0,043	0,164	0,240	0,375	-0,324	-0,398	0,483	0,521	0,543	0,542	0,536	0,506	0,474	0,570	0,167	0,316	0,346	0,062	-0,215	-0,123	0,064	
Na2O	0,794	-0,840	-0,644	-0,297	-0,818	0,821	-0,398	1,000	0,924	-0,004	-0,228	-0,180	-0,646	-0,439	-0,365	-0,298	0,828	0,869	0,832	0,696	0,536	0,374	0,234	0,025	0,910	-0,060	-0,249	-0,380	-0,448	-0,493	-0,519	-0,541	-0,565	-0,444	-0,278	-0,330	-0,133	-0,163	0,149	0,444	-0,192	
K2O	0,792	-0,875	-0,641	-0,297	-0,828	0,894	-0,303	0,924	1,000	-0,083	-0,349	-0,167	-0,664	-0,503	-0,443	-0,294	0,960	0,939	0,880	0,832	0,632	0,463	0,257	0,116	-0,178	-0,219	-0,380	-0,466	-0,540	-0,580	-0,605	-0,627	-0,650	-0,539	-0,391	-0,459	-0,222	-0,274	0,176	0,210	-0,202	
P2O5	0,037	-0,170	0,130	0,049	0,081	-0,042	0,147	-0,004	-0,083	1,000	-0,063	-0,056	0,091	0,024	-0,3570E-4	-0,300	-0,162	-0,028	-0,073	0,364	0,496	0,592	0,653	0,680	0,660	0,630	0,601	0,570	0,537	0,501	0,470	0,433	0,484	0,081	0,356	0,022	0,182	0,051	0,026	-0,058		
LOI	-0,481	0,543	-0,119	0,040	0,211	-0,350	-0,017	-0,228	-0,349	-0,063	1,000	-0,257	0,052	0,068	0,234	-0,381	-0,281	-0,166	0,440	0,186	0,240	0,265	0,312	0,343	0,343	0,324	0,212	0,223	0,213	0,203	0,198	0,188	0,177	-0,042	-0,038	0,068	0,091	0,140	0,035	-0,160		
Cr	-0,463	-0,022	0,822	0,925	0,602	-0,134	-0,149	-0,180	-0,167	-0,056	-0,257	1,000	-0,517	0,053	0,029	0,977	0,108	-0,139	-0,123	-0,140	-0,127	-0,093	-0,086	0,060	-0,144	0,091	0,168	0,207	0,219	0,243	0,260	0,297	0,307	0,251	-0,042	-0,038	0,608	0,691	0,140	0,035	-0,160	
Co	-0,638	0,579	0,819	0,566	0,849	-0,750	0,039	-0,646	-0,664	0,091	0,052	0,517	1,000	0,785	0,727	0,609	-0,625	-0,588	-0,521	-0,399	-0,279	-0,156	-0,051	0,182	-0,541	0,232	0,366	0,489	0,540	0,588	0,624	0,665	0,700	0,550	0,227	-0,174	0,430	0,513	0,372	-0,143	0,264	
Ni	-0,492	0,528	0,355	0,125	0,511	-0,640	0,172	-0,439	-0,503	0,024	0,368	0,053	0,785	1,000	0,971	1,000	0,126	-0,472	-0,378	-0,277	-0,110	0,034	0,140	0,212	0,375	0,224	0,408	0,485	0,539	0,570	0,597	0,620	0,639	0,661	0,579	0,517	0,401	0,359	0,362	0,527	0,171	0,278
Cu	-0,491	0,779	0,885	0,888	0,675	-0,254	-0,015	-0,298	-0,294	-0,030	-0,274	0,977	0,709	1,000	1,000	0,472	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	
Zn	-0,534	0,779	0,885	0,888	0,675	-0,254	-0,015	-0,298	-0,294	-0,030	-0,274	0,977	0,709	1,000	1,000	0,472	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	-0,243	
Rb	0,732	-0,823	-0,574	-0,249	-0,753	0,867	-0,278	0,828	0,960	-0,162	-0,028	-0,3570E-4	-0,300	-0,162	-0,028	-0,073	0,364	0,496	0,592	0,653	0,680	0,660	0,630	0,601	0,570	0,537	0,501	0,470	0,433	0,484	0,081	0,356	0,022	0,182	0,051	0,026	-0,058	0,084	0,104	0,032	-0,168	
Sr	0,717	-0,810	-0,567	-0,250	-0,743	0,869	-0,281	0,869	0,939	0,228	-0,381	-0,139	-0,588	-0,453	-0,378	-0,257	0,855	1,000	0,962	0,750	0,567	0,401	0,264	-0,078	0,663	-0,157	-0,298	-0,387	-0,433	-0,469	-0,492	-0,514	-0,537	-0,436	-0,302	-0,341	-0,171	-0,200	0,154	0,091	-0,194	
Y	0,654	-0,690	-0,534	-0,235	-0,673	0,663	-0,366	0,832	0,880	-0,073	-0,166	-0,123	-0,521	-0,332	-0,277	-0,228	0,786	0,962	1,000	0,705	0,520	0,354	0,218	-0,108	0,661	-0,170	-0,301	-0,386	-0,428	-0,455	-0,471	-0,484	-0,504	-0,418	-0,236	-0,309	-0,110	-0,161	0,196	0,123	-0,226	
Ba	-0,407	-0,634	-0,430	-0,120	-0,530	0,573	-0,110	0,696	0,632	0,364	0,040	-0,140	-0,399	-0,199	-0,110	-0,212	0,514	0,750	0,705	1,000	0,964	0,862	0,763	0,625	0,515	0,262	0,147	0,069	0,025	-0,014	-0,047	-0,080	-0,105	-0,008	0,087	0,116	0,061	0,130	0,100	0,188	-0,132	
Ce	0,203	-0,494	-0,327	-0,041	-0,360	0,421	0,043	0,536	0,433	0,496	0,186	-0,127	-0,279	-0,072	0,034	-0,170	0,294	0,567	0,520	0,954	1,000	0,973	0,917	0,863	0,735	0,603	0,407	0,333	0,289	0,246	0,206	0,166	0,139	0,263	0,315	0,375	0,179	0,255	0,041	0,278	-0,098	
Pr	0,034	-0,669	-0,208	0,033	-0,229	0,279	0,164	0,374	0,257	0,592	0,265	-0,083	-0,156	0,027	0,140	-0,111	0,114	0,401	0,354	0,862	0,973	1,000	0,984	0,912	0,837	0,765	0,694	0,623	0,561	0,538	0,496	0,470	0,458	0,448	0,448	0,448	0,448	0,448	0,448	0,448	0,448	
Nd	-0,096	-0,260	-0,099	0,089	-0,098	-0,159	0,240	0,234	0,116	0,553	0,312	-0,056	-0,051	0,099	0,212	-0,056	-0,024	0,264	0,218	0,763	0,917	0,984	1,000	0,895	0,826	0,745	0,675	0,614	0,560	0,528	0,492	0,464	0,438	0,412	0,386	0,360	0,334	0,308	0,282	0,256	-0,050	
Sm	-0,331	-0,048	0,139	0,225	0,167	-0,093	0,375	-0,025	-0,178	0,880	0,343	0,060	0,182	0,274	0,375	0,106	-0,303	-0,278	-0,108	0,425	0,683	0,812	0,895	1,000	0,815	0,710	0,641	0,588	0,548	0,514	0,484	0,458	0,432	0,406	0,380	0,354	0,328	0,302	0,276	0,250	0,224	0,198
Eu	0,651	-0,722	-0,553	-0,226	-0,689	0,671	-0,324	0,910	0,767	0,060	-0,098	-0,144	-0,541	-0,300	-0,224	-0,238	0,653	0,665	0,661	0,515	0,335	0,246	0,151	0,000	0,192	-0,100	-0,182	-0,244	-0,296	-0,326	-0,350	-0,375	-0,399	-0,423	-0,447	-0,471	-0,495	-0,519	-0,543	-0,567	-0,591	
Gd	-0,337	-0,021	0,186	0,223	0,203	-0,145	-0,388	-0,060	-0,219	0,630	0,288	0,091	0,232	0,317	0,408	0,153	-0,342	-0,157	-0,170	0,262	0,508	0,675	0,775	0,970	1,000	0,974	0,927	0,880	0,836	0,793	0,750	0,707	0,664	0,621	0,578	0,535	0,492	0,449	0,406	0,363	0,320	0,277
Tb	-0,477	0,113	0,341	0,289	0,366	-0,297	0,483	-0,249	-0,380	0,601	0,261	0,168	0,386	0,415	0,485	0,260	-0,481	-0,298	-0,301	0,147	0,407	0,594	0,714	0,841	1,000	0,974	0,941	0,908	0,875	0,842	0,809	0,776	0,743	0,710	0,677	0,644	0,611	0,578	0,545	0,512	0,479	0,446
Dy	-0,569	0,214	0,477	0,339	0,523	-0,452	0,543	-0,448	-0,540	0,570	0,254	0,207	0,489	0,522	0,570	0,336	-0,611	-0,433	-0,428	0,025	0,288	0,489	0,623	0,764	0,905	1,000	0,967	0,934	0,901	0,868	0,835	0,802	0,769	0,736	0,703	0,670	0,637	0,604	0,571	0,538	0,505	0,472
Hb	-0,615	0,271	0,477	0,339	0,523	-0,452	0,543	-0,448	-0,540	0,570	0,254	0,207																														

