Геология и полезные ископаемые

УДК 553.493.5:552.331.4

ПЕТРОЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ НЕКОТОРЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

А.Ф. Коробейников, А.И. Гусев*

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru
*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск
E-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по петрологии и рудоносности карбонатитов различных формационных типов. Для некоторых типов карбонатитов приведены концентрации и соотношения изотопов Sr, Nd, C, O и оценены температуры их кристаллизации и концентрации плавиковой и соляной кислот во флюидах. Приведены отличия параметров флюидного режима рудоносных и нерудоносных карбонатитов. Даны критерии связи флюидного режима карбонатитов с золотым оруденением. Предполагается важная роль хлоридных и гидросульфидных комплексов в переносе золота.

Ключевые слова:
Карбонатиты, петрология магматизма, изотопы Sr, Nd, C, O, флюидный режим, рудоносность, мантийно-коровое взаимодействие, редкие земли, железо, редкие элементы, золото.

Key words:
Carbonatites, petrology of magmatism, isotopes Sr, Nd, C, O, fluid regime, ore mineralization, mantle-crustle interaction, rare earth elements, iron, rare elements, gold.

Введение

Изучению генезиса карбонатитов уделяется большое внимание в связи с тем, что они относятся к магмам высоко насыщенным флюидами мантийного происхождения, способным концентрировать в себе большое число рудных металлов и формировать различные по составу, часто комплексные, месторождения. Для них характерна различная степень мантийно-корового взаимодействия. Уникальность карбонатитовых расплавов состоит в том, что они обладают большой ёмкостью на многие рудные металлы – уран, торий, редкоземельные элементы, стронций, барий, цирконий, гафний, железо, титан, ванадий, медь, золото, фосфор. При этом не все карбонатиты формируют месторождения полезных ископаемых. Мало того, нередко рудоносные массивы располагаются рядом с массивами, не содержащими промышленные концентрации металлов. Причина этого, как правило, не обсуждается. Нами проанализированы петрологические особенности и флюидный режим некоторых карбонатитовых массивов (Ковдорский, Вишнёвогорский, Палаборский, Черниговский, Большетагнинский, Карасугский), в которых наблюдаются различные типы оруденения и массив, не содержащий промышленного оруденения (Эдельвейс).

Формационные типы карбонатитов и их рудоносность

Редкометалльные месторождения промышленного и непромышленного масштаба известны в карбонатитах следующих формационных типов [1].

1. Карбонатиты щёлочно-ультраосновных комплексов, как правило, центрального типа с четко выраженным ядром, сложенным фосфор-редкометалльными карбонатитами, с крупными, иногда уникальными запасами и концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ), ниобия, фосфора (Араша, Томтор, Маунт-Велд, Белозиминский, Чуктукон).
2. Карбонатиты щёлочно-ультраосновных комплексов линейно-трещинного типа, приуроченные к системам разломов меньшего порядка по сравнению с предыдущим типом, с некрупными, но иногда довольно богатыми месторождениями РЗЭ, ниобия, фосфора (Потанинское, Вишнёвогорское, Булдымское в Ильмено-Виш-

нёвогорском миаскит-карбонатитовом комплексе Урала, Татарское на Енисейском кряже; Новополтавское в украинском Приазовье).
3. Карбонатитовые массивы, связанные с К-щелочными сиенитами, образующими крупные месторождения РЗЭ за рубежом (Маунтин-Пасс, США; Нам-Сё, Вьетнам), и некрупные в России (Мурунское на Западном Приалданье; Карасуг в Тыве).
4. За рубежом выделяют также своеобразные карбонатиты типа Палабора (Африка), с которыми связаны комплексные железо-оксидные медно-золоторудные месторождения [2–4] с промышленными концентрациями меди и золота. Ийолит-карбонатитовые массивы типа Палабора (Лулекоп, Палабора, Шпитцкоп в ЮАР, Карджил в Канаде) являются древнейшими на Земле с радиологическим возрастом 1800±100 млн л в пределах Южно-Африканской и Северо-Американской протоплатформ с возрастом фундамента 3000...2600 млн л.

