

Le magmatisme alcalin et carbonatitique: synthèse sur la province paléozoïque de Kola (Russie) et caractéristiques générales du massif protérozoïque de Matongo (Burundi)*

par

Daniel DEMAIFFE**

MOTS-CLES. — Carbonatites; Magmatisme alcalin; Péninsule de Kola; Rift est-africain; Matongo.

RESUME. — Les massifs alcalins et carbonatitiques se mettent en place le long de zones de rift (ou de dômes lithosphériques) affectant des blocs continentaux cratonisés. La province alcaline de Kola (NO Russie) représente l'exemple-type de ce magmatisme sur le craton est-européen. D'âge dévonien supérieur (360-380 Ma), elle comprend plus de vingt complexes intrusifs (dont les fameux massifs de Khibiny et Lovozero) et est caractérisée par la trilogie typique de cumulats ultramafiques — roches silicatées alcalines (syénites à néphéline) — carbonatites (d'où leur appellation UACC). Une synthèse des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et isotopiques est présentée et discutée.

En Afrique centrale, la plupart des massifs alcalins sont distribués le long des deux branches du rift africain. La carbonatite de Matongo (Burundi), connue uniquement par sondages, est spatialement associée au massif de syénite de la Haute-Ruvubu. Cette carbonatite est sommairement décrite. L'âge de mise en place (690 +/- 32 Ma) a été déterminé par isochrone Pb-Pb.

TREFWOORDEN. — Carbonatieten; Alkalisch magmatisme; Kola schiereiland; Oost-Afrikaanse rift; Matongo.

SAMENVATTING. — *Het alkalijn en carbonatietisch magmatisme: synthese over de Paleozoïsche provincie van Kola (Rusland) en algemene kenmerken van het Proterozoïsch massief van Matongo (Burundi).* — Alkali-massieven en carbonatieten worden gevormd langsheen riftzones (of lithosferische domes) met beïnvloeding van de gekratoniseerde continentale blokken. De alkali-provincie van Kola (NW Rusland) vertegenwoordigt het typevoorbeeld van dergelijk magmatisme op het Oost-Europese kraton. Deze provincie behoort tot het Boven Devoon (360-380 Ma) en telt meer dan twintig intrusieve complexen (waaronder de beroemde massieven van Khibiny en Lovozero) en is gekenmerkt

* Communication présentée à la séance de la Classe des Sciences techniques tenue le 21 décembre 2006. Texte reçu le 19 juin 2007.

** Membre de l'Académie; Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ULB), CP 160/02, av. F. D. Roosevelt 50, B-1050 Bruxelles (Belgique).

door de typische trilogie van ultramafische cumulaten — alkalijne silicaatgesteenten (nephelien-syenieten) — carbonatieten (vandaar de benaming UACC). Een overzicht van de petrografische, geochemische en isotopische karakteristieken wordt uiteengezet en besproken.

In Centraal-Afrika zijn de meeste alkali-massieven verspreid in de twee takken van de Afrikaanse rift. De carbonatiet van Matongo (Burundi), enkel waargenomen in boringen, is regionaal verbonden met het syeniet-massief van de Boven-Ruvubu. Deze carbonatiet wordt bondig beschreven. Haar vormingsouderdom (690 ± 32 Ma) werd bepaald door een Pb-Pb isochroon.

KEYWORDS. — Carbonatites; Alkaline Magmatism; Kola Peninsula; East-African rift; Matongo.

SUMMARY. — *Alkaline and Carbonatite Magmatism: A Synthesis on Kola Palaeozoic Province (Russia) and General Characteristics of Matongo Proterozoic Massif (Burundi)*. — Alkaline and carbonatite intrusions are generally located along rift zones (or lithospheric domes) in cratonic continental blocks. Kola province (NE Russia) is the typical example of this alkaline magmatism on the East-European craton. This province of Upper Devonian age (360-380 Ma) consists of more than twenty intrusive complexes (including the famous syenite massifs of Khibiny and Lovozero) and is characterized by the typical trilogy ultramafic cumulates — alkaline silicate rocks (nepheline syenite) — carbonatites (hence their name: UACC). A brief synthesis of the petrological, geochemical and isotopic features is presented and discussed.

In Central Africa, most alkaline massifs are distributed along the two branches of the African rift. Matongo carbonatite (Burundi), only known by drillings, is spatially associated with the Upper Ruvubu syenite massif. This carbonatite is shortly described. Its intrusion age (690 ± 32 Ma) has been obtained by Pb-Pb isochron.

Introduction

Les carbonatites sont des roches magmatiques rares, essentiellement constituées de minéraux carbonatés. Elles sont souvent associées sur le terrain à une large gamme de roches silicatées, principalement des roches ultramafiques et des roches alcalines sous-saturées en silice.

Ce papier a pour objectif de présenter les principales caractéristiques minéralogiques, pétrologiques et géochimiques des massifs carbonatitiques. Cette synthèse est axée sur la province alcaline et carbonatitique de la Péninsule de Kola (KAP) qui est considérée comme l'exemple-type de ce magmatisme et qui est étudiée par le Laboratoire de Géochimie isotopique et Géodynamique chimique de l'ULB depuis plus de quinze ans. Par ailleurs, un massif peu connu du Burundi, le massif de Matongo, sera brièvement décrit.

Les travaux de pionnier de BROGGER (1921) sur le massif de Fen (S. Norvège) et de VON ECKERMANN (1948) sur le massif d'Alnö (Suède) ont établi le caractère magmatique indubitable des carbonatites. HEINRICH (1966) et TUTTLE & GITTINS (1967) font les premières synthèses sur la géologie des carbonatites et LE BAS

(1977) coordonne un ouvrage sur le volcanisme de type carbonatite-néphéline en Afrique de l'Est (spécialement au Kenya).

A la même époque, l'école russe (KUKHARENKO *et al.* 1965, GERASIMOVSKY *et al.* 1966) décrit en détail les relations de terrain et les caractères minéralogiques et pétrographiques des massifs alcalins et carbonatitiques de la province de Kola (NO Russie).

Plus récemment, plusieurs ouvrages multi-auteurs ont été consacrés à ce type de magmatisme (BELL *et al.* 1989, DOWNES *et al.* 2000, ROSATELLI *et al.* 2003, WALL & ZAITSEV 2004, WALL *et al.* 2005).

Depuis les années 1980, A. Woolley (*Department of Mineralogy, Natural History Museum, London, UK*) a entrepris la tâche colossale de répertorier et de décrire succinctement toutes les occurrences de roches alcalines et carbonatitiques du monde. Les trois premiers volumes ont déjà été publiés; ils sont consacrés à l'Amérique du Nord et du Sud, Groenland inclus (WOOLLEY 1987), à l'ancienne URSS (KOGARKO *et al.* 1995) et à l'Afrique (WOOLLEY 2001). Le quatrième et dernier volume, consacré au reste du monde, est en préparation.

La *European Science Foundation* (ESF) a subsidié le réseau international de recherches EUROCARB (2000-2004) consacré à l'étude du carbone dérivé du manteau et, donc, aux carbonatites et aux cycles du carbone. L'auteur de ces lignes a fait partie du Comité de coordination de ce réseau.

Au-delà de leur intérêt scientifique intrinsèque comme marqueurs de l'évolution du manteau sous-continentale (voir discussion ci-dessous), les carbonatites et les roches alcalines associées ont acquis une importance économique non négligeable: elles constituent en effet des dépôts potentiels importants pour certains éléments rares (Nb, Ta, terres rares, Zr, Cu,...) et pour certains matériaux (phosphates, vermiculite, bauxites,...). (Voir les synthèses de MARIANO 1989, PETROV 2004.)

Caractéristiques générales des massifs alcalins et carbonatitiques

Par définition, une carbonatite est une roche magmatique dont la proportion modale de carbonate dépasse 50 % (LE MAITRE 2002). La nature du carbonate permet de distinguer les carbonatites à calcite ou calciocarbonatites (elles peuvent être grossièrement — sövite — ou finement — alvikite — grenues), les carbonatites à dolomite ou magnésiocarbonatites (= bэфorsite) et les carbonatites à ankérite ou sidérite encore appelées ferrocyanatites. Si le carbonate est riche en alcalin (nyerereite, gregoryite), on parle de natrocarbonatite. Outre les carbonates, les carbonatites peuvent contenir des minéraux silicatés, des sulfures, des oxydes, des phosphates et accessoirement la fluorine. Le tableau 1 reprend la liste des principaux minéraux. Les carbonatites qui contiennent plus de 20 % en poids de SiO₂ sont qualifiées de silicocyanatites.

Tableau 1
Principaux minéraux des carbonatites (d'après WINTER 2001)

CARBONATES	SULFURES
- Calcite	- Pyrrhotine
- Dolomite	- Pyrite
- Ankérite	- Galène
- Sidérite	- Sphalérite
- Strontianite	OXYDES - HYDROXYDES
- Bastnäsité (La, Ce) CO ₃ F	- Magnétite
- Nyerereite (Na, K) ₂ Ca (CO ₃) ₂	- Pyrochlore
- Gregoryite (Na, K) CO ₃	- Pérovskite
SILICATES	- Hématite - Ilménite
- Pyroxène	- Baddeleyite
• aegyrine – augite	- Pyrolusite
• diopside	HALOGENURES
• augite	- Fluorite
- Olivine	PHOSPHATES
- Monticellite	- Apatite
- Amphibole alcaline	- Monazite
- Allanite	
- Andradite	
- Phlogopite	
- Zircon	

Les massifs carbonatitiques se mettent généralement en place dans les régions cratoniques stables des continents; on les observe souvent le long de linéaments de grande ampleur comme les zones de rift ou sur des dômes lithosphériques. La figure 1, extraite de WOOLLEY (1989), montre la distribution des massifs alcalins et carbonatitiques sur le continent africain; on voit clairement que la plupart des massifs jalonnent les deux branches du rift est-africain. Par ailleurs, BURKE *et al.* (2003) et BURKE & KHAN (2006) montrent que la majorité (90 %) des occurrences de massifs alcalins déformés en Afrique et en Inde sont localisées dans des zones de suture (reconnues ou supposées) d'âge protérozoïque qui pourraient correspondre à des zones de fermeture de domaines océaniques. Les carbonatites sont très rares en domaine océanique: elles n'ont été reconnues que dans les îles Canaries (Fuerteventura) et au Cap-Vert.