Matrice de corrélation pour ATS 19.
L'analyse porte sur 9 échantillons.

	SiO2	MgO	Fe2O3	TiO2	MnO	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	S	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Hf	Zr	Ta	Nb	Th	U	
SiO2	1.000	-0.830	-0.688	-0.893	-0.371	0.678	0.892	0.722	0.656	0.361	-0.978	-0.327	-0.710	-0.009	-0.358	-0.521	-0.340	-0.343	0.472	0.671	0.627	-0.756	0.761	0.777	0.774	0.703	0.767	-0.740	0.742	0.760	0.792	0.811	0.778	0.783	0.753	0.690	0.674	0.906	0.821	0.657	0.699		
MgO	-0.830	1.000	0.846	-0.739	0.691	-0.935	-0.944	-0.962	-0.877	-0.159	0.799	0.788	0.882	0.869	0.742	0.871	0.246	0.630	-0.563	-0.946	-0.899	-0.771	-0.736	-0.727	-0.719	-0.759	-0.930	-0.874	-0.759	-0.777	-0.762	-0.758	-0.738	-0.687	-0.666	-0.666	-0.736	-0.602	-0.584	-0.934	-0.713	-0.581	0.698
Fe2O3	-0.688	0.846	1.000	-0.471	0.905	-0.949	-0.893	-0.871	-0.903	-0.523	0.571	0.692	0.920	0.870	0.650	0.813	0.028	0.630	-0.871	-0.929	-0.915	-0.885	-0.861	-0.838	-0.789	-0.904	-0.840	-0.632	-0.615	-0.567	-0.508	-0.462	-0.397	-0.325	-0.536	-0.811	-0.805	-0.692	-0.841	-0.836	-0.917	0.698	
TiO2	0.893	-0.739	-0.471	1.000	-0.170	0.519	0.730	0.633	0.506	0.078	-0.909	-0.314	-0.600	-0.597	-0.371	-0.460	-0.359	-0.237	0.269	0.514	0.477	0.563	0.564	0.583	0.597	0.643	0.520	0.669	0.696	0.723	0.735	0.812	0.832	0.830	0.852	0.734	0.540	0.505	0.827	0.673	0.442	0.484	
MnO	-0.371	0.691	0.905	-0.170	1.000	-0.895	-0.761	-0.788	-0.818	-0.354	0.255	0.736	0.746	0.511	0.601	0.752	0.069	0.766	-0.532	-0.794	-0.866	-0.780	-0.727	-0.678	-0.635	-0.552	-0.792	-0.632	-0.362	-0.343	-0.269	-0.197	-0.133	-0.062	0.011	-0.233	-0.633	-0.643	-0.456	-0.664	-0.731	-0.810	
Al2O3	0.678	-0.935	-0.949	0.519	-0.895	1.000	0.937	0.953	0.943	0.271	-0.597	-0.837	-0.901	-0.765	-0.759	-0.904	-0.167	-0.760	0.633	0.962	0.967	0.834	0.785	0.754	0.728	0.714	0.958	0.828	0.623	0.630	0.589	0.549	0.506	0.449	0.403	0.553	0.660	0.657	0.788	0.732	0.660	0.809	
CaO	0.692	-0.944	-0.893	0.570	-0.761	0.937	1.000	0.937	0.888	0.273	-0.629	-0.870	-0.955	-0.807	-0.855	-0.945	0.046	-0.768	0.968	0.947	0.939	0.762	0.729	0.726	0.729	0.919	0.815	0.793	0.801	0.772	0.724	0.683	0.624	0.561	0.742	0.618	0.589	0.815	0.646	0.563	0.690		
Na2O	0.722	-0.962	-0.871	0.633	-0.788	0.953	0.937	1.000	0.833	0.201	-0.668	-0.835	-0.958	-0.789	-0.745	-0.872	-0.242	-0.703	0.914	0.911	0.892	0.809	0.773	0.758	0.746	0.919	0.815	0.793	0.801	0.772	0.724	0.683	0.624	0.561	0.742	0.618	0.589	0.815	0.646	0.563	0.690		
K2O	0.656	-0.877	-0.903	0.506	-0.918	0.943	0.888	0.833	1.000	0.285	-0.566	-0.796	-0.910	-0.829	-0.782	-0.910	-0.092	-0.807	0.825	0.948	0.981	0.780	0.729	0.696	0.675	0.671	0.965	0.826	0.594	0.622	0.582	0.532	0.486	0.437	0.542	0.543	0.534	0.776	0.653	0.630	0.790		
P2O5	0.361	-0.159	-0.159	0.078	-0.354	0.271	0.201	0.285	1.000	-0.199	0.056	-0.398	-0.068	-0.029	-0.135	-0.170	-0.446	0.203	0.154	0.242	0.276	0.177	0.246	0.257	0.319	0.490	0.461	0.395	0.367	0.281	0.246	0.218	0.125	0.373	0.693	0.684	1.04	0.960	0.748	0.886			
LOI	-0.978	0.799	0.571	0.909	0.255	-0.597	-0.629	-0.668	-0.566	0.199	1.000	0.278	0.614	0.590	0.292	0.447	0.391	0.183	0.415	-0.623	-0.544	-0.630	-0.634	-0.654	-0.655	-0.670	-0.624	-0.681	-0.683	-0.691	-0.722	-0.774	-0.810	-0.773	-0.769	-0.720	-0.562	-0.544	-0.893	-0.736	-0.523	-0.662	
Cr	-0.327	0.788	0.692	-0.314	0.736	-0.837	-0.870	-0.835	-0.796	0.056	0.278	1.000	0.779	0.863	0.945	0.956	-0.050	0.767	-0.456	-0.864	-0.853	-0.802	-0.442	-0.417	-0.415	-0.508	-0.829	-0.710	-0.562	-0.596	-0.550	-0.503	-0.441	-0.407	-0.353	-0.512	-0.298	-0.276	-0.609	-0.302	-0.268	-0.433	
Co	-0.710	0.822	0.920	-0.600	0.746	-0.901	-0.955	-0.858	-0.910	-0.389	0.614	0.779	1.000	0.867	0.831	0.915	-0.159	0.827	-0.644	-0.881	-0.931	-0.800	-0.772	-0.766	-0.771	-0.810	-0.912	-0.818	-0.770	-0.780	-0.746	-0.700	-0.658	-0.616	-0.540	-0.713	-0.711	-0.680	-0.756	-0.718	-0.644	-0.767	