Сложные многофазные плутоны центрального типа включают до 8 породных групп: 1 – оливиниты или дуниты; 2 – мелилитолиты; 3 –якупирангиты, мельтейгиты и другие щелочные ультрамафиты; 4 – ийолиты и уртиты; 5 – нефелиновые и щелочные эгириновые сиениты; 6 – фоскориты (апатит-магнетит-оливиновые породы); 7 – кальцитовые карбонатиты; 8 – доломитовые (анкеритовые) карбонатиты. Внедрение таких сложных плутонов происходило в условиях сжатия, о чём свидетельствуют блоково-купольные дислокации вмещающей рамы и приуроченнной нередко к латентным разломам. При этом происходило фракционирование исходной щёлочно-ультраосновной магмы в глубинном резервуаре, а в приповерхностную область в строго гомодромной последовательности интрудируют глубоко специализированные (преимущественно, анхимономинеральные) дифференциаты.

Как следует из экспериментальных данных [1], щелочно-ультраосновные магмы возникают на максимальной для кратонных областей глубине (более 80 км) при минимальной (менее 10 %) степени плавления мантийного вещества (гранатового лерцолита, обогащённого некогерентными элементами и в условиях повышенной активности CO_2). Это способствует сегрегированию магм в стационарных очагах большой вертикальной протяжённости. При этом, в процессе последующего опускания геоизотерм глубинные очаги карбонатитообразования реагируют многократным перераспределением ионно-молекулярных компонентов магмы по типу Сорэ и обогащением летучими компонентами, что, скорее всего, и приводит к ступенчатому, последовательному отделению структурно-упорядоченных фракций – сначала тугоплавких – оливиновых, мелилитовых и других, а затем и всё более низкотемпературных, обогащённых флюидами (фоскориты, кальцитовые и доломитовые карбонатиты) и щелочами.

Карбонатиты линейно-трещинного типа карбонатит-нефелин-сиенитового типа формировались, скорее всего, в процессе дифференциации миаскитовых магм, как это показано для детально изученного Ильмено-Вишнёвогорского комплекса [5]. Предложены 4 основных модели формирования комплексов этой формации.
1. Модель мантийного анатексиса при парциальном плавлении щёлочно-ультраосновного и щёлочно-базальтового расплавов верхней мантии или мафитовой нижней коры с образованием самостоятельных (родоначальных) фонолитовых магм с широкой вариацией составов от сиенитов до уртитов [6].
2. Модель формирования карбонатит-миаскитовых комплексов как поздних дифференциатов магм щёлочно-ультраосновной формации. Согласно экспериментальным данным [1], зарождение родоначальных ультраосновных магм повышенной щёлочности, способных генерировать карбонатитовые магмы, происходит в результате низких степеней частичного плавления (обычно 5...15 %, но не более 25 %) мантийного карбонатизированного перидотита с образованием первичных расплавов оливин-мелилитового, нефелинитового, щёлочно-пикритового, базанитового и щёлочно-базальтового составов [7, 8]. Предполагается, что эволюция подобных родоначальных магм при подъёме в верхние горизонты литосферы приводит к формированию широкого спектра более дифференцированных щелочных расплавов вплоть до остаточных трахитов и фонолитов [1, 9].
3. Модель корового анатексиса, или трансформации гнейсово-амфиболитового субстрата в породы фенитовой серии под воздействием потока мантийных флюидов и последующего развития анатектических процессов, обусловивших становление карбонатит-миаскитовых интрузий. Модель разработана на основе геолого-петрографического изучения Ильмено-Вишневогорского комплекса [10].
4. По данным [11], карбонатитовые тела Вишнёвогорского массива формировались на глубинах 10...15 км в результате флюид-расплавного взаимодействия.

Щелочные магматические породы рассматриваемого формационного типа представлены щелочными и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами, обладающими признаками продуктов коровых водонасыщенных расплавов: биотит-нефелин-двуполевошпатовая ассоциация со средним содержанием нефелина 30...32 % и SiO_2 55...56 %. По экспериментальным данным миаскиты Ильменорского массива плавятся при температуре 700...800 °С и парциальном давлении воды 3 кбар [12].
5. Модель формирования щёлочно-сиенитовых расплавов, карбонатитов и рудных образований в них в результате жидкостной несмесимости флюидов и расплавов в родоначальных магмах при различных значениях флюидного давления CO_2 [13].