Les massifs plutoniques alcalins et carbonatitiques sont souvent des intrusions complexes polyphasées (voir ci-après la description du massif de Kovdor, péninsule de Kola). Jusqu'à tout récemment, on considérait les carbonatites extrusives (= volcaniques) comme très rares à l'exception notable des natrocarbonatites du célèbre volcan Oldoinyo Lengai de Tanzanie (BELL & KELLER 1995), par ailleurs le seul volcan carbonatitique actif connu. Une revue récente (WOOLLEY & CHURCH 2005) recense quarante-neuf occurrences de carbonatites extrusives dont la moitié est représentée par des petits cônes de tephra, des anneaux de tufs ou des diatrèmes, et l'autre moitié par de grands stratovolcans. Ces carbonatites volcaniques sont le plus souvent de nature pyroclastique, elles contiennent des phé-

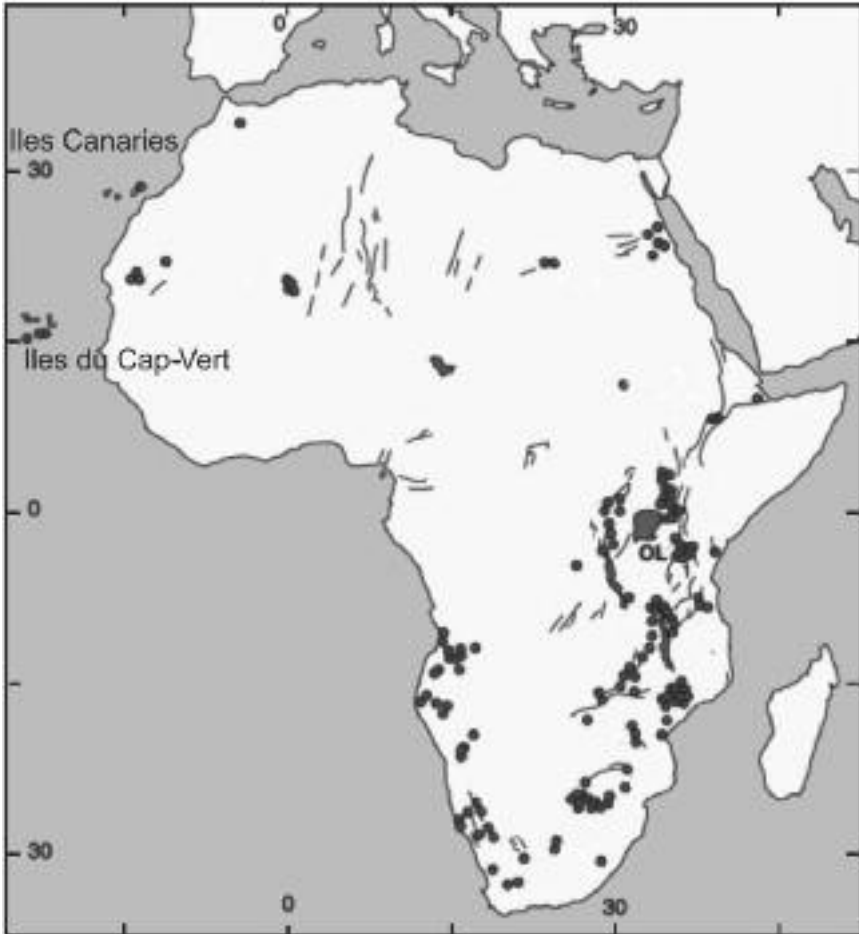


Fig. 1. — Distribution des carbonatites en Afrique (d'après WOOLLEY 1989). OL: volcan natrocarbonatitique d'Oldoinyo Lengai (Tanzanie).

nocristaux automorphes de calcite d'origine magmatique primaire indubitable. Elles sont associées à des laves silicatées sous-saturées (néphélinites, méllilitites, phonolites) et peuvent contenir des xénolites dérivés du manteau (des lherzolites à spinelle le plus souvent) et des mégacristaux de diopside chromifère et Cr-spinelle (voir microphotographies dans STOPPA 2003).

Les relations entre carbonatites intrusives et extrusives sont mal connues et en général non visibles sur le terrain. La figure 2, extraite de LE BAS (1987), représente une section schématisée idéalisée d'un complexe plutovolcanique néphélinite-carbonatite.

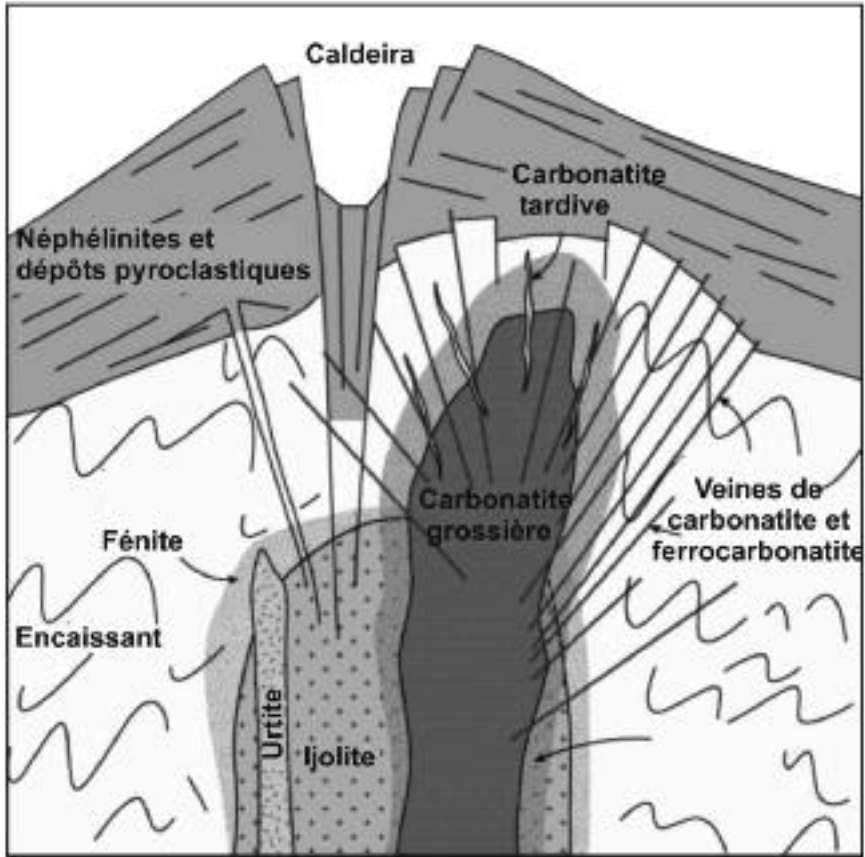


Fig. 2. — Représentation schématique idéalisée d'un complexe plutovolcanique de type néphéline-carbonatite (d'après LE BAS 1987).

MITCHELL (2005) a proposé une nouvelle classification des carbonatites sur base minéralogique et génétique. Il propose de distinguer les carbonatites primaires de ce qu'il appelle «les résidus carbothermaux» qui représentent la cristallisation tardive de fluides à basse température enrichis en CO_2 et dérivés d'une large gamme possible de magmas. Les carbonatites primaires sont subdivisées en trois clans majeurs: le clan des néphélinites, le clan des mélilitites et le clan des kimberlites à calcite. Il faudrait ajouter le clan des néphélinites peralcalines pour les natrocarbonatites d'Oldoinyo Lengai.

La province alcaline et carbonatitique de Kola (KACP en anglais)

Cette province est localisée à l'extrémité nord du bouclier baltique, dans la péninsule de Kola (NO Russie) et en Finlande (fig. 3). Plus de vingt complexes

alcalins ont été identifiés, dont les célèbres massifs de syénite agpaïtique à néphéline de Khibiny (1 327 km²) et de Lovozero (650 km²) découverts par Ramsay en 1889. Les massifs alcalins sont localisés le long de linéaments majeurs d'extension lithosphérique: le rift de Kontozero d'une part, orienté ENE-OSO, et la zone de fracture profonde de Kandalakcha (NNO-SSE) d'autre part qui se prolonge au-delà de la mer Blanche, dans la région des pipes de kimberlites d'Arkhangelsk.

La plupart des massifs sont d'origine plutonique mais le massif de Kontozero contient des tufs carbonatitiques. Par ailleurs, des essaims de filons de lamprophyre ultramafique, (méla)méilitite, (méla)néphéline et des pipes de kimberlite faiblement diamantifère (côte de Terskyi) ont également été reconnus.

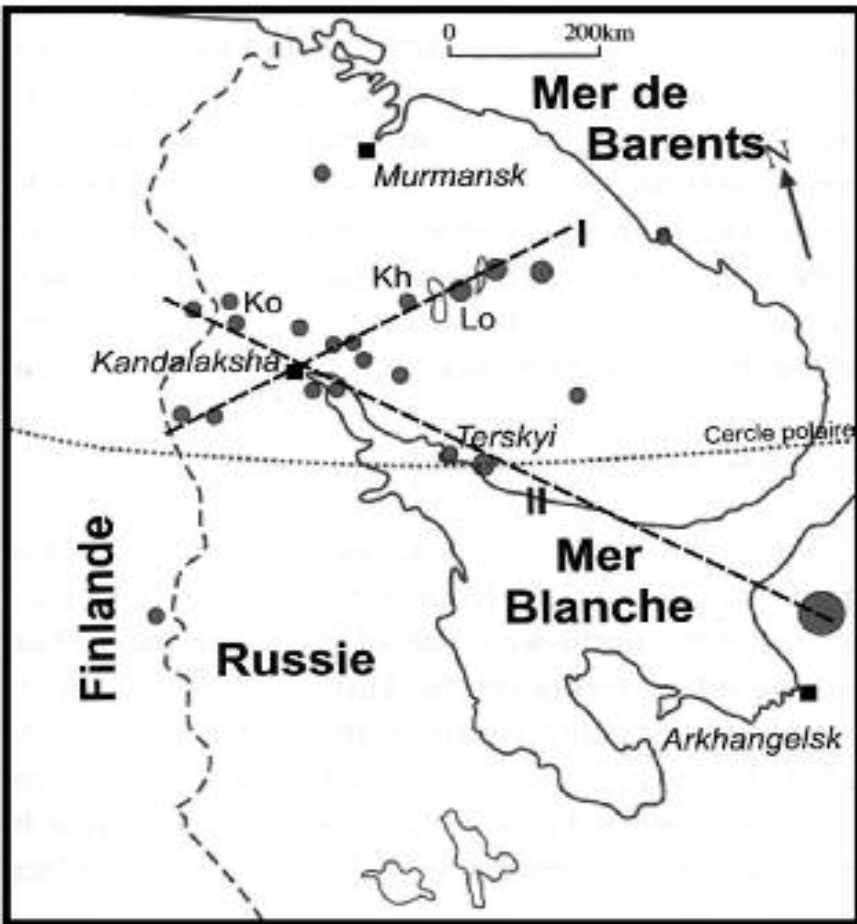


Fig. 3. — Massifs alcalins et carbonatitiques de la province de la péninsule de Kola, NO Russie (d'après KOGARKO *et al.* 1995, modifié). Relations avec les linéaments du rift de Kontozero (I) et de la zone de fracture profonde de Kandalaksha (II). Ko: Kovdor; Kh: Khibiny; Lo: Lovozero.