N	-0.609	0.869	0.929	-0.597	0.511	-0.785	-0.907	-0.789	-0.829	-0.006	0.590	0.863	0.867	1.000	0.922	0.933	-0.101	0.672	-0.620	-0.883	-0.946	-0.905	-0.865	-0.868	-0.896	-0.920	-0.866	-0.824	-0.771	-0.789	-0.746	-0.721	-0.682	-0.649	-0.515	-0.275	-0.806	-0.380	-0.245	-0.426			
Ni	-0.358	0.742	0.650	-0.371	0.901	-0.759	-0.855	-0.745	-0.792	0.029	0.292	0.945	0.931	0.922	1.000	0.964	-0.234	0.841	-0.515	-0.807	-0.819	-0.864	-0.816	-0.805	-0.822	-0.852	-0.909	-0.754	-0.642	-0.689	-0.654	-0.608	-0.549	-0.542	-0.477	-0.615	-0.298	-0.284	-0.609	-0.256	-0.213	-0.396	
Zn	-0.521	0.871	0.813	-0.460	0.752	-0.904	-0.945	-0.872	-0.910	-0.135	0.447	0.956	0.915	0.933	0.964	1.000	-0.084	0.862	-0.615	-0.928	-0.936	-0.846	-0.846	-0.859	-0.878	-0.859	-0.928	-0.840	-0.684	-0.718	-0.679	-0.634	-0.580	-0.551	-0.490	-0.640	-0.454	-0.430	-0.731	-0.466	-0.420	0.591	
Mb	-0.340	-0.246	0.026	-0.351	0.069	-0.167	0.046	-0.242	-0.092	-0.170	0.391	-0.050	-0.159	-0.101	-0.234	-0.084	1.000	-0.202	0.021	-0.140	-0.039	-0.241	-0.227	-0.201	-0.157	-0.066	-0.116	-0.021	3.977E-4	-0.069	-0.101	-0.100	-0.130	-0.132	-0.225	-0.024	-0.018	-0.053	-0.394	-0.248	-0.244	-0.214	
S	-0.343	0.630	0.792	0.237	0.766	-0.780	-0.768	-0.703	-0.807	0.446	0.183	0.787	0.827	0.672	0.841	0.862	-0.202	1.000	-0.509	-0.712	-0.804	-0.698	-0.684	-0.665	-0.793	-0.750	-0.580	-0.585	-0.537	-0.455	-0.370	-0.371	-0.280	-0.497	-0.579	-0.569	-0.468	-0.454	-0.554	-0.682			
Rb	0.472	-0.563	-0.630	0.269	-0.532	0.633	0.568	0.414	0.825	0.203	-0.415	-0.456	-0.644	-0.620	-0.515	0.021	-0.509	1.000	0.719	0.752	0.460	0.413	0.379	0.350	0.320	0.298	0.503	0.252	0.294	0.281	0.270	0.287	0.263	0.237	0.244	0.206	0.210	0.532	0.397	0.380	0.553		
Sr	0.671	-0.946	-0.871	0.514	-0.794	-0.962	-0.947	-0.911	-0.948	0.154	0.948	0.154	0.948	0.881	-0.883	-0.807	-0.928	-0.140	0.712	0.919	1.000	0.969	0.721	0.670	0.647	0.629	0.659	0.924	0.640	0.663	0.637	0.606	0.580	0.523	0.486	0.601	0.481	0.470	0.837	0.598	0.529	0.684	
Ba	0.627	-0.899	-0.929	-0.477	-0.866	0.967	0.939	0.882	0.981	0.276	-0.544	-0.853	-0.931	-0.846	-0.819	-0.936	-0.039	-0.804	0.752	0.969	1.000	0.789	0.739	0.711	0.692	0.699	0.969	0.853	0.632	0.648	0.601	0.560	0.523	0.467	0.405	0.564	0.566	0.549	0.758	0.662	0.632	0.780	
La	0.756	-0.771	-0.915	0.563	-0.780	0.834	0.762	0.809	0.780	0.677	0.630	0.502	-0.800	-0.505	-0.464	-0.646	-0.241	0.698	0.460	0.721	0.789	1.000	0.959	0.984	0.968	0.900	0.801	0.856	0.715	0.684	0.633	0.595	0.553	0.500	0.436	0.620	0.872	0.861	0.718	0.904	0.950	0.975	
Ce	0.761	-0.736	-0.885	0.564	-0.727	0.805	0.729	0.773	0.729	0.727	0.634	0.442	-0.772	-0.465	-0.416	-0.595	-0.227	0.664	0.413	0.670	0.739	0.995	1.000	0.986	0.985	0.919	0.761	0.851	0.735	0.698	0.652	0.612	0.572	0.520	0.454	0.643	0.883	0.870	0.701	0.902	0.954	0.963	
Pr	0.776	-0.727	-0.861	0.583	-0.678	0.754	0.726	0.788	0.696	0.746	-0.694	-0.417	-0.786	-0.468	-0.405	-0.578	-0.201	0.637	0.379	0.647	0.711	0.984	0.996	1.000	0.986	0.945	0.743	0.865	0.778	0.738	0.697	0.657	0.619	0.567	0.498	0.692	0.881	0.861	0.709	0.891	0.936	0.938	
Nd	0.774	-0.759	-0.789	0.643	-0.652	0.714	0.721	0.771	0.711	0.671	0.671	0.707	-0.508	-0.810	-0.620	-0.552	-0.659	-0.066	0.665	0.320	0.659	0.699	0.900	0.919	0.945	0.967	1.000	0.758	0.949	0.937	0.910	0.881	0.839	0.800	0.759	0.683	0.878	0.792	0.751	0.669	0.760	0.774	0.800
Eu	0.703	-0.900	-0.904	0.520	-0.792	-0.958	-0.947	-0.901	-0.965	0.319	0.624	-0.829	-0.912	-0.866	-0.809	-0.928	-0.116	0.793	0.728	0.979	0.969	0.801	0.761	0.743	0.732	0.758	1.000	0.887	0.715	0.733	0.705	0.663	0.630	0.583	0.535	0.671	0.557	0.546	0.852	0.635	0.613	0.761	
Gd	0.767	-0.874	-0.840	0.669	-0.632	0.828	0.915	0.854	0.826	0.480	0.681	-0.710	-0.918	-0.824	-0.840	-0.921	-0.750	0.503	0.824	0.953	0.858	0.851	0.865	0.883	0.949	0.887	1.000	0.936	0.936	0.935	0.902	0.867	0.830	0.787	0.714	0.887	0.679	0.632	0.847	0.701	0.674	0.766	
Tb	0.740	-0.759	-0.632	0.696	-0.632	0.793	0.735	0.594	0.461	0.663	-0.662	-0.770	-0.741	-0.642	-0.684	0.397E-4	-0.580	0.252	0.440	0.632	0.715	0.735	0.778	0.820	0.937	0.715	0.936	1.000	0.904	0.984	0.984	0.959	0.930	0.901	0.839	0.985	0.984	0					