Петрология и флюидный режим карбонатитогенеза

Важную информацию по петрологии карбонатитов несут данные стабильных и радиогенных изотопов. В табл. 1 приведены значения изотопов углерода, кислорода и соотношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в некоторых карбонатитовых массивах различных регионов.

Значения отношений изотопов стронция в анализируемых массивах, за исключением карбонатитов Палаборы, отвечают мантийному магматическому резервуару. А для карбонатитов Палаборы предполагается смешение расплавов двух различных источников, один из которых отвечает мантийной составляющей, а другой – с участием корового материала [18]. Соотношения изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ массивов Эдельвейс, Большетагнинского, Карасугского близки к источнику преобладающей мантии (PREMA), а массивов Ковдор, Вэллэби, Палабора – к источнику обогащённой мантии типа EM I [2, 9, 11, 16, 17]. Значения изотопа кислорода по всем приведенным массивам отличаются от мантийного значения (+5,7 ‰) в сторону обогащения тяжёлым изотопом, свидетельствуя о наличии корового компонента. Оценки изотопов углерода в массивах указывают на близость к мантийной характеристике (от –3 до –8 ‰).

В Ковдорском железорудном месторождении (Хибины) выделяются кальцит-магнетитовые руды с зеленым флогопитом как магматического, так и постмагматического этапов. Для первых характерно образование флогопитовой каймы по форстериту и отсутствие стремления к мономинеральности. Для вторых стремление к мономинеральности является характерной чертой, что проявляется в их гнездовом строении. В гнездовых кальцит-магнетитовых рудах форстерит является устойчивым минералом.

Магнетит-редкометалльные и доломит-магнетитовые руды имеют гнездовое строение и, по аналогии с гнездовыми кальцит-магнетитовыми рудами с зеленым флогопитом, предположительно сформированы на постмагматическом этапе и являются метасоматическими.

Для карбонатитов Ковдора, как и для других аналогичных по составу карбонатитов и руд, обосновывается следующий механизм мантийно-корового взаимодействия. Как известно, кроме пород железорудного комплекса, сформированных в магматический этап, в Ковдорском месторождении присутствуют породы послемагматического этапа: кальцит-магнетитовые руды 2-го подтипа, магнетит-редкометалльные и доломит-магнетитовые руды. Все они имеют гнездовое строение с анхимономинеральными гнездами карбоната, окруженными друзовой оторочкой магнетита. Формирование анхимономинеральных зон является характерной чертой метасоматитов послемагматического этапа [19]. В кальцитовых карбонатитах 2-го подтипа форстерит является обычным, равновесным с кальцитом, минералом, поэтому этот парагенезис можно использовать как индикатор образования карбонатитов послемагматического этапа. Некоторые исследователи считали гнездовые кальцит-магнетитовые руды тыловой зоной метасоматической колонки Главного рудного тела [1]. Однако эти руды формируются не только по любым породам Главной рудной залежи, но и во вмещающих слюдяно-клинопироксеновых породах. В последнем случае вокруг них развиты существенно форстеритовые породы без апатита, что доказывает существенный привнос фосфора в магматический этап. Привнос железа, по-видимому, также осуществлялся в магматический этап, а в постмагматический происходило только его переотложение, как и апатита.

Таким образом, привнос рудных элементов наиболее логично связать с трансмагматическими флюидами, способными переносить рудные компоненты и равновесными с карбонатитовым расплавом. При вступлении флюидов карбонатитовых магм во вмещающие породы земной коры, по-видимому, происходит мантийно-коровое взаимодействие и, как следствие, повышение в мантийных флюидах фугитивности кислорода и активности кальция за счет кислотно-основного взаимодействия компонентов в соответствии с принци-

Таблица 1. *Изотопы стронция, неодима, углерода и кислорода в карбонатитовых массивах*