KRAMM *et al.* (1993) ont établi que l'ensemble de la province s'était mis en place durant un court intervalle de temps, entre 380 et 360 Ma (Dévonien supérieur). Les massifs alcalins intrudent le socle du bouclier baltique (une des entités du craton est-européen) qui résulte de l'amalgamation de trois blocs continentaux (= terranes) essentiellement constitués d'un complexe tonalite-trondhjemite-granodiorite (suite TTG) daté de 2.95-2.90 Ga avec subsidiairement des séries supracrustales de l'Archéen tardif et du Paléoprotérozoïque (BALAGANSKY *et al.* 1998). La croûte a environ 40 km d'épaisseur et la lithosphère actuelle fait plus de 200 km d'épaisseur (ARTEMIEVA 2003). Le manteau lithosphérique sous la péninsule de Kola est constitué de lherzolite et de wehrlite à spinelle, partiellement métasomatisées (présence d'amphibole, phlogopite et F-apatite). Un peu plus à l'est, dans la région d'Arkhangelsk, les kimberlites ont remonté des lherzolites à spinelle et à grenat.

KOGARKO *et al.* (1995) décrivent sommairement chaque intrusion et DOWNES *et al.* (2005) font une revue des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et isotopiques de cette province. ARZAMASTSEV *et al.* (2002) ont estimé que le volume total de magma associé à la province alcaline et carbonatitique de Kola était au moins de 15 000 km³ mais qu'il pouvait être beaucoup plus important (de l'ordre de 75 000 km³) si l'on tient compte de la présence probable d'une couverture de lave qui a pu être érodée.

L'équipe du Laboratoire de Géochimie isotopique et Géodynamique chimique de l'ULB travaille sur la province de Kola depuis près d'une quinzaine d'années, en étroite collaboration avec les collègues russes du *Geological Institute, Kola Science Centre of the Russian Academy of Science* (Apatity, Russie). Ces travaux ont démarré dans le cadre d'un projet INTAS (n° 94-2621) et ont conduit à deux thèses de doctorat, trois mémoires de licence et plusieurs articles publiés (VERHULST *et al.* 2000; BRASSINNES *et al.* 2003, 2005; DOWNES *et al.* 2005; FEMENIAS *et al.* 2005).

Un résumé des données, des travaux publiés et des interprétations est présenté ci-après; le lecteur intéressé se référera au papier de revue de DOWNES *et al.* (2005) pour de plus amples informations.

Certains massifs de la province de Kola sont caractérisés par une grande diversité lithologique. Le massif de Kovdor, le plus grand de la province (40 km²), peut être pris comme massif de référence (VERHULST *et al.* 2000). Il a été particulièrement étudié en raison des deux exploitations majeures, toujours en activité: 1) le dépôt de magnétite-apatite associé aux carbonatites et aux phosphorites; 2) le dépôt de phlogopite-vermiculite (paléosol) associé aux roches ultramafiques.

Le massif de Kovdor (carte géologique schématique à la figure 4) est une intrusion concentrique polyphasée qui comprend trois unités lithologiques majeures que nous proposons d'appeler la trilogie UAC:

— Des cumulats ultramafiques: on y reconnaît des olivinites (ce sont en fait des dunites à magnétite), des wehrlites et des clinopyroxénites. Ils forment le

cœur du massif qui est ceinturé par un anneau incomplet de mélilitolites/turjaïtes (cumulats de mélilite).

- Des roches silicatées alcalines, essentiellement représentées par des syénites à néphéline souvent à texture agpaïtique et par des roches de la série urtite-ijolite-melteigite.
- Des carbonatites: on distingue plusieurs générations de carbonatites. Les carbonatites à calcite de première génération sont suivies par des carbonatites à dolomite et finalement par des ferrocronatites tardives. A chaque génération de carbonatite, on trouve associées des phoscorites qui sont des roches grossièrement grenues, d'origine cumulative probable, et composées de cristaux automorphes de magnétite, apatite et d'un minéral silicaté (forstérite, diopside ou phlogopite), de minéraux accessoires caractéristiques (pérovskite, pyrochlore, baddeleyite), le tout emballé par des carbonates interstitiels.

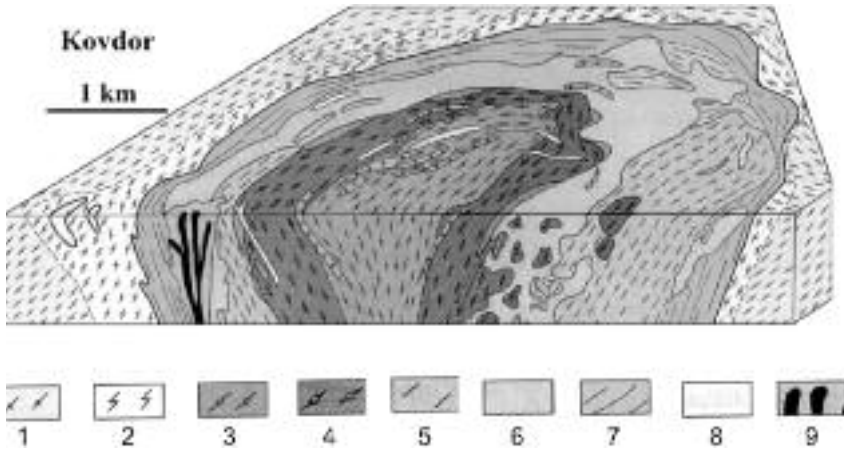


Fig. 4. — Carte géologique schématique du massif concentrique polyphasé de Kovdor (d'après KUKHARENKO *et al.* 1965 et BULAKH *et al.* 2004). 1: gneiss; 2: fénite; 3: olivinite; 4: péridotite; 5: clinopyroxénite; 6: mélilitolite; 7: ijolite-melteigite; 8: carbonatite; 9: phoscorite.

CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES, GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

Le statut pétrographique des carbonatites (cumulats de carbonates ou liquides magmatiques) est difficile à préciser car les structures magmatiques primaires tendent à être plus ou moins profondément effacées par les processus de recristallisation subsolidus aisée des carbonates et/ou par l'effet de la phase fluide post-magmatique ou hydrothermale. L'approche géochimique permet cependant de montrer que les carbonatites plutoniques et les phoscorites sont vraisemblablement des cumulats puisque, dans le diagramme MgO-SiO₂ (fig. 5, d'après DOWNES *et al.* 2005, modifié), les roches cumulées ont des compositions qui s'interprètent aisément en termes de mélange en proportions variables de leurs miné-

raux constitutifs (olivine, diopside, néphéline, calcite, dolomite, méllilite, phlogopite). Ainsi, on observe des tendances régulières et continues entre les carbonatites et les divers cumulats ultramafiques (olivinite, clinopyroxénites). Les compositions des phoscorites se situent entre les pôles de la calcite et d'un minéral silicaté.

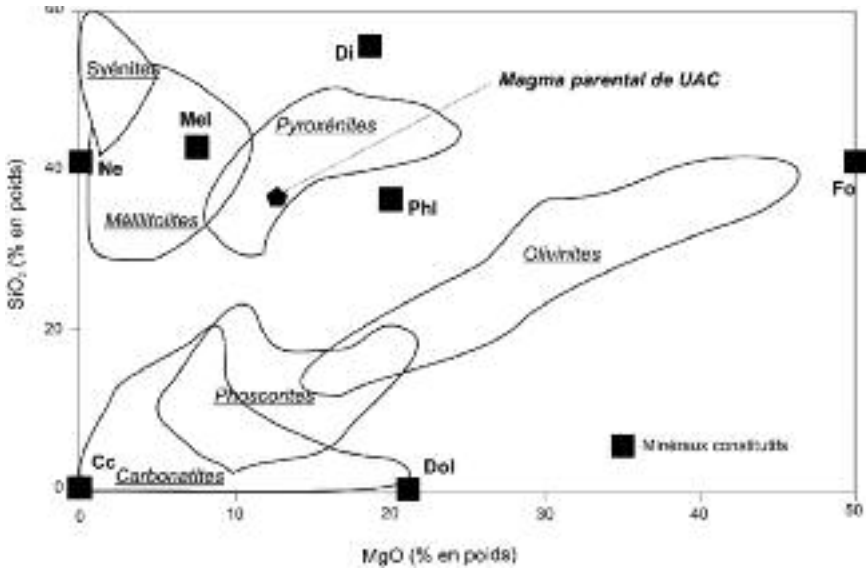


Fig. 5. — Diagramme MgO-SiO₂ (% poids) montrant les domaines de composition des principales roches des massifs ultramafiques, alcalins et carbonatitiques (UAC). Les compositions des minéraux constitutifs sont représentées par des carrés: Fo = forstérite, Di = diopside, Phl = phlogopite, Mel = méllilite, Ne = néphéline, Cc = calcite, Dol = dolomite (modifié d'après DOWNES *et al.* 2005).