Matrice de corrélation pour AMK 28.
L'analyse porte sur 9 échantillons.

	SiO2	MgO	Fe2O3	TiO2	MnO	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Cr	Co	Ni	Ou	Zn	Mb	S	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Hb	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Hf	Zr	Ta	Nb	Th	U		
SiO2	1.000	-0.622	-0.535	-.173	-.490	-.242	-.555	-.283	-.728	-.865	-.515	-.760	-.832	-.642	-.672	-.213	-.659	-.158	-.446	-.360	-.354	-.241	-.135	-.053	-.018	-.336	-.214	-.088	-.150	-.197	-.268	-.314	-.445	-.593	-.223	-.125	-.260	-.580	-.395	-.365	-.284			
MgO	-0.622	1.000	-.932	-.176	-.836	-.975	-.848	-.978	-.873	-.601	-.514	-.986	-.853	-.871	-.437	-.597	-.345	-.434	-.921	-.591	-.921	-.899	-.812	-.741	-.660	-.567	-.939	-.544	-.603	-.963	-.577	-.904	-.586	-.526	-.581	-.681	-.727	-.959	-.815	-.773	-.724			
Fe2O3	-0.535	-.932	1.000	-.626	-.914	-.728	-.973	-.876	-.691	-.298	-.988	-.719	-.583	-.740	-.300	-.565	-.738	-.923	-.673	-.857	-.757	-.650	-.531	-.399	-.257	-.211	-.310	-.663	-.761	-.823	-.862	-.884	-.838	-.724	-.611	-.510	-.611	-.724	-.838	-.884	-.838			
TiO2	-.173	-.836	-.626	1.000	-.596	-.720	-.655	-.676	-.771	-.605	-.548	-.738	-.642	-.469	-.166	-.309	-.038	-.222	-.775	-.635	-.415	-.800	-.827	-.763	-.673	-.559	-.882	-.634	-.439	-.462	-.370	-.337	-.204	-.207	-.081	-.374	-.803	-.812	-.753	-.879	-.842	-.828		
MnO	-.490	-.975	-.728	-.596	1.000	-.835	-.984	-.911	-.601	-.332	-.982	-.840	-.648	-.460	-.629	-.283	-.454	-.776	-.946	-.621	-.901	-.832	-.785	-.662	-.555	-.929	-.683	-.494	-.545	-.481	-.481	-.378	-.278	-.207	-.360	-.496	-.725	-.767	-.945	-.858	-.827	-.787		
Al2O3	-.242	-.848	-.978	-.655	-.781	1.000	-.828	-.843	-.222	-.357	-.870	-.484	-.194	-.062	-.141	-.431	-.074	-.762	-.847	-.553	-.849	-.888	-.892	-.872	-.826	-.937	-.878	-.752	-.799	-.752	-.728	-.637	-.643	-.511	-.757	-.656	-.646	-.636	-.708	-.644	-.633			
Na2O	-.555	-.976	-.973	-.676	-.890	-.984	-.828	1.000	-.900	-.597	-.980	-.861	-.661	-.486	-.644	-.368	-.463	-.644	-.953	-.690	-.873	-.795	-.704	-.602	-.482	-.888	-.662	-.419	-.480	-.423	-.428	-.346	-.403	-.359	-.441	-.696	-.773	-.800	-.862	-.876	-.840			
K2O	-.283	-.873	-.973	-.676	-.771	-.925	-.911	-.843	1.000	-.491	-.202	-.891	-.661	-.986	-.213	-.398	-.288	-.198	-.960	-.687	-.951	-.920	-.861	-.783	-.664	-.926	-.733	-.576	-.980	-.514	-.488	-.389	-.374	-.262	-.523	-.863	-.893	-.925	-.971	-.855	-.896			
P2O5	-.728	-.601	-.691	-.605	-.464	-.601	-.222	-.597	-.491	1.000	-.502	-.519	-.764	-.838	-.712	-.783	-.170	-.751	-.411	-.536	-.559	-.615	-.483	-.357	-.237	-.105	-.460	-.318	-.137	-.150	-.122	-.155	-.106	-.216	-.257	-.139	-.322	-.443	-.726	-.609	-.494	-.452		
LOI	-.865	-.514	-.298	-.548	-.006	-.332	-.357	-.394	-.202	1.000	-.406	-.467	-.487	-.197	-.248	-.196	-.229	-.138	-.350	-.315	-.340	-.323	-.291	-.276	-.267	-.356	-.439	-.394	-.446	-.520	-.579	-.647	-.752	-.848	-.538	-.060	-.150	-.464	-.205	-.142	-.094			
Cr	-.515	-.986	-.926	-.738	-.983	-.982	-.870	-.977	-.891	-.519	1.000	-.818	-.614	-.393	-.553	-.302	-.393	-.751	-.950	-.608	-.876	-.821	-.755	-.677	-.589	-.934	-.722	-.547	-.607	-.559	-.567	-.491	-.529	-.477	-.576	-.727	-.768	-.920	-.820	-.799	-.764			
Co	-.780	-.853	-.898	-.542	-.676	-.840	-.484	-.880	-.661	-.661	1.000	-.818	-.618	-.398	-.267	-.802	-.480	-.772	-.578	-.636	-.485	-.344	-.210	-.074	-.611	-.321	-.069	-.139	-.104	-.147	-.106	-.207	-.275	-.132	-.460	-.595	-.721	-.683	-.772	-.710	-.430			
Ni	-.832	-.671	-.719	-.469	-.452	-.648	-.194	-.661	-.396	-.638	-.818	1.000	-.918	-.618	-.411	-.945	-.010	-.941	-.220	-.545	-.363	-.432	-.282	-.123	-.001	-.107	-.395	-.114	-.049	-.010	-.003	-.062	-.042	-.161	-.283	-.025	-.236	-.363	-.645	-.469	-.503	-.430		
Cu	-.642	-.437	-.583	-.166	-.335	-.460	-.052	-.486	-.213	-.712	-.197	-.393	1.000	-.975	-.024	-.986	-.027	-.331	-.234	-.182	-.002	-.157	-.291	-.410	-.130	-.197	-.382	-.323	-.361	-.296	-.327	-.213	-.069	-.330	-.030	-.173	-.372	-.290	-.419	-.363				
Zn	-.213	-.597	-.740	-.309	-.510	-.629	-.141	-.644	-.398	-.783	-.248	-.553	-.969	1.000	-.087	-.961	-.107	-.197	-.502	-.360	-.389	-.205	-.051	-.090	-.225	-.327	-.010	-.220	-.163	-.212	-.161	-.220	-.105	-.001	-.184	-.187	-.323	-.531	-.461	-.587	-.496			