Карбонатитовые массивы	Значения соотношений изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$	Значения соотношений изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd$	Значения изотопов неодима Nd	Значения $\delta^{13}C$ (‰)	Значения $\delta^{18}O$ (‰)
Эдельвейс	0,703263…0,703911	0,512732…0,512749	(+6,11)…(+6,43)	(−2,9)…(−8,3)	(+13,1)…(+14,5)
Большетагнинский	0,703213…0,703941	0,512931…0,513011	–	(−5,1)…(−8,2)	(+13,2)…(+22,2)
Карасугский	0,703956…0,704231	0,512938…0,513018	–	–	–
Вишнёвогорский*	0,70356…0,70361	–	(+2,9)…(+3,4)	(−6,3)… (−7)	(7,6…8)
Булдымский*	0,70440…0,70470	–	(−2,4)…(−4,5)	(−7,4)…(−8,5)	(7,5 …10,5)
Восточно-Таймырский**	–	–	–	(−1,1)…(7,1)	(+5,8)…(+14,9)
Ковдор***	0,70320…0,70370	0,512179…0,512416	(+1,6)…(+5,2)	–	–
Вэллэби****	0,70331…0,70388	0,512171…0,512312	–	(−5,03)…(−6,13)	(+9,24)…(+12,08)
Палабора*****	0,70568 0,71078…0,71090	0,511133 0,511206…0,511285	– –	– –	– –

*Примечание. Изотопный анализ Nd и Sr проводился на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в ИМГРЭ. Данные по значениям изотопов заимствованы: *[14], **[15], ***[16], ****[17], *****[18].*

пом Д.С. Коржинского [20], что и вызывает метасоматическое отложение рудных компонентов (железа в виде магнетита и фосфора в виде апатита) в отдельных местах колонки метасоматитов магматической стадии процессов карбонатизации.

Ранее нами указывалось на важную роль флюидного режима магматического этапа при формировании различных типов оруденения [21]. Для карбонатитов среди летучих компонентов особую роль играют фтор, углекислота, бор, вода, фосфор, в меньшей мере хлор. Нами, по авторским и опубликованным анализам состава мусковита из карбонатитов, оценены концентрации плавиковой кислоты во флюидах по мусковитовому геофториметру [22]:

$$\lg M_{\mathrm{HF}(MS)} = \lg(X_{\mathrm{F}} / (1 - X_{\mathrm{F}})_{MS} - 1722 / T - \\ -0,272(\mathrm{Li+Mg}) + 0,216(6 - \mathrm{Si}) + \\ +0,185(\mathrm{Fe+Si} - 6) + 1,419 + \lg a_{\mathrm{H_2O}},$$

где T – абсолютная температура; M_{HF} – концентрация HF во флюиде, равновесном со слюдой, моль/дм^3; X_{F} – мольная доля F в гидроксильной позиции кристаллохимической формулы мусковита; $a_{\mathrm{H_2O}}$ – мольная доля воды во флюиде.

Составы мусковитов приведены в табл. 2.

Таблица 2. *Состав мусковита некоторых массивов карбонатитов, мас. %*

Оксиды и элементы	К	В	П*	Ч**	Б	Ка	Э
SiO_2	45,08	45,10	44,75	45,26	45,02	45,36	46,21
TiO_2	0,05	0,70	0,08	0,01	0,06	0,06	0,03
Al_2O_3	34,12	18,5	34,76	37,85	36,87	35,31	36,21
Fe_2O_3	0,20	0,50	0,17	0,11	0,21	0,18	0,16
FeO	1,65	4,80	1,87	0,32	1,34	1,77	0,81
MnO	0,48	0,50	0,56	0,43	0,32	0,57	0,47
MgO	1,91	2,50	0,72	0,12	1,10	1,75	1,22
CaO	0,95	1,00	0,85	0,03	0,34	1,15	0,93
Na_2O	0,60	0,68	0,76	0,28	0,21	0,71	0,31
K_2O	7,85	9,00	8,97	10,21	9,81	8,13	8,12
P_2O_5	0,50	0,60	0,60	0,95	0,83	0,71	0,11
H_2O^+	2,10	2,00	2,20	2,00	2,10	2,10	1,75
F	2,70	3,70	2,10	2,10	2,30	1,25	1,53
Cl	0,13	0,12	0,57	0,12	0,11	0,08	0,05
Li_2O	0,40	0,50	0,25	0,35	0,40	0,45	0,20

*Примечание. Карбонатитовые массивы: К – Ковдор; В – Вишнёвогорское; П – Палабора; Ч – Черниговское; Б – Большетагнинское; Ка – Карасуг; Э – Эдельвейс. Анализы заимствованы: * – по [2], ** – по [1].*