L'interprétation géochimique des spectres de terres rares et des éléments en traces a été faite par VERHULST *et al.* (2000) pour le massif de Kovdor et par DOWNES *et al.* (2005) pour la province de Kola en général. Ces résultats ne seront pas rediscutés en détail ici. Retenons simplement que les carbonatites sont en général extrêmement enrichies en certains éléments incompatibles comme Sr (1 000 à 10 000 ppm), Ba (300-5 000 ppm), Nb (jusque 15 000 ppm) et en terres rares (100 à 16 000 ppm La) (*cf.* aussi la compilation de WOOLLEY & KEMPE 1989).

Le magma parental qui a engendré la diversité lithologique des complexes UAC par différenciation-cristallisation n'est pas directement accessible. Les seuls échantillons que l'on puisse interpréter comme des liquides magmatiques sont les roches des différents essais de dykes (méllilite à olivine, néphéline à olivine, lamprophyre ultramafique,...) et les pipes de kimberlite que l'on trouve très étroitement associés spatialement aux différentes intrusions. La compilation

de DOWNES *et al.* (2005) montre que ces magmas silicatés ont des compositions très primitives, proches de celles des magmas parentaux. Ils sont fortement sous-saturés en silice (15-40 % SiO₂), très magnésiens (> 12 % MgO), très calciques (CaO/Al₂O₃ de 1 à >5), pauvres en alcalins (Na₂O + K₂O < 5 %) et très riches en volatiles (perte au feu: 3-15 %). Tous ces magmas présentent un très net enrichissement en terres rares (La_N: 500-800, clairement supérieur à celui des basaltes alcalins océaniques OIB) et un profil très pentu (La/Yb: 70-200). Les teneurs en terres rares lourdes (Yb_N < 10) sont par contre inférieures à celles des OIB. Ces caractéristiques géochimiques résultent d'un taux de fusion faible (0,1 à 3 %) d'un manteau de type lherzolite à grenat probablement enrichi par métagmatisme et qui contenait du carbonate.

Les compositions isotopiques initiales (recalculées à 380 Ma) du Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i et du Nd (εNd_i) montrent, pour l'ensemble des lithologies (cumulats ultramafiques, carbonatites-phoscorites, syénites à néphéline), des gammes de valeurs assez restreintes (*cf.* compilation de DOWNES *et al.* 2005): respectivement 0,7030-0,7041 (quelques rares valeurs jusque 0,7049) et de + 7,3 à + 0,4 (une ijolite contaminée de Kovdor à -3,5). Les teneurs en Sr et terres rares des carbonatites étant très nettement supérieures à celles de la croûte continentale, il en résulte que toute assimilation de matériel crustal par le magma parental n'est pas détectable. Les compositions isotopiques Sr-Nd de ce magma reflètent donc directement celles de la région-source. Les carbonatites peuvent donc être utilisées comme traceur de (ou comme fenêtre sur) la composition du manteau supérieur sous-continentale. Les données isotopiques pour la province de Kola tombent dans le quadrant supérieur gauche du diagramme de covariation isotopique Sr-Nd (fig. 6), ce qui correspond au domaine du manteau appauvri (réservoir *depleted mantle*, DM). La région-source dont est issu la magma parental est donc caractérisée par un appauvrissement intégré sur le temps en éléments incompatibles (Rb et terres rares légères). L'enrichissement métagmatique du manteau sous la péninsule de Kola, suggéré par les teneurs très élevées en ces mêmes éléments incompatibles, est donc un événement géologique relativement récent, quelque 200 à 300 Ma avant le magmatisme, en accord avec le modèle d'évolution géophysique proposé par ARTEMIEVA (2003). Il ne peut donc pas dater de l'épisode de structuration archéen et paléoproterozoïque (stabilisation du craton est-européen). Dans le détail cependant, il apparaît que le domaine occupé par les roches de la province alcaline de Kola est caractérisé par des valeurs (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i inférieures et des εNd_i supérieures au manteau appauvri source des MORB. Ces valeurs correspondent plutôt au réservoir mantellique de type FOZO (pour *Focal Zone*), récemment redéfini par STRACKE *et al.* (2005). Les rares échantillons qui s'écartent de ce réservoir FOZO peuvent résulter d'un mélange entre deux, voire trois, sources mantelliques et/ou crustales.

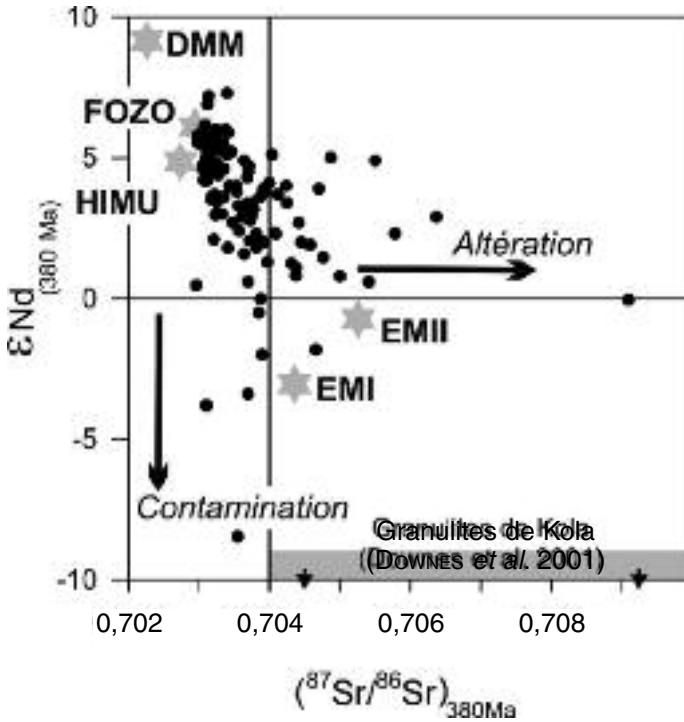


Fig. 6. — Diagramme isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd pour les roches des complexes UAC de la péninsule de Kola (d'après DOWNES *et al.* 2005).

La composition isotopique des gaz rares, en particulier de l'hélium ($^4\text{He}/^3\text{He}$), a été déterminée pour de nombreux minéraux et roches de la province de Kola (TOLSTIKHIN *et al.* 1998, 2002). Dans certains échantillons, l'abondance d' ^3He est très élevée (4×10^{-9} cc/g) et le rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ (3.3×10^4) significativement inférieur à la moyenne des MORB (8.9×10^4), ce qui est un argument en faveur de la contribution d'un composant enrichi en ^3He , probablement issu du manteau inférieur (plume?).

Les massifs carbonatitiques en Afrique centrale. Le cas du massif de Matongo (Burundi)

Plus de huit cent cinquante occurrences de massifs alcalins et/ou carbonatitiques (et plus de cent kimberlites ou lamproïtes) ont été reconnues sur le continent africain (fig. 1, d'après WOOLLEY 2001), ce qui représente 40 % des occurrences connues. Leur âge s'échelonne de 2 000 Ma (Phalaborwa, Afrique du

Sud) à actuellement (Oldoinyo Lengai, Tanzanie), avec deux pics d'abondance au Paléozoïque inférieur et au Crétacé. La distribution spatiale des carbonatites africaines se présente comme suit (WOOLLEY 1987, 2001):

- La moitié est spatialement associée au rift africain;
- En Afrique du Sud et en Angola, certains massifs sont alignés (colinéaires) avec les grandes failles transformantes de l'Atlantique-Sud;
- D'autres encore sont associées à des bombements crustaux, comme au Kenya.

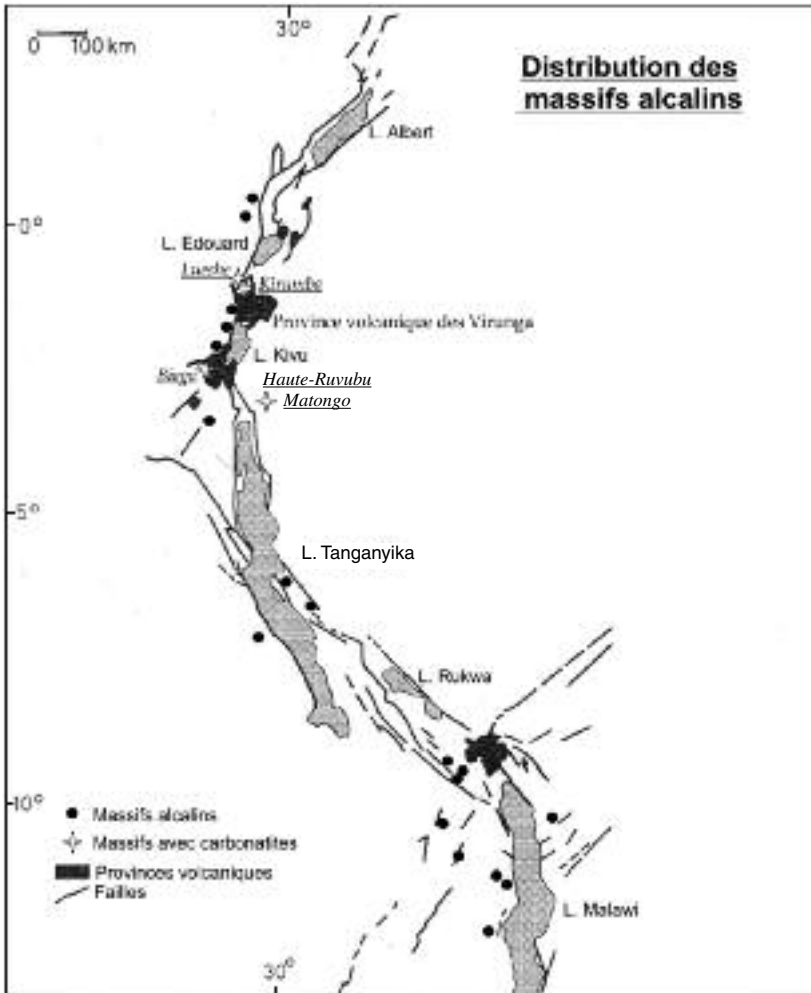


Fig. 7. — Distribution des massifs alcalins d'âge néoproterozoïque le long de la branche ouest du rift africain (d'après TACK *et al.* 1984). Les massifs avec carbonatites sont représentés par des étoiles, les autres par des ronds noirs.