Mb	-.659	-.434	-.665	-.222	-.324	-.454	-.074	-.463	-.198	-.751	-.229	-.393	1.000	-.941	-.087	-.961	-.107	-.100	-.022	-.336	-.225	-.208	-.016	-.133	-.262	-.369	-.144	-.160	-.323	-.272	-.299	-.233	-.254	-.142	-.001	-.270	-.060	-.194	-.423	-.268	-.380	-.321		
S	-.158	-.738	-.738	-.775	-.832	-.776	-.762	-.754	-.960	-.411	-.138	-.751	-.480	-.220	-.027	-.213	-.197	-.022	1.000	-.761	-.625	-.906	-.870	-.813	-.704	-.856	-.705	-.617	-.587	-.530	-.486	-.397	-.468	-.348	-.212	-.500	-.924	-.609	-.502	-.573	-.555	-.270	-.283	
Rb	-.446	-.921	-.923	-.635	-.894	-.946	-.847	-.953	-.866	-.536	-.350	-.950	-.772	-.545	-.331	-.502	-.222	-.336	1.000	-.788	-.898	-.842	-.767	-.674	-.567	-.897	-.781	-.480	-.530	-.487	-.473	-.405	-.458	-.363	-.495	-.763	-.841	-.774	-.845	-.884	-.860			
Ba	-.360	-.591	-.673	-.415	-.605	-.621	-.553	-.690	-.687	-.559	-.315	-.608	-.578	-.363	-.234	-.360	-.029	-.225	-.825	1.000	-.738	-.674	-.575	-.467	-.324	-.574	-.669	-.220	-.248	-.214	-.195	-.179	-.247	-.151	-.220	-.586	-.756	-.495	-.740	-.821	-.851			
La	-.354	-.873	-.857	-.830	-.880	-.901	-.849	-.873	-.951	-.615	-.340	-.876	-.636	-.432	-.182	-.389	-.095	-.208	-.806	1.000	-.979	-.929	-.858	-.752	-.963	-.856	-.686	-.689	-.635	-.612	-.512	-.527	-.401	-.641	-.807	-.830	-.868	-.931	-.764	-.762				
Ce	-.241	-.812	-.757	-.823	-.827	-.832	-.888	-.795	-.920	-.483	-.323	-.821	-.485	-.262	-.002	-.205	-.106	-.016	-.906	-.942	1.000	-.984	-.943	-.864	-.955	-.915	-.797	-.801	-.742	-.709	-.908	-.602	-.448	-.743	-.793	-.782	-.901	-.874	-.689	-.675				
Pr	-.135	-.741	-.650	-.798	-.763	-.755	-.892	-.704	-.861	-.357	-.291	-.755	-.444	-.123	-.157	-.051	-.097	-.133	-.870	-.767	1.000	-.987	-.938	-.934	-.924	-.846	-.941	-.846	-.991	-.969	-.1000	-.993	-.962	-.933	-.827	-.998	-.462	-.369	-.554	-.402	-.118	-.113		
Nd	-.053	-.660	-.631	-.770	-.673	-.682	-.872	-.602	-.763	-.237	-.276	-.712	-.001	-.291	-.090	-.064	-.262	-.813	-.674	1.000	-.981	-.889	-.924	-.934	-.924	-.846	-.941	-.981	-.978	-.983	1.000	-.978	-.968	-.958	-.827	-.702	-.523	-.873	-.698	-.622	-.663	-.696	-.428	-.443
Sm	-.018	-.567	-.393	-.717	-.559	-.555	-.826	-.482	-.684	-.105	-.267	-.589	-.074	-.107	-.410	-.225	-.046	-.369	1.000	-.981	-.938	-.981	1.000	-.822	-.895	-.972	-.962	-.932	-.892	-.809	-.757	-.580	-.923	-.609	-.502	-.573	-.555	-.270	-.283					
Eu	-.336	-.921	-.839	-.823	-.882	-.929	-.937	-.888	-.926	-.460	-.356	-.934	-.611	-.395	-.130	-.327	-.222	-.144	-.856	1.000	-.863	-.771	-.799	-.744	-.726	-.623	-.628	-.509	-.750	-.779	-.760	-.940	-.844	-.693	-.673									
Gd	-.214	-.699	-.669	-.700	-.634	-.683	-.878	-.662	-.733	-.318	-.439	-.722	-.321	-.114	-.197	-.010	-.035	-.160	-.705	1.000	-.863	-.889	-.922	1.000	-.863	-.800	-.848	-.868	-.846	-.819	-.762	-.776	-.614	-.844	-.627	-.636	-.613	-.656	-.507	-.522				
Tb	-.088	-.544	-.315	-.779	-.439	-.494	-.762	-.419	-.576	-.137	-.394	-.547	-.069	-.049	-.382	-.220	-.020	-.323	1.000	-.991	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	1.000	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	
Dy	-.150	-.603	-.363	-.777	-.462	-.545	-.799	-.480	-.590	-.150	-.446	-.607	-.139	-.010	-.323	-.163	-.006	-.272	-.597	1.000	-.989	-.978	-.921	-.887	-.765	-.989	-.951	-.405	-.576	-.471	-.174	-.177												
Ho	-.197	-.563	-.296	-.753	-.370	-.481	-.752	-.423	-.514	-.122	-.520	-.559	-.104	-.003	-.361	-.212	-.026	-.299	-.530	1.000	-.969	-.969	-.932	-.846	-.941	-.969	-.932	-.846	-.969	1.000	-.993	-.962	-.933	-.827	-.998	-.462	-.369	-.554	-.402	-.118	-.113			
Er	-.268	-.577	-.294	-.770	-.337	-.481	-.728	-.428	-.488	-.155	-.579	-.567	-.147	-.062	-.296	-.161	-.017	-.233	-.486	1.000	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	1.000	-.978	-.968	-.958	-.827	-.702	-.523	-.873	-.698	-.622	-.663	-.696	-.428	-.443		
Tm	-.314	-.504	-.191	-.726	-.204	-.378	-.637	-.346	-.389	-.106	-.647	-.491	-.106	-.042	-.327	-.220	-.020	-.254	-.397	1.000	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	1.000	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	-.981	
Yb	-.445	-.566	-.257	-.710	-.207	-.423	-.643	-.403	-.374	-.216	-.752	-.529	-.207	-.161	-.213	-.105																												