Следует отметить, что составы мусковитов в приведенных массивах карбонатитов близки по многим параметрам. За исключением Вишнёвогорских мусковитов, все остальные имеют весьма высокие концентрации глинозёма. Обращает внимание на себя фактор резкого преобладания двухвалентного железа над трёхвалентным, что указывает на сильно восстановленную форму флюидов. Во всех мусковитах наблюдаются высокие содержания фтора и низкие концентрации хлора. Исключение составляет мусковит Палаборы, где наблюдается высокое содержание хлора, указывающее на возможность переноса золота хлоридными комплексами и формирования золотого оруденения.

Температуры кристаллизации мусковитов карбонатитов и концентрации плавиковой кислоты во флюидах сведены в табл. 3.

Таблица 3. *Температуры кристаллизации мусковитов карбонатитов и концентрации плавиковой кислоты во флюидах (моль/дм^3) некоторых карбонатитовых месторождений*

Параметры	К	В	П	Ч	Б	Ка	Э
t, °C	480	475	490	480	470	475	450
M_{HF}	0,0409	0,3983	0,6580	0,0556	0,0523	0,0940	0,0365

Примечание. Месторождения и проявления карбонатитов: 1 – Ковдор (Хибины); 2 – Вишнёвогорское (Урал); 3 – Палабора (Африка); 4 – Черниговское (Приазовье); 5 – Большетагнинское (Восточная Сибирь); 6 – Карасуг (Тува); 7 – Эдельвейс (Горный Алтай).

Приведенные параметры по карбонатитам показывают, что температуры кристаллизации различных карбонатитовых систем близки и варьируют от 450 до 490 °С. Самая низкая температура кристаллизации определена для карбонатитов комплекса Эдельвейс (Горный Алтай), с которыми не отмечено оруденения, а проявлены лишь геохимические аномалии редкоземельных элементов.

Концентрации плавиковой кислоты во флюидах указанных систем сильно вариабельны и колеблются от 0,0365 до 0,658 моль/дм^3. Самые высокие значения по фтороносности характерны для флюидов Вишнёвогорского и Палаборского типов. Концентрации плавиковой кислоты во флюидах Палаборы имеют максимальные значения. Как известно, среди карбонатитов Палаборы имеются объекты с золото-сульфидным оруденением. Минимальные значения концентрации плавиковой кислоты зафиксированы во флюидах безрудных карбонатитов Эдельвейс.

По составу биотитов из карбонатитов месторождений Лулекоп и Палабора (ЮАР), заимствованных из [2, 23, 26], нами по методике, изложенной в работе [24], определены следующие параметры флюидного режима: логарифм фугитивности кислорода – (–13,3...14,0), фугитивность воды – (0,65...0,76) кбар, фугитивность соляной кислоты – (0,8...1,4) кбар, парциальное давление воды – (0,56...0,73) кбар, парциальное давление углекислоты – (1,5...1,8) кбар, логарифм отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот (–3,7). Высокая фугитивность соляной кислоты указывает на благоприятные условия переноса золота хлоридными комплексами. Коэффициент восстановленности флюидов карбонатитов определён в интервале 0,56...0,62. Таким образом, золотоносные карбонатиты отличаются очень высокими значениями фугитивностей соляной кислоты и восста-

новленностью флюидов. Следует указать, что золотоносные карбонатиты характеризуются значительными скоплениями сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит и другие), что не исключает возможности переноса золота во флюидах не только хлоридными комплексами, но и в виде гидросульфида (HS^-) [24].

Оптимальное сочетание параметров флюидного режима (высокая восстановленность) анализируемых золотносных карбонатитов определяет поле их кристаллизации вблизи никель-бунзенитовой буферной смеси. Высоко редуцированное (восстановленное) состояние расплавов создаёт условия для кристаллизации таких акцессориев, как ильменит и пирит. Известно, что в сильно восстановленных магмах сера присутствует в виде HS^-, которая более растворима в силикатных расплавах и способствует образованию сульфидных глобулей, экстрагирующих золото из расплавов и флюидов [25].