En Afrique centrale, TACK *et al.* (1984) et KAMPUNZU *et al.* (1985) ont reconnu vingt-trois massifs alcalins plutoniques d'âge néoprotérozoïque (700-740 Ma) répartis le long de la branche ouest du rift africain sur environ 1 700 km (fig. 7). Certains de ces massifs comprennent des carbonatites comme à Biega, Lueshe (VAN OVERBEKE *et al.* 1996) et Kirumba.

Au Burundi, un seul massif alcalin a été identifié: il s'agit du massif de la Haute-Ruvubu (encore appelé Kayanza), d'âge néoprotérozoïque (U-Pb sur zircon: 739 +/-7 Ma; isochrone Rb-Sr sur roches totales: 699 +/-13 Ma). TACK *et al.* (1984) ont reconnu deux unités principales: une unité externe constituée de granite et de syénite quartzique, avec des quantités subordonnées de gabbro à olivine et de diorite, et une unité centrale constituée de syénite agpaïtique à néphéline, aegyrine et arfvedsonite, d'ijolite et de pyroxénite. A ce massif alcalin plutonique est associée une carbonatite, dénommée «carbonatite de Matongo» (fig. 8): elle n'affleure pas mais a été reconnue par sondages dans une zone où la syénite quartzique est profondément altérée (kaolinisation). Une quarantaine de sondages ont permis de délimiter la forme et l'extension du corps carbonatitique: il se présente comme un ellipsoïde de 2 500 x 500 m et a été recoupé entre 50 et 100 m de profondeur. La carbonatite recoupe à la fois l'encaissant métamorphique constitué de micaschistes et métaquartzites du Burundien (= Kibarien: 1 350-1 180 Ma) et les syénites à néphéline de la Haute-Ruvubu. La carbonatite a induit le développement métasomatique de fénites potassiques (orthoclasites). TACK *et al.* (1984) ont observé une brèche magmatique recoupée par des veinules de carbonatite à apatite dans la masse de syénite à néphéline, au nord du corps carbonatitique enfoui (fig. 8).

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de la carbonatite a fait l'objet de la thèse de doctorat de MIDENDE (1984). Seul un résumé succinct de cette étude est présenté ici. Quatre types de carbonatite ont été distingués:

- Une calciocarbonatite grossièrement grenue (sövite) avec de grands (0,5 à 2 cm) cristaux de calcite spathique et de rares apatites en grains arrondis.
- Une calciocarbonatite moyennement grenue (0,1 à 0,4 cm) qui contient de la calcite bien cristallisée, de l'apatite automorphe, de l'aegyrine localement transformée en arfvedsonite, de la pyrite et de petits grains de pyrochlore. Cette carbonatite emballe des enclaves de carbonatite grossière.
- Une ferrocyanatite qui comprend des petits (< 0,1 cm) grains de carbonate riche en ankérite, de la magnétite automorphe et un peu d'apatite. Cette ferrocyanatite se présente en petits dykes étroits et en veinules recoupant le faciès principal.
- Une carbonatite tardive à grains très fins imprégnés de limonite; elle présente localement un aspect bréchique.

Localement, la carbonatite principale renferme des nodules riches en apatite et/ou aegyrine emballés par la calcite interstitielle avec de petits pyrochlores; il s'agit de cumulats à apatite. La partie supérieure du corps carbonatitique est for-

Massif alcalin Haute-Ruvubu – Matongo

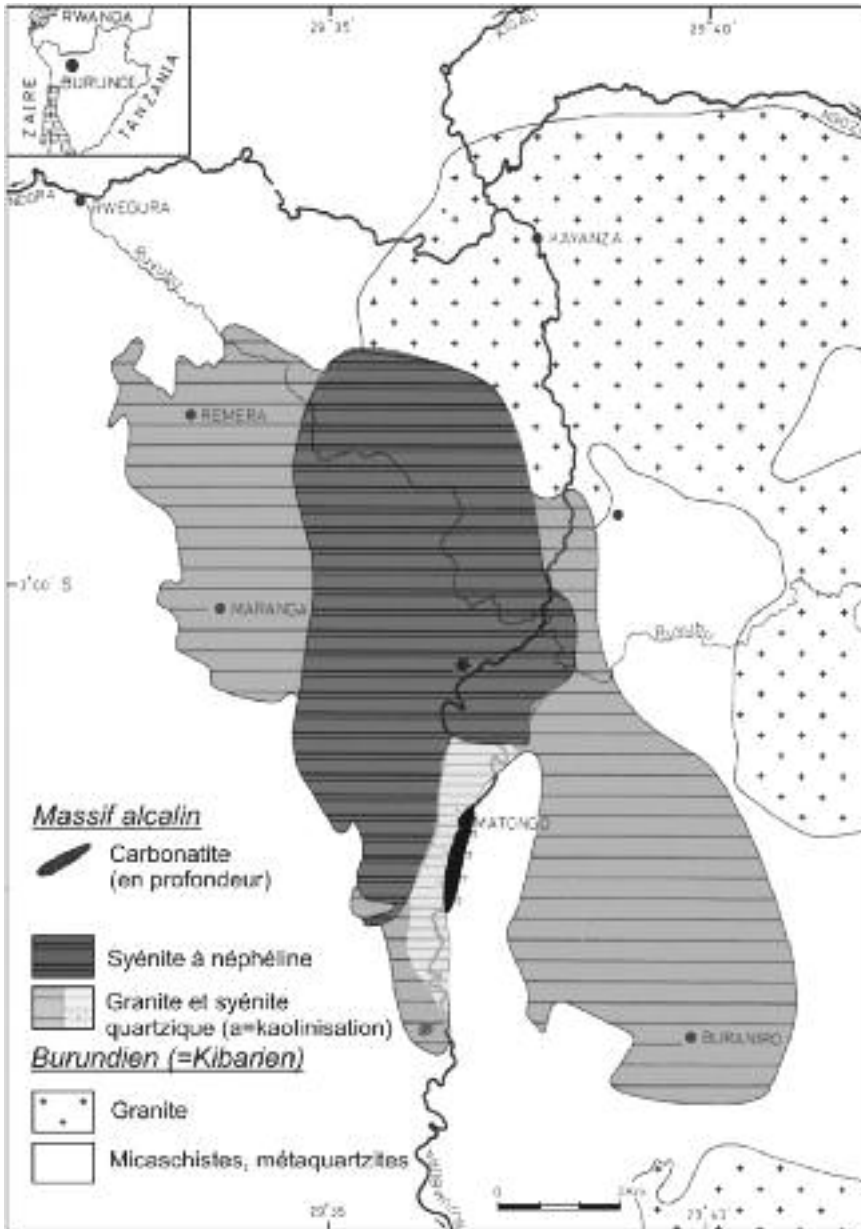


Fig. 8. — Carte géologique schématique du massif alcalin de la Haute-Ruvubu et de la carbonatite de Matongo (Burundi) (d'après TACK *et al.* 1984).

tement bréchifiée avec un ciment riche en phosphate ($> 15\% \text{P}_2\text{O}_5$), qui est équivalent à la brèche staffelitique décrite par KAPUSTIN (1980) dans les carbonatites de Kola. Certains échantillons ont des caractéristiques pétrographiques hybrides: ils sont constitués de minéraux silicatés plus ou moins corrodés emballés dans une matrice carbonatée. Il pourrait s'agir de roches de l'encaissant extrêmement fénitisées et envahies par le magma carbonatitique: ce sont des silicocarbonatites.

FRANSOLET & TACK (1992) ont décrit de spectaculaires cristaux prismatiques de zircon trapu automorphe de grande taille (de 2 à 4 cm) dans une zone près de la limite septentrionale de la carbonatite. Les caractéristiques morphologiques de ces cristaux sont typiques des zircons de roches alcalines (indice d'agpaïcité élevé).

A l'exception des ferrocronatites tardives, toutes les carbonatites analysées (MIDENDE 1984) sont typiquement des calciocronatites. Les teneurs en SiO_2 et P_2O_5 sont variables (0,28 à 6,28 % et 0 à 4,7 % respectivement), ce qui reflète les variations des proportions modales des minéraux silicatés et de l'apatite. Les cumulats à apatite-aegyrine ont jusqu'à 10 % P_2O_5 . Les teneurs en Sr sont très élevées (4 500 à 8 000 ppm) dans les carbonatites de Matongo (sauf dans les veines de carbonatite tardive, 1 250 ppm) et dans les cumulats à apatite. Les teneurs en Nb et Ta, par contre, sont assez basses (< 50 ppm et < 6 ppm respectivement), sauf dans un cumulat à apatite riche en pyrochlore (2 200 ppm Nb et 20,4 ppm Ta). Les teneurs en U et Th sont variables et non homogènes à l'échelle d'un échantillon; elles sont vraisemblablement liées à la répartition inhomogène des petits cristaux de pyrochlore. Un cumulat à apatite a ainsi 44 ppm U. La carbonatite tardive est extrêmement enrichie en Th (2 605 ppm!), ce qui a déjà été observé par LE BAS (1987) pour les carbonatites du Kenya. Les profils de terres rares (analyses J. Hertogen, KUL, in MIDENDE 1984) sont caractérisés par des teneurs élevées (La_N : 330 à 620 x chondrites) qui apparaissent directement liées à la proportion modale d'apatite, et par un net enrichissement en terres rares légères, $(\text{La}/\text{Yb})_N$: 41-82.

Les compositions isotopiques Sr, Nd et Pb sont reprises aux tableaux 2 et 3. Toutes les roches analysées ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ très faibles ($< 0,025$ et le plus souvent $< 0,007$) de sorte que les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sont pratiquement assimilables aux rapports initiaux à 740 Ma. La composition isotopique moyenne de sept échantillons (quatre calciocronatites, une ferrocronatite et deux cumulats à apatite-aegyrine) est de $0,70326 \pm 0,00016$ (2sigma); la valeur recalculée à 740 Ma est de 0,70321. Les silicocronatites sont significativement enrichies en Rb; elles ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sensiblement plus élevés (0,1 à 0,4 et 0,7045 à 0,7070). Cependant, les rapports initiaux sont comparables à ceux des carbonatites, ce qui signifie que l'essentiel du Sr est d'origine carbonatitique. Les syénites à felspathoïde étudiées par TACK *et al.* (1984) ont aussi un rapport initial (déduit de l'isochrone sur roches totales) voisin de 0,7035 suggérant que syénites et carbonatites sont cognétiques et comagmatiques.