Matrice de corrélation pour les veines à quartz et feldspath.
L'analyse porte sur 10 échantillons.

	SiO2	MgO	Fe2O3	TiO2	MnO	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	S
SiO2	1,000	-,883	-,890	-,445	-,889	,010	-,533	,473	-,056	,229	-,954	-,808	-,049	-,819	-,861	-,862	,939	-,816
MgO	-,883	1,000	,996	,153	,992	-,468	,225	-,681	,022	-,338	,941	,914	,162	,935	,975	,995	-,788	,930
Fe2O3	-,890	,996	1,000	,152	,982	-,455	,240	-,677	4,764E-5	-,337	,958	,881	,206	,956	,955	,983	-,787	,953
TiO2	-,445	,153	,152	1,000	,213	,455	,800	-,190	,143	-,046	,329	,244	-,142	,060	,209	,139	-,461	,063
MnO	-,889	,992	,982	,213	1,000	-,444	,291	-,716	,078	-,393	,937	,951	,052	,888	,991	,995	-,801	,882
Al2O3	,010	-,468	-,455	,455	-,444	1,000	,403	,672	,041	,395	-,256	-,401	-,220	-,468	-,441	-,484	-,125	-,464
CaO	-,533	,225	,240	,800	,291	,403	1,000	-,352	,041	-,426	,478	,290	-,381	,126	,265	,203	-,482	,130
Na2O	,473	-,681	-,677	-,190	-,716	,672	-,352	1,000	-,270	,715	-,666	-,670	,164	-,593	-,687	-,679	,298	-,586
K2O	-,056	,022	4,764E-5	,143	,078	,041	,041	-,270	1,000	-,096	,034	,114	-,518	-,066	,062	,030	-,031	-,086
P2O5	,229	-,338	-,337	-,046	-,393	,395	-,426	,715	-,096	1,000	-,385	-,426	,480	-,210	-,392	-,359	,181	-,209
LOI	-,954	,941	,958	,329	,937	-,256	,478	-,666	,034	-,385	1,000	,816	,122	,913	,893	,913	-,835	,911
Cr	-,808	,914	,881	,244	,951	-,401	,290	-,670	,114	-,426	,816	1,000	-,146	,711	,981	,946	-,779	,703
Co	-,049	,162	,206	-,142	,052	-,220	-,381	,164	-,518	,480	,122	-,146	1,000	,421	,008	,107	-,009	,434
Ni	-,819	,935	,956	,060	,888	-,468	,126	-,593	-,066	-,210	,913	,711	,421	1,000	,832	,898	-,684	1,000
Cu	-,861	,975	,955	,209	,991	-,441	,265	-,687	,062	-,392	,893	,981	,008	,832	1,000	,990	-,802	,826
Zn	-,862	,995	,983	,139	,995	-,484	,203	-,679	,030	-,359	,913	,946	,107	,898	,990	1,000	-,784	,893
Mo	,939	-,788	-,787	-,461	-,801	-,125	-,482	,298	-,031	,181	-,835	-,779	-,009	-,684	-,802	-,784	1,000	-,682
S	-,816	,930	,953	,063	,882	-,464	,130	-,586	-,086	-,209	,911	,703	,434	1,000	,826	,893	-,682	1,000