Интерпретация результатов

На примере Ковдорских карбонатитов и руд показано мантийно-коровое взаимодействие на магматогенном этапе становления и постмагматогенном со значительной ролью трансмагматических флюидов, содержащих, помимо других летучих компонентов, плавиковую кислоту. Для рудогенерирующих карбонатитов (Вишнёвогорский и Палаборский типы) установлена значительная фторонасыщенность флюидов, а для не продуктивных (Эдельвейс Горного Алтая) самые низкие концентрации плавиковой кислоты. Впервые обосновывается важная роль в формировании золотого оруденения при карбонатитогенезе хлоридных и предположительно – гидросульфидных комплексов в составе флюидов на примере месторождений Лулекоп и Палабора.

Следует указать, что недавно открытое гигантское месторождение золота Вэллэби в Восточном Голдфилде (Западная Австралия) пространственно и генетически связано с карбонатитовыми дайками карбонат-магнетит-актинолит-хлорит-эпидотового состава с редким биотитом, имеющими трубообразную морфологию [23, 26]. Дайки сопровождаются околорудными метасоматитами магнетит-актинолитового состава. Метасоматиты и дайковые образования пересечены золотой минерализацией. Последняя проявлена в виде брекчиевых жил. Большая часть золотой минерализации локализуется среди изменённых вмещающих пород. Приведены доказательства генетической связи золотой минерализации с карбонатитовыми дайками.

Во-первых, изотопные данные по Pb, Nd, Sr из интрузивных комплексов и рудосодержащих минералов подтверждают их мантийный источник с коровой контаминацией.

Во-вторых, дайковые комплексы показывают экстремальное обогащение лёгкими редкими землями, в тысячу раз превышающими таковые в хондритах; обогащение рядом крупно ионных элементов литофильной группы и негативными аномалиями некоторых высокозарядных элементов – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. Эта необычная элементная ассоциация характерна и для магнетит-актинолитовых изменений.

В-третьих, состав шеелита, являющегося главным акцессорным минералом золотосодержащих брекчиевых жил месторождения Вэллэби, показывает, что Eu присутствовал в нём в виде бивалентных катионов и что содержания Mo в шеелите, в среднем составляющее 11,7 г/т, указывают на присутствие Mo^{6+} и W^{6+}, связанных с относительно окисленными флюидами, формировавшими рудные жилы.

Нами по составу биотита из карбонатитовых даек оценены параметры флюидного режима рудогенерирующих магматогенных флюидов месторождения Вэллэби по методике, изложенной в работе [25]. Получены следующие результаты: температура кристаллизации карбонатитов варьировала от 465 до 475 °С, логарифм фугитивности кислорода – (–13,8...14,4), фугитивность воды – (0,75...0,86) кбар, фугитивность соляной кислоты – (0,9...1,5) кбар, парциальное давление воды – (0,57...0,77) кбар, парциальное давление углекислоты – (1,7...1,9) кбар, логарифм отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот (–3,8). Высокая фугитивность соляной кислоты указывает на благоприятные условия переноса золота хлоридными комплексами. Коэффициент восстановленности флюидов карбонатитов определён в интервале 0,52...0,58. Таким образом, золотоносные карбонатиты месторождения Вэллэби отличаются очень высокими значениями фугитивностей соляной кислоты и восстановленностью флюидов. Отношение суммы парциальных давлений воды и углекислоты к парциальному давлению воды $(pH_2O+pCO_2)/(pH_2O)$ во флюидах Вэллэби варьирует от 3,3 до 3,5 и указывает на возможность взрывного механизма формирования рудоносных жил. Эти данные подтверждаются доминирующими брекчиевыми жилами месторождения, взрывной механизм при формировании которых действительно проявился в полной мере.

Выводы

Магматогенные карбонатиты формировались при температурах от 450 до 490 °С. Изотопы Sr, Nd, C, O указывают на формирование карбонатитов из мантийного расплава с различным влиянием корового материала. Крупные месторождения РЗЭ и других металлов в карбонатитах приурочены к наиболее высокотемпературным типам и имеющим повышенные значения концентраций плавиковой кислоты во флюидах.