Tableau 2
Données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd pour le massif carbonatique de Matongo

N° échant.	Nom	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)
Gi 1	carbonatite	14,3	5865	0,0071	0,703016	0,70294	11,76	98,0	0,0725	0,512273	4,6
Gi 2	carbonatite	20,7	4473	0,0134	0,703247	0,70311	20,6	155,2	0,0802	0,512233	3,1
Gi 3	carbonatite	4,3	7844	0,0016	0,703159	0,70314	8,94	68,9	0,0784	0,512330	5,2
Gi 10	carbonatite	3,7	4516	0,0024	0,703592	0,70357					
Gi 5	silicocarbonatite	277	1988	0,4031	0,707029	0,70280					
Gi 14	silicocarbonatite	125	3855	0,0938	0,704494	0,70350					
Gi 15	silicocarbonatite	117	1232	0,2747	0,706903	0,70400	7,85	50,9	0,0932	0,512303	3,3
Gi 16	ferrocarbonatite	8,8	3838	0,0066	0,703279	0,70321	14,2	108,6	0,0790	0,512205	2,7
Gi 11	cumulat à apatite	4,2	1984	0,0061	0,703508	0,70344	14,0	115,4	0,0733	0,512052	0,2
Gi 12	cumulat à apatite	0,2	7106	0,0001	0,703061	0,70306					
Gi 17	carbonatite tardive	11,6	1251	0,0268	0,714529	0,71425	47,15	33,90	0,8398	0,513487	-44

Tableau 3
Données isotopiques U-Th-Pb pour les carbonatites de Matongo (Burundi)

N° échant.	Nom	U* (ppm)	Th** (ppm)	Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Pb
Gi 1 a	carbonatite	0,39	2,84	6,5	23,446	16,053	38,654
Gi 1 b	carbonatite	16,2	2,84	8,5	40,501	17,062	39,337
Gi 1 c	carbonatite	0,36	2,84	6,4	23,376	16,050	38,650
Gi 2 a	carbonatite	18,8	10,1	9,6	46,559	17,439	39,510
Gi 2 b	carbonatite	0,7	10,1	6,9	20,181	15,775	42,675
Gi 2 c	carbonatite	16,0	10,1	8,4	40,302	17,045	39,318
Gi 3	carbonatite	0,36	0,54	3,98	22,465	16,008	43,004
Gi 15	silicocarbonatite	0,7	nd	3,6	24,212	16,081	48,500
Gi 16	ferrocarbonatite	1,7	7,8	9,0	20,978	15,868	39,892
Gi 11	cumulat à apatite	42,0	2,83	14,8	108,96	21,395	40,185
Gi 17	carbonatite tardive	4,0	2605	48	21,984	16,102	144,85

* Dilution isotopique.

** Activation neutronique.

Les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont bien groupés et les valeurs des $\epsilon\text{Nd}_{(740\text{ Ma})}$ sont positives (+ 2,7 à + 5,1) avec un cumulat à apatite à + 0,24. Quatre échantillons du massif syénitique ont été analysés par TACK *et al.* (1984): la gamme de valeurs (+ 0,7 à + 3,6) recouvre largement celle des carbonatites. L'ensemble des données isotopiques Sr-Nd suggère une source commune pour le massif alcalin de la Haute-Ruvubu et pour les carbonatites de Matongo. Le magma parental est dérivé d'une source légèrement appauvrie en éléments incompatibles (fig. 9), mais moins appauvrie que le réservoir DM, source des ophiolites panafricaines (ϵNd : $\sim +7$; DUYVERMAN *et al.* 1982).

Les compositions isotopiques initiales de la carbonatite tardive Gi 17, à savoir $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{740\text{ Ma}} = 0,71425$ et $\epsilon\text{Nd}_{(740\text{ Ma})} = -44$, sont clairement distinctes de celles des autres roches du massif. Ces valeurs suggèrent une origine crustale pour le Sr et les terres rares de ces veinules tardives.

Les compositions isotopiques du Pb et les teneurs en U et Th (tab. 3) ont été mesurées pour six carbonatites et un cumulat à apatite. La distribution du pyrochlore uranifère est très hétérogène dans certains échantillons (Gi 1 et Gi 2 par exemple), de sorte que les teneurs en U (obtenues par dilution isotopique) sont aussi variables (0,4 à 16 ppm pour le même échantillon) suivant la prise (120 à 200 ng). Un comportement similaire a été observé par SCHLEICHER *et al.* (1997) pour une carbonatite à ankérite de Sevattur (Inde): le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré pour trois prises de l'échantillon Sev181 varie de 18,62 à 268,0. La composition isotopique du Pb a été mesurée trois fois pour Gi 1 et Gi 2; au total, il y a donc onze analyses isotopiques. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés montrent de très larges variations: de 20,18 à 108,96 (pour le cumulat à apatite, riche en U) et de 15,77 à 21,39. Le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, par contre, ne varie que très légèrement, de 38,65 à 39,34, sauf pour la carbonatite tardive Gi 17, extrêmement enrichie en Th (2 605 ppm) et qui a donc un rapport de 144,85. Dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 9), les échantillons de Matongo, à l'exception de la carbonatite tardive Gi 17, s'alignent le long d'une droite située à droite de la géochrone. Cette droite n'est pas une isochrone secondaire au sens strict, c'est une erreuchrone (MSWD > 25) qui correspond à un âge de 690 +/- 32 Ma. Aux erreurs analytiques près, cet âge Pb/Pb est assez comparable aux âges (gamme de 699 à 739 Ma) obtenus par TACK *et al.* (1984) pour la syénite à néphéline de la Haute-Ruvubu. Cette correspondance démontre la fiabilité de la méthode isotopique Pb-Pb sur roches totales pour la détermination de l'âge de mise en place des massifs carbonatitiques. Cette approche a été proposée pour la première fois par ANDERSEN & TAYLOR (1988) pour la carbonatite de Fen et appliquée par SCHLEICHER *et al.* (1997) pour la carbonatite protérozoïque de Sevattur (Inde) et par VEENA *et al.* (1998) pour les carbonatites de Sung Valley (Inde). Dans le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les points ne définissent pas de relation linéaire.

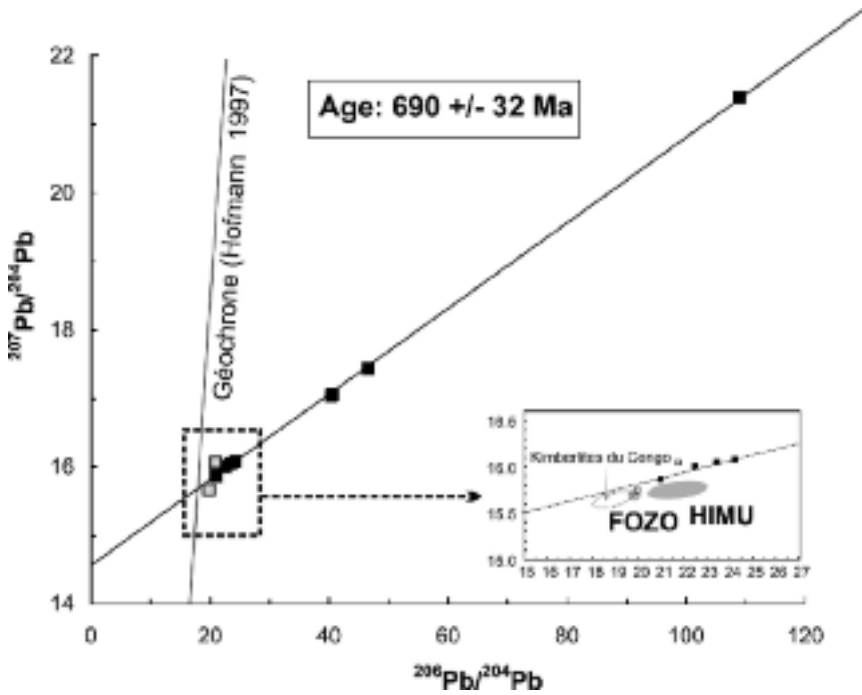


Fig. 9. — Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les carbonatites de Matongo (les deux échantillons représentés par des carrés blancs n'ont pas été utilisés pour le calcul de la droite de régression). Pour comparaison, ont été reportées la géochrone (HOFMANN 1997), la position des réservoirs mantelliques FOZO et HIMU et le domaine de composition des kimberlites du Congo (WEIS & DEMAÏFFE 1985).

La valeur μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) de la région-source pour un modèle d'évolution isotopique du Pb en un stade est de 8,33, ce qui est significativement plus élevé que la valeur du manteau-source des MORB (7,9; suivant le modèle *Plumbotectonics* de ZARTMAN & DOE 1981). L'isochrone Pb-Pb de Matongo se situe au-dessus de la courbe d'évolution du manteau et du domaine des kimberlites du Congo (WEIS & DEMAÏFFE 1985), ce qui requiert une source avec un rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevé que celui du manteau et comparable à celui de la croûte continentale supérieure. Dans leur étude de la carbonatite de Fen, ANDERSEN & TAYLOR (1988) montrent que la composition isotopique du Pb d'un échantillon composite des roches encaissantes du massif carbonatitique se situe sur l'isochrone Pb-Pb de la carbonatite, ce qui signifie effectivement que la majeure partie du Pb du massif pourrait être d'origine crustale.

Modèle pétrogénétique

La pétrogenèse des magmas carbonatitiques fait depuis plus de quarante ans l'objet de débats passionnés. Les travaux de pétrologie expérimentale dans ce domaine sont particulièrement complexes et il n'est pas possible de les envisager en détail dans le cadre de cet article de synthèse. Retenons simplement que quatre modèles ont été proposés pour expliquer la genèse des magmas carbonatitiques.