Annexe G

Isotopes radiogéniques

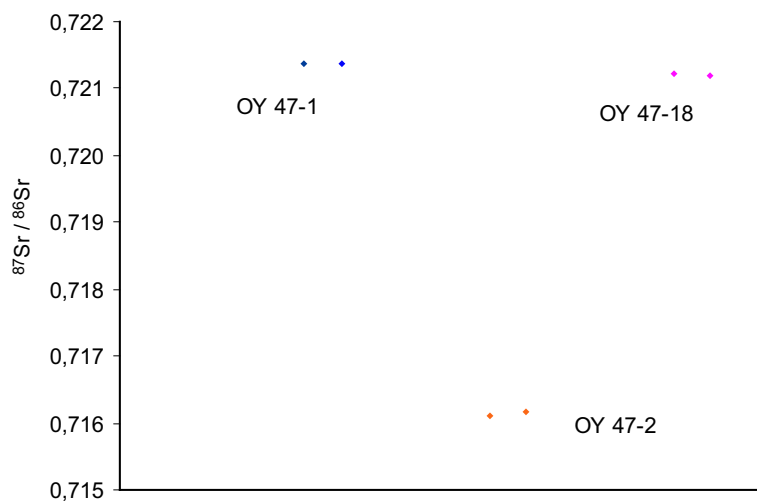
Rb-Sr

Les blancs pour le Sr sont de 0,7 - 0,8 ng.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
OY 47-1 (1)	$0,721380 \pm 16$
OY 47-1 (2)	$0,721367 \pm 74$
OY 47-2 (1)	$0,716105 \pm 19$
OY 47-2 (2)	$0,716159 \pm 15$
OY 47-18 (1)	$0,721217 \pm 16$
OY 47-18 (2)	$0,721201 \pm 18$

Certains échantillons ont été attaqués, élués et analysés à deux reprises, ce qui permet de tester la reproductibilité des analyses.

Ces doublets sont reportés dans le tableau ci-contre et le graphique ci-dessous.



Rb-Sr : Résultats obtenus sur les échantillons.

Éch.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 2,05 Ga	ϵ Sr à 2,05 Ga
OY 28-1	35	261	0,715594 +-13	0,388	0,704	28,5
OY 28-2	22	251	0,718056 +-14	0,252	0,711	121,0
OY 28-12	49	350	0,765642 +-16	0,404	0,754	734,7
OY 28-15A	0,04	14	0,710787 +-18	0,008	0,711	119,7
OY 28-17	17	96	0,734616 +-22	0,512	0,720	247,4
OY 28-18B	41	292	0,740097 +-15	0,411	0,728	367,7
OY 28-19	35	830	0,722266 +-10	0,124	0,719	234,8
OY 47-1	36	267	0,721380 +-16	0,387	0,710	109,8
OY 47-2	20	236	0,716159 +-15	0,250	0,709	96,6
OY 47-8B	15	159	0,726376 +-22	0,280	0,718	227,4
OY 47-9	7,9	15	0,752822 +-17	1,491	0,709	94,8
OY 47-10	0,6	15	0,718258 +-12	0,117	0,715	180,3
OY 47-12	16	108	0,731273 +-15	0,439	0,718	230,3
OY 47-14	1,8	15	0,725698 +-19	0,357	0,715	185,3
OY 47-18	41	570	0,721201 +-18	0,206	0,715	183,9
OY 47-19	8,7	278	0,704315 +-15	0,090	0,702	-6,9
AMK 28-1	31	281	0,716561 +-20	0,314	0,707	73,4
AMK 28-2	14	285	0,711664 +-18	0,139	0,708	77,3
AMK 28-9	13	109	0,715781 +-12	0,350	0,705	46,9
ATS 19-9	0,1	13	0,718386 +- 8	0,023	0,718	222,0
ATS 19-13	0,6	23	0,718598 +- 15	0,076	0,716	202,6
PP1	22	277	0,717191 +-15	0,231	0,710	117,2
PP7	6,5	45	0,726125 +-21	0,420	0,714	165,2
PP12	4,6	154	0,715047 +-15	0,086	0,713	147,8
PP15	13	20	0,775044 +-19	1,922	0,718	230,0
PP20	1,9	17	0,720726 +-15	0,316	0,711	131,8
TG03 (dol)	2,4	687	0,704136 +-26	0,010	0,704	24,3

Les concentrations en Sr et Rb ont été mesurées par ICP-MS (incertitude inférieure à 5%).

Les données reportées en italiques ont été déterminées à Clermont-Ferrand tandis que les autres ont été acquises à l'Université du Cap.

Les mesures spectrométriques ont été réalisées à l'Université de Clermont-Ferrand.

Sm-Nd

Les blancs sont de 0,18-0,34 ng pour le Nd et 0,03-0,04 ng pour le Sm.

Échantillons standards : valeurs de référence.

Govindaraju K. (1994) in Geostandards Newsletter, vol XVIII (special issue).

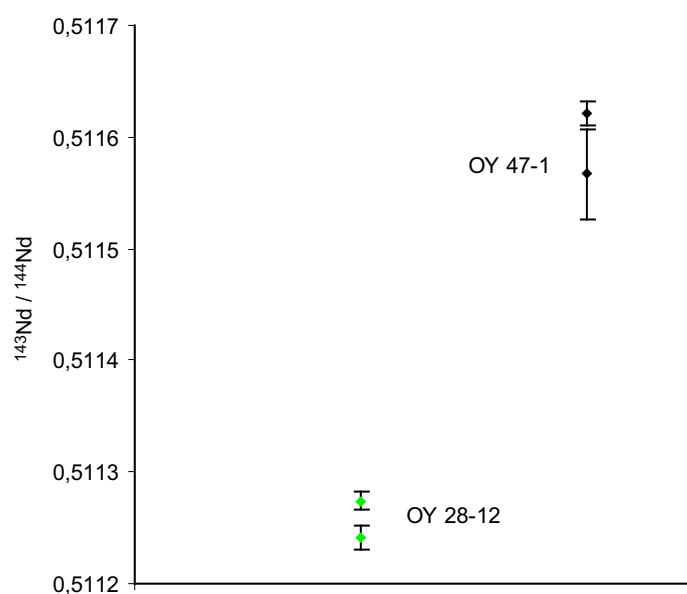
	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
DRN	5,29	23,7	0,512450	0,1350
G2	7,29	54	0,512264	0,0815
RGM	3,88	19	0,512808	0,1237

Échantillons standards : valeurs mesurées.