Генерация золотого оруденения, связанного с карбонатитогенезом, имеет специфические черты, среди которых ведущую роль играют мантийно-коровое флюид-расплавное взаимодействие и флюиды, насыщенные соляной кислотой с высокой фугитивностью HCl (помимо HF, как это

обычно характерно для незолотоносных карбонатитов), также высокая восстановленность флюидов. Для Южно-Африканских золотоносных карбонатитов, предполагается участие и гидросульфидного механизма переноса золота в растворах. Для Западно-Австралийского золоторудного месторождения Вэллэби характерен взрывной механизм формирования рудоносных жил с образованием брекчий. В переносе золота ведущую роль играли комплексы хлора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИА – Природа, 2003. – 287 с.
2. Groves D.I., Vielreiher N.M. The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulphide deposit, South Africa: an end-member of the iron oxide-copper-gold-rare earth element deposit group? // Mineralium deposita. – 2001. – V. 36. – № 2. – P. 189–194.
3. Porter T.M. Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective. – PGC Publishing Adelaide, 2000. – 350 p.
4. Gandhi S.S. Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts // Economic Geology. – 2005. – V. 121. – № 2. – P. 154–204.
5. Недосекова И.Л., Вдадыкин Н.В. и др. Ильмено-Вишнёвогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 2. – С. 157–181.
6. Бейли Д.Л., Шерер Дж.Ф. Система Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2 при давлении 1 атм и петрогенезис щелочных пород // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных методов / под ред. Д.Л. Бейли. – Л.: Недра, 1970. – С. 58–72.
7. Bultitude R., Green D.H. Experimental study of high pressures on the origin of olivine melilite nephelinite magmas // Earth Planetary Science Letters. – 1968. – V. 3. – № 3. – P. 325–327.
8. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. – М.: Мир, 1973. – С. 242–261.
9. Макдональд Р. Роль фракционной кристаллизации при формировании щелочных пород // Щелочные породы. – М.: Мир, 1976. – С. 310–330.
10. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. – 279 с.
11. Rass I., Girnis A. Geochemical fingerprints of fluid-melt interaction in carbonatites and related alkaline rocks // 33 Intern. Geologic Congress. – Oslo, 2008. – Abstracts. – P. 345.
12. Щёкина Т.И., Граменицкий Е.Н., Юдинцев С.В. Экспериментальное изучение плавления миаскитов Ильменогорского массива // Геохимия. – 1984. – № 10. – С. 1443–1457.
13. Маракушев А.А. Петрогенезис. – М.: Недра, 1988. – 293 с.
14. Кононова В.А., Донцова Е.И. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. – 1979. – № 12. – С. 1784–1795.
15. Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В., Падерин П.Г., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С., Багаева А.А. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. – 2010. – № 3. – С. 95–102.
16. Verhulst A., Balaganskaya E., Kirnarsky Y., Demaiffe D. Petrological and (geochemical_trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion_Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. – 2000. – V. 51. – № 1. – P. 1–25.
17. Salier B.P., Groves D.I., McNaugton N.J., Fletcher I.R. The world-class Wallaby gold deposit, Laverton, Western Australia: An orogenic-style overprint on a magmatic-hydrothermal magnetite-calcite alteration pipe? // Mineralium Deposita. – 2004. – V. 39. – № 4. – P. 473–494.
18. Yuhara M., Hurahara Y., Nishi N., Kagami H. Rb-Sr, Sm-Nd ages of the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa // Polar Geoscience. – 2005. – V. 18. – № 1. – P. 101–113.
19. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / под ред. Д.С. Коржинского. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 335–546.
20. Коржинский Д.С. Зависимость состава магм от щёлочности трансмагматических флюидов // Доклады АН СССР. – 1977. – Т. 235. – № 2. – С. 454–457.
21. Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 315. – № 1. – С. 11–18.
22. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 6. – С. 630–644.
23. Stoltze A.M. Carbonatites of Wallaby, Western Australia // Journal of Petrology. – 2005. – V. 123. – № 2. – P. 265–284.
24. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: STT, 2003. – 305 с.
25. Гусев А.И. Минерагения и полезные ископаемые Республики Алтай. – Бийск: АГАО, 2010. – 382 с.
26. Stoltze A.M. A genetic link between carbonatite magmatism and gold mineralization at the Wallaby gold deposit, Eastern Goldfields, Western Australia // 32 Intern. Geologic Congress. – Florence, 2004. – Abstracts. – P. 512.

Поступила 06.10.2010 г.