- La fusion partielle d'une lherzolite carbonatée fertile (DALTON & PRESNALL 1998, MOORE & WOOD 1998): ce mécanisme peut conduire à la formation d'un magma primaire de composition magnésiocarbonatitique. Ce liquide réagit ensuite avec l'orthopyroxène du manteau transformant la lherzolite en wehrlite et produisant un liquide calciocarbonatitique, suivant la réaction:



- La cristallisation fractionnée d'un magma silicaté sous-saturé en silice et riche en CO₂ (originellement proposé par LE BAS 1977). Le fractionnement intensif de minéraux silicatés conduit à la formation des cumulats ultramafiques et des mélilitolites et enrichit le magma résiduel en carbonates et en alcalins. Dans la province de Kola, de tels magmas silicatés sous-saturés (néphélinites, mélilitites, lamprophyres ultramafiques) sont présents sous formes d'essaims de dykes étroitement associés aux massifs ultramafiques et carbonatitiques.
- L'immiscibilité de liquides. Un liquide carbonatitique peut se former par immiscibilité à partir d'un magma silicaté et carbonaté de départ. Démonstré expérimentalement dans les années 1960, déjà à partir d'un liquide primaire de composition simple, ce processus a été extensivement étudié par Wyllie *et al.* (voir les synthèses de LEE & WYLLIE 1998a, 1998b; WYLLIE & LEE 1998). Le domaine d'immiscibilité entre un liquide carbonatitique et un liquide silicaté riche en alcalins (de type phonolite) fluctue fortement en fonction de la composition du système (variations des rapports Mg/Ca, K/Na, Al/Si), du contenu en volatiles (H₂O et CO₂) et de la pression.
- La fusion d'éclogite carbonatée en zone de subduction (YAXLEY & BREY 2004, DASGUPTA *et al.* 2005).

Indépendamment de la façon dont le magma carbonatitique est produit, le mécanisme initial qui conduit à la fusion fait aussi l'objet de controverses. Les deux mécanismes le plus souvent invoqués sont:

- Le modèle du point chaud ou plume (*hot spot*) considère que la genèse du magma carbonatitique, et plus généralement du magmatisme alcalin, est indépendante de la lithosphère. La fusion aurait lieu lors de la montée diapi-

rique adiabatique de la plume, quelle que soit sa profondeur d'origine (couche D'' à la limite du manteau-noyau à 2 900 km de profondeur ou discontinuité sismique secondaire de 670 km de profondeur à la limite entre la zone de transition et le manteau profond). Le magmatisme alcalin de l'archipel d'Hawaii est le paradigme du modèle du point chaud caractérisé par l'augmentation progressive et régulière de l'âge du magmatisme lorsque l'on s'éloigne du volcan actif (*hop spot trail*). BELL (2001) reprend ce modèle pour le magmatisme carbonatitique: ses principaux arguments sont la signature isotopique HIMU ou FOZO (déduite des isotopes Pb, Nd et Sr) considérée comme d'origine profonde et les rapports isotopiques $^4\text{He}/^3\text{He}$ inférieurs à ceux des MORB.

- Le modèle de la réactivation (ou réjuvénation) des structures lithosphériques anciennes considère au contraire que la localisation du magmatisme alcalin est strictement dépendante du rejeu de linéaments (ou zones de fracture ou de rifts). La fusion intervient lors de la décompression liée aux mouvements le long de ces zones suite aux événements tectoniques qui affectent continuellement les plaques lithosphériques. Initialement proposé par BAILEY (1977) et repris par BLACK & LIEGEOIS (1993), ce modèle a été récemment appliqué au magmatisme carbonatitique par BURKE *et al.* (2003) et BAILEY & WOOLLEY (2005). Ces derniers insistent sur les deux caractéristiques principales qui ne cadrent pas avec le modèle du point chaud: 1) il n'y a en général pas, sur les continents, d'alignements magmatiques dont l'âge des manifestations varie de façon progressive et régulière; 2) sur un continent donné, en particulier sur la plaque africaine, les manifestations du magmatisme carbonatitique se répètent de façon épisodique et synchrone en différents sites. Dans la région de Rungwe, à l'intersection des deux branches, est et ouest, du rift africain (à l'extrémité sud du craton tanzanien), cinq épisodes de magmatisme alcalin ont été mis en évidence, depuis le Protérozoïque (~1350 Ma) jusqu'actuellement, ce qui implique la réactivation tectonique de conduits préexistants. Pendant ce très long laps de temps, la plaque africaine a migré sur le manteau sous-jacent sur plus de 110° de latitude (données paléomagnétiques). La zone du manteau échantillonnée par ce magmatisme, riche en alcalins et en volatiles (CO₂), a donc nécessairement été réapprovisionnée avant chaque épisode. Ce type d'activité magmatique répétée n'est donc évidemment pas indépendant de la structure de la lithosphère. Par ailleurs, les âges des épisodes magmatiques alcalins correspondent à ceux des événements orogéniques, en particulier au cours du Méso-cénozoïque, aux différents épisodes de collision entre l'Afrique et l'Europe (voir LIEGEOIS *et al.* 2005 pour le magmatisme alcalin du Hoggar). L'argument tiré des gaz rares (abondance en ^3He et rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ faible) a lui aussi été réévalué par MEIBOOM *et al.* (2003): il semble qu'il ne reflète pas nécessairement une origine dans le manteau profond.

Conclusions

Par rapport au magmatisme tholéitique des dorsales médio-océaniques et au magmatisme calco-alcalin des zones de subduction, le magmatisme alcalin intra-plaque, en général, et le magmatisme carbonatitique, en particulier, ne représentent, en volume, qu'une fraction négligeable des magmas mis en place en surface ou dans la croûte.

Les carbonatites ont néanmoins une importance primordiale car, vu leur répartition temporelle (depuis l'Archéen jusqu'actuellement) et leurs teneurs très élevées en Sr et en terres rares, elles constituent une fenêtre qui permet de suivre l'évolution géochimique du manteau sous-continentale. De plus, elles forment localement des gisements exploitables de métaux rares.

A l'échelle mondiale, la province paléozoïque de la péninsule de Kola (NO Russie), qui comprend plus de vingt intrusions, est l'exemple-type de ce magmatisme ultramafique, alcalin et carbonatitique (que nous proposons d'appeler la «trilogie UAC»). L'origine de la suite de roches par cristallisation fractionnée est établie pour certains massifs (Kovdor); le rôle de l'immiscibilité de liquide semble subsidiaire.

En Afrique, les très nombreux (plus de neuf cents) complexes alcalins, parfois avec carbonatites associées, jalonnent les deux branches du rift est-africain. Un massif peu connu, la carbonatite de Matongo (Burundi), associé au massif syénitique de la Haute-Ruvubu, est décrit brièvement; il a pu être daté à ~700 Ma par isochrone Pb-Pb. La mise en place des massifs alcalins apparaît directement contrôlée par la réactivation de linéaments (zones de fracture ou de rifts) anciens d'extension lithosphérique lors de phases orogéniques ou d'épisodes de collision plus récents.

Dans les deux provinces (Kola et Afrique centrale), la géochimie isotopique Sr-Nd indique une région-source mantellique légèrement appauvrie de longue date en éléments incompatibles. Les isotopes du Pb, par contre, indiquent une large remobilisation de Pb d'origine crustale lors de la mise en place des magmas dans la croûte continentale.

REMERCIEMENTS

Les recherches entreprises sur les carbonatites de la péninsule de Kola ont été réalisées grâce à la collaboration active de plusieurs collègues du *Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences* (Apatity, Russie), notamment les Drs F. Mitrofanov (Directeur), E. Balaganskaya (†), I. Tolstikhin, Y. Kirmarsky, V. Vetrin et V. Nivin, dans le cadre d'un programme INTAS (n° 94-2621). Les mesures géochimiques et isotopiques ont bénéficié du soutien financier du FNRS.

L'aide du Dr S. Brassinnes (ULB) pour la réalisation des figures a été précieuse et efficace.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN, T. & TAYLOR, P. N. 1988. Pb isotope geochemistry of the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: age and petrogenetic implications. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 209-215.
- ARTEMIEVA, I. M. 2003. Lithospheric structure, composition and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**: 431-446.
- ARZAMASTSEV, A., BEA, F., BELYATSKY, B., TRAVIN, A. & MONTERO, P. 2002. Paleozoic processes of plume-lithosphere interaction in NE Baltic shield: volume and magma generation. — In: MITROFANOV, F. (Ed.), *Geology and raw materials of the Kola peninsula*, Apatity, pp. 104-145. (en russe)
- BAILEY, D. K. 1977. Lithospheric control of continental rift magmatism. — *J. Geol. Soc. London*, **123**: 103-106.
- BAILEY, D. K. & WOOLLEY, A. 2005. Repeated, synchronous magmatism within Africa: timing, magnetic reversal and global tectonics. — In: FOULGER, G. R. *et al.* (Eds.), *Plates, plumes and paradigms*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **388**: 365-377.
- BALAGANSKY, V., GLAZNEV, V. & OSIPENKO, L. 1998. Real Proterozoic evolution of the NE Baltic shield: a terrane analysis. — *Geotectonics*, **32**: 81-92.
- BELL, K. 2001. Carbonatites: relationships to mantle-plume activity. — In: ERNST, R. & BUCHAN, K. (Eds.), *Mantle plumes: their identification through time*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **352**: 267-290.
- BELL, K. & KELLER, J. (Eds.) 1995. Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatite. — Berlin, Springer-Verlag, 210 pp.
- BELL, K., KJARSGAARD, B. & SIMONETTI, A. (Eds.) 1998. Carbonatites – into the twenty-first century. — *J. Petrol.*, **39**, 220 pp.
- BLACK, R. & LIEGEOIS, J.-P. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. — *J. Geol. Soc. London*, **150**: 89-98.
- BRASSINNES, S., BALAGANSKAYA, E. & DEMAIFFE, D. 2005. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuorijarvi (Kola Peninsula, Russia): a LA-ICP-MS study of apatite. — *Lithos*, **85**: 76-92.
- BRASSINNES, S., DEMAIFFE, D., BALAGANSKAYA, E. & DOWNES, H. 2003. New mineralogical and geochemical data on the Vuorijarvi complex (Kola region, NW Russia). — *Period. Mineral.*, **62**: 79-86.
- BROGGER, W. C. 1921. Die eruptivegesteine des Kristianagebietes. IV. Dazs Fengebiet in Telemark, Norwegen. — *Videnskapps. Skrifter, Natuv. Klasse*, **9** (1920).
- BULAKH, A., IVANIKOV, V. V. & ORLOVA, M. 2004. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola alkaline province. — In: WALL, F. & ZAITSEV, A. (Eds.), *Phoscorites and carbonatites from mantle to mine*, *Mineral. Soc. Series*, **10**: 1-37.
- BURKE, K. & KHAN, S. 2006. Geoinformatic approach to global nepheline syenite and carbonatite distribution. — *Geosphere*, **2**: 53-60.
- BURKE, K., ASHWAL, L. & WEBB, S. 2003. New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites. — *Geology*, **31**: 391-394.
- DALTON, J. & PRESNALL, D. 1998. The continuum of primary carbonatite-kimberlite melt composition in equilibrium with lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at 6 Gpa. — *J. Petrol.*, **39**: 1953-1964.