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
DRN	5,4	23,5	$0,512447 \pm 7$	0,1400
G2	7,2	55	$0,512228 \pm 7$	0,0830
RGM	4,3	19	$0,512791 \pm 8$	0,1270

Quelques échantillons ont été attaqués, élués et analysés deux fois, parfois en raison d'une trop forte incertitude sur le premier résultat (voir TG05). Ces doublets sont reportés dans le tableau et le graphique ci-dessous.

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
OY 28-12 (1)	$0,511241 \pm 11$
OY 28-12 (2)	$0,511274 \pm 8$
OY 47-1 (1)	$0,511621 \pm 11$
OY 47-1 (2)	$0,511567 \pm 40$



Sm-Nd : Résultats obtenus sur les échantillons.

Éch.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Sm (DI)	Nd (DI)	ϵ Nd (2,05 Ga)	T_{CHUR} (Ga)
OY 28-1	0,511346 ± 7	0,1344	1,307	5,876	-8,88	3,145
OY 28-2	0,511418 ± 11	0,1352	1,237	5,530	-7,67	3,008
OY 28-12	0,511274 ± 8	0,1215	1,416	7,044	-6,87	2,752
OY 28-15A	0,511616 ± 16	0,1528	0,955	3,777	-8,45	3,529
OY 28-17	0,511938 ± 16	0,1717	1,874	6,597	-7,14	4,241
OY 28-18B	0,511764 ± 9	0,1605	1,518	5,717	-7,58	3,657
OY 28-19	0,510981 ± 10	0,1096	1,629	8,981	-9,47	2,885
OY 47-1	0,511621 ± 11	0,1522	1,272	5,051	-8,19	3,464
OY 47-8B	0,511669 ± 9	0,1524	1,51	5,987	-7,31	3,319
OY 47-9	0,511526 ± 8	0,1464	1,042	4,301	-8,53	3,352
OY 47-10	0,511609 ± 9	0,1457	2,196	9,110	-6,7	3,06
OY 47-12	0,511956 ± 17	0,1695	1,181	4,211	-6,21	3,804
OY 47-14	0,511979 ± 8	0,1795	1,945	6,551	-8,39	5,771
OY 47-18	0,510800 ± 11	0,0889	1,126	7,653	-7,54	2,588
OY 47-19	0,511500 ± 8	0,1444	3,409	14,272	-8,49	3,296
PP7	0,511616 ± 10	0,1474	1,167	4,786	-7,01	3,142
PP12	0,511561 ± 12	0,1447	0,839	3,504	-7,39	3,142
PP20	0,511684 ± 12	0,1533	1,972	7,775	-7,25	3,332
TG03	0,511173 ± 9	0,1142	1,258	6,658	-6,92	
TG04	0,510876 ± 6	0,0778	1,999	15,528	-3,11	
TG05	0,512350 ± 9	0,1399	1,721	7,435	9,35	
TG06	0,512195 ± 14	0,2318	2,479	6,198	-20,64	

En gras : attaque de l'échantillon par fusion alcaline. Les autres ont subi une attaque acide.

Les protocoles sont décrits au chapitre II "Protocoles expérimentaux de routine".

Abstract

The Platreef is a PGE-bearing horizon found at the base of the northern limb of the Bushveld complex, South Africa. Samples from elsewhere in the northern limb and the Bushveld in general were analysed in order to compare the characteristics of this marginal unit with typical Bushveld cumulates. Most samples from elsewhere in the Bushveld are not altered and present relatively homogenous $\delta^{18}\text{O}$ values which are significantly higher than mantle-derived basalt magmas. These indicate extensive crustal contamination before intrusion of the magmas. The Platreef, sampled at 4 sites, shows extensive visible evidence for alteration and both stable and radiogenic isotopes indicate additional crustal contamination. Calcsilicate xenoliths are ubiquitous and contamination by partial melts of the granitic wall-rock was also observed. The most altered cumulates appear to be in contact with the most fractured country rocks. Circulation of fluids was via channels and both magmatic fluids and fluid expelled from the sedimentary country rocks are implicated. As these fluids contained chlorine and CO_2 , they could have influenced the original precipitation of PGE's and their subsequent redistribution during alteration.

Résumé

Le Platreef est une formation noritique contenant des minéralisations en Éléments du Groupe du Platine. Elle se situe en bordure de la partie septentrionale du complexe du Bushveld. Afin de définir les spécificités de cette unité marginale, nous avons tout d'abord étudié des échantillons pouvant servir de point de comparaison : ils proviennent d'une zone centrale de l'intrusion, le forage de Bellevue. Les données en isotopie de l'oxygène indiquent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ proches de 6,5 à 7‰ et homogènes à travers la pile magmatique. Ces valeurs, plus lourdes de 1 à 1,5‰ que celles des autres produits issus du manteau du Kaapvaal, sont l'indice d'une contamination crustale à l'échelle de tout le complexe. L'isotopie de l'hydrogène et les teneurs en eau témoignent de cumulats peu ou pas altérés.

Sur la base de critères pétrographiques et géochimiques, le Platreef apparaît beaucoup plus affecté par des phénomènes d'assimilation et de circulations de fluides. Il a été échantillonné sur 4 sites, en contact avec différentes roches encaissantes : granites Archéens, dolomies, quartzites et cornéennes. Les xénolithes calco-silicatés sont omniprésents dans ces portions du Platreef. Une contamination par des liquides de fusion partielle du granite est également mise en évidence. Les cumulats les plus affectés par l'altération se trouvent au contact des granites, qui constituent l'encaissant le plus fracturé.

À l'échelle du complexe, le rapport fluide/roche des interactions est très faible : les circulations ont été confinées à des chenaux préférentiels. Les caractéristiques isotopiques et géochimiques des fluides ne correspondent pas à celles des eaux météoritiques. Ils étaient probablement originaires des formations sédimentaires proches et ont été expulsés lors de la perturbation thermique due à la mise en place des magmas du Bushveld. Ils contenaient du chlore et du CO_2 leur permettant de jouer un rôle dans la distribution des PGE.