- DASGUPTA, R., HIRSCHMANN, M. & DELLAS, N. 2005. The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**: 288-305.
- DOWNES, H., DEMAÏFFE, D. & KRAMM, U. 2000. Alkaline magmatism and xenoliths from the Baltic shield. SVEKALAPKO project, EUROPROBE. — *Lithos*, **51**, 151 pp.
- DOWNES, H., BALAGANSKAYA, E., BEARD, A. & DEMAÏFFE, D. 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola alkaline province: a review. — *Lithos*, **85**: 48-75.
- DOWNES, H., MARKWICK, A., KEMPTON, P. & THIRLWALL, F. 2001. The lower crust beneath cratonic NE Europe: isotopic constraints from garnet granulite xenoliths. — *Terra Nova*, **13**: 395-400.
- DUYVERMAN, H., HARRIS, N. B. & HAWKESWORTH, C. J. 1982. Crustal accretion in the Pan African: Nd and Sr isotope evidence from the Arabian shield. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 315-326.
- FEMENIAS, O., COUSSAERT, N., BRASSINNES, S. & DEMAÏFFE, D. 2005. Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif. — *Lithos*, **83**: 371-393.
- FRANSOLET, A.-M. & TACK, L. 1992. Les zircons de Matongo (Burundi) et leur signification. — *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **115**: 113-118.
- GERASIMOVSKY, V., VOLKOV, V., KOGARKO, L., POLYAKO, A., SAPRYKINA, T. & BALASHOV, Y. 1966. The geochemistry of the Lovozero alkaline massif. — Canberra, Australian Univ Press, 369 pp.
- HEINRICH, H. W. 1966. The geology of carbonatites. — Chicago, Ran McNally & Co., 555 pp.
- KAMPUNZU, A., LUBALA, R., MAKUTU, M., CARON, J.-P., ROCCI, G. & VELLUTINI, P. 1985. Les complexes alcalins de la région interlacustre à l'Est du Zaïre et au Burundi: un exemple de massifs anorogéniques de relaxation. — *J. Afr. Earth Sci.*, **3**: 151-167.
- KAPUSTIN, Y. L. 1980. Mineralogy of carbonatites. — New Delhi, Amerind Publishing Co., 259 pp.
- KOGARKO, L., KONONOVA, V., ORLOVA, M. & WOOLLEY, A. 1995. Alkaline rocks and carbonatites of the World. Part 2. Former USSR. — London, Chapman and Hall, 225 pp.
- KRAMM, U., KOGARKO, L., KONONOVA, V. & VARTIANNEN, H. 1993. The Kola alkaline province of CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. — *Lithos*, **30**: 33-44.
- KUKHARENKO, A., ORLOVA, M., BULAKH, A., BAGDASAROV, E., RIMSKAYA-KORSAKOVA, O., NEFEDOV, E., ILINSKYI, G., SERGEEV, A. & ABAKUMOVA, N. 1965. The Caledonian complex of ultrabasic alkaline rocks of the Kola peninsula and N. Karelia. — Moscou, Nedra, 772 pp. (en russe)
- LE BAS, M. J. 1977. Carbonatite – nephelinite volcanism. — Bristol, J. Wiley, 347 pp.
- LE BAS, M. J. 1987. Nephelinites and carbonatites. — In: FITTON, G. & UPTON, B. (Eds.), Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. London (Spec. Publ.)*, **30**: 53-83.
- LEE, W. & WYLLIE, P. J. 1998a. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust constrained by the system CaO-(MgO + FeO)-(Na₂O + K₂O)-(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂)-CO₂. — *J. Petrol.*, **39**: 495-417.
- LEE, W. & WYLLIE, P. J. 1998b. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation elucidated by model systems. — *J. Petrol.*, **39**: 2005-2013.

- LE MAITRE, R. 2002. Igneous rocks. A classification and glossary of terms. — Cambridge Univ. Press, 236 pp.
- LIEGEOIS, J.-P., BENHALLOU, A., AZZOUNI-SEKKAL, A., YAHIAOUNI, R. & BONIN, B. 2005. The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. — *In*: FOULGER, G. R. *et al.* (Eds.), Plates, plumes and paradigms, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **388**: 379-400.
- MARIANO, A. 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. — *In*: BELL, K. (Ed.), Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, pp. 94-123.
- MEIBOOM, A., ANDERSON, D. L., SLEEP, N. H., FREI, R. & WOODEN, J. 2003. Are the high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in oceanic basalts an indicator of deep mantle components? — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **208**: 197-204.
- MIDENDE, G. 1984. La carbonatite de Matingo (Burundi). — ULB, Thèse Doctorat, 288 pp.
- MITCHELL, R. H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. — *Can. Mineral.*, **43**: 2049-2068.
- MOORE, K. R. & WOOD, B. J. 1998. The transition from carbonate to silicate melts in the CaO-MgO-SiO₂-CO₂ system. — *J. Petrol.*, **39**: 1943-1951.
- PETROV, S. V. 2004. Economic deposits associated with the alkaline and ultrabasic complexes of the Kola Peninsula. — *In*: WALL, F. & ZAITSEV, A. (Eds.), Phoscorites and carbonatites from mantle to mine, *Mineral. Soc. Series*, **10**: 469-490.
- RAMSAY, W. 1889. Geologische beobachtungen auf des halbinsel Kola. — *Fennia*, **3**, 52 pp.
- ROSATELLI, R. & STOPPA, F. 2003. European carbonatites: implications for the sub-European mantle and their geohazard potential. — *Period. Mineral.*, **72**, 251 pp.
- SCHLEICHER, H., TODT, W., VILADKAR, S. & SCHMIDT, F. 1997. Pb/Pb age determinations on the Newania and Sevattur carbonatites of India: evidence for multi-stage histories. — *Chem. Geol.*, **140**: 261-273.
- STOPPA, F. 2003. Consensus and open questions about Italian CO₂-driven magma from the mantle. — *Period. Mineral.*, **72**: 1-8.
- STRACKE, A., HOFMANN, A. & HART, S. R. 2005. FOZO, HIMU and the rest of the mantle zoo. — *G³*, **6**.
- TACK, L., DE PAEPE, P., DEUTSCH, S. & LIEGEOIS, J.-P. 1984. The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western rift. — *In*: KLERKX, J. & MICHOT, J. (Eds.), Tervuren, African Geology, pp. 91-114.
- TOLSTIKHIN, I., KAMENSKY, I., NIVIN, V., VETRIN, V., BALAGANSKAYA, E., IKORSKY, S., GANNIBAL, M., KIRNARSKY, Y., MARTY, B., WEIS, D., VERHULST, A. & DEMAIFFE, D. 1998. Low mantle plume component in 370 Ma old Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes. Evidence from rare gas isotopes and related trace elements. — *Russ. J. Earth Sci.* (English Transl.), **1**: 179-222.
- TOLSTIKHIN, I., KAMENSKY, I., MARTY, B., NIVIN, V., VETRIN, V., BALAGANSKAYA, E., IKORSKY, S., GANNIBAL, M., WEIS, D., VERHULST, A. & DEMAIFFE, D. 2002. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**: 881-901.

- TUTTLE, O. & GITTINS, J. 1967. Carbonatites. — London, J. Wiley, 591 pp.
- VAN OVERBEKE, A. C., DEMAÏFFE, D. & VERKAEREN, J. 1996. The syenite-carbonatite complex of Lueshe (NE Zaire): petrography, geochemistry and Rb-Sr chronology. — *In*: DEMAÏFFE, D. (Ed.), Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. Bruxelles, ULB, MRAC, pp. 355-370.
- VEENA, K., PANDEY, B., KRISHNAMURTHY, P. & GUPTA, J. 1998. Pb, Sr and Nd isotopic systematics of the carbonatites of Sung Valley, India: implications for plume-related mantle source. — *J. Petrol.*, **39**: 1875-1884.
- VERHULST, A., BALAGANSKAYA, E., KIRNARSKY, Y. & DEMAÏFFE, D. 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). — *Lithos*, **51**: 1-25.
- VON ECKERMANN, H. 1948. The alkaline district of Alnö island. — *Sveriges Geol. Unders.*, **36**, 176 pp.
- WALL, F. & ZAITSEV, A. 2004. Phoscorites and carbonatites from mantle to mines: the key example of the Kola alkaline province. — *The Mineralogical Society Series*, **10**, 498 pp.
- WALL, F., ROSATELLI, G. & STOPPA, F. 2005. Carbonatite plus: a special issue arising from the EUROCARB EST network. — *Lithos*, **85**, 172 pp.
- WEIS, D. & DEMAÏFFE, D. 1985. A depleted mantle source for kimberlites from Zaire: Nd, Sr and Pb isotopic evidence. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**: 269-277.
- WINTER, J. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. — New Jersey, Prentice Hall, 697 pp.
- WOOLLEY, A. 1987. Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 1: N. and S. America. — London, British Museum, 282 pp.
- WOOLLEY, A. 1989. The spatial and temporal distribution of carbonatites. — *In*: BELL, K. (Ed.), Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, pp. 15-37.
- WOOLLEY, A. 2001. Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 3: Africa. — London, Geol. Soc., 372 pp.
- WOOLLEY, A. & CHURCH, A. 2005. Extrusive carbonatites: a brief review. — *Lithos*, **85**: 1-14.
- WOOLLEY, A. & KEMPE, D. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution. — *In*: BELL, K. (Ed.), Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, pp. 1-14.
- WYLLIE, P. J. & LEE, W. J. 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. — *J. Petrol.*, **39**: 1885-1893.
- YAXLEY, G. M. & BREY, G. P. 2004. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 Gpa: implications for petrogenesis of carbonatites. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**: 606-619.
- ZARTMAN, R. E. & DOE, B. R. 1981. Plumbotectonics: the model. — *Tectonophysics*, **75**: 135-162.