

АПАТИТ-МАГНЕТИТ-СИЛИКАТНЫЕ РУДЫ ДУБРАВИНСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

В. Л. Бочаров

Воронежский государственный университет

Типы апатитоносных пород и руд карбонатитового месторождения различаются содержанием полезных компонентов и имеют определенные черты сходства с аналогами карбонатитовых комплексов линейно-трещинной субформации Украинского и Балтийского щитов. Проведена детальная количественная оценка апатита и магнетита Дубравинского месторождения, а также изложены сведения о редкометалльной минерализации, сопровождающей формирование продуктивного карбонатитового тела, ассоциирующего с апатитоносными щелочными пироксенитами. Определены условия образования апатит-магнетит-силикатных руд, связанных с многоэтапным процессом развития карбонатитообразующей рудно-магматической системы.

Ключевые слова: апатит, магнетит, карбонатит, руда, интрузия, архей, фенит.

Эндогенные апатитовые месторождения согласно генетической классификации фосфатных руд [21] разделены на магматические и карбонатитовые. К магматическим отнесены уникальные месторождения Хибинской группы, апатит-нефелиновые руды которых (разведанные запасы 4200 млн тонн, в том числе P_2O_5 — 600 млн тонн, [22]) имеют приоритетное значение в производстве фосфорных удобрений. Карбонатитовые месторождения апатита пространственно и генетически связаны с кольцевыми или линейно-трещинными массивами щелочных ультраосновных пород, при этом в контурах рудоносной формации объединены щелочная ультраосновная, щелочная основная, щелочная средняя и карбонатная магматические серии — производные единой мантийной магмы. Апатитовые месторождения в карбонатитовых комплексах довольно многочисленны и уже в настоящее время играют определенную роль в общем балансе агрохимического сырья страны (разведанные запасы 830 млн тонн, в том числе P_2O_5 — 150 млн тонн). Следует отметить, что рудный комплекс карбонатитовых месторождений включает, кроме апатита, магнетит, ильменит, слюды, редкие металлы, редкие земли, стронций.

При существующих темпах роста производства фосфорных удобрений разведанных запасов фосфатного сырья уже в ближайшее время будет недостаточно. Наиболее перспективный путь расширения сырьевой агрохимической базы — вовлечение в промышленное использование апатитовых месторождений карбонатитового типа. Актуальна эта проблема не только для районов Сибири и Дальне-

го Востока, но и юга Европейской части страны, где известны апатитовые проявления в карбонатитовых комплексах докембрийского возраста и существуют крупные предприятия по производству минеральных удобрений, а потребность сельского хозяйства в высококачественных фосфатосодержащих удобрениях удовлетворяются не полностью.

В последние два десятилетия появилось много работ отечественных [2, 5, 10, 12, 13, 16, 19, 24] и зарубежных [25, 26] исследователей карбонатитовой проблемы, посвященных геохимии фосфора в карбонатитовом процессе, закономерностям развития и условиям локализации апатитовых месторождений и проявлений в отдельных комплексах и карбонатитовых провинциях. Наиболее полными являются обобщения Э. А. Ланда и Л. С. Егорова [16] по апатитовым и А. А. Фролова [24] по железорудным месторождениям и карбонатитовым комплексам мира, в которых предложены их классификации и обсуждаются генетические концепции апатит-магнетитового рудообразования в связи с развитием карбонатитового процесса во времени. Согласно этим классификациям выделяются ранний апатит-силикатный, связанный с докарбонатитовым (йолитовым) этапом; поздние апатит силикатный, апатит-карбонатный и нельсонитовый, формирующиеся на собственно карбонатитовом этапе развития рудно-магматической системы, типы руд, в пределах которых апатит постоянно ассоциирует с другими полезными компонентами. Среди железорудных месторождений в карбонатитах преимущественное развитие имеют апатит-магнетитовые; они же и наиболее ценны из-за высоких (30–40 %) содержания железа [10]. Следует заметить, что имеющиеся к настоящему времени обобщения по апатитонос-

ности карбонатитовых комплексов касаются в основном фанерозойских карбонатит-щелочно-ультраосновных массивов. Исключение составляет массив Палабора (Южная Африка), возраст которого 2047 ± 11 млн лет (Rb – Pb радиохронометрия по тораниту и бадделиту [25]). Особый интерес в связи с этим приобретает изучение апатитового оруденения в докембрийских линейно-трещинных массивах, одним из наиболее перспективных среди которых является Дубравинский, расположенный в юго-западной части ВКМ (район КМА).

Геолого-геохимическая характеристика Дубравинского месторождения. Комплексные апатит-магнетитовые и апатит-силикатные руды приурочены к интрузивному телу, прорывающему архейские гранитоиды обоянской серии. Повышенная

фосфатность свойственна практически всем породным группам карбонатитового комплекса — щелочным пироксенитам, щелочным сиенитам, силико-, мела- и лейкокарбонатитам, а также экзоконтактовыми фенитами [7]. Однако собственно апатитоносные образования локализируются в сравнительно ограниченных интервалах, характеризующихся чередованием относительно богатых апатитом участков с бедными и даже лишенными оруденения.

В соответствии с классификацией апатитовых месторождений и с учетом апатитосодержащих минеральных парагенезисов в пределах месторождения выделены четыре типа апатитоносных пород и руд (табл. 1), различающихся содержанием полезного компонента.

Таблица 1

Содержание P_2O_5 в рудах апатитовых месторождений (%)

Типы апатитоносных пород и руд	Кол-во определений	Содержание P_2O_5		
		от	до	среднее
Дубравинское (КМА)				
Апатит-сфен-силикатный в пироксенитах	5	18,5	24,5	22,5
Апатит-силикатный в силикокарбонатитах	21	2,25	9,2	5,11
Апатит-карбонатный в карбонатитах	20	2,82	12,5	7,34
Апатит-магнетитовый в нельсонитах	21	8,62	22,5	17,15
Средневзвешенное по рудам	67			7,45
Новополтавское (черниговский комплекс, Украинское приазовье [11])				
Апатит-силикатный в твейтозит-пироксенитах	3	3,02	11,79	6,92
Апатитовый в кимберлитовых карбонатитах	14	3,2	5,54	4,12
Апатит-карбонатный в севитах, альвикитах, бефорситах	148	1,83	12,59	3,93
Апатит-магнетитовый в фоскоритах	7	6,9	28,56	15,74
Средневзвешенное по рудам	172			6,58
Тикшеозерское (Северная Карелия [20])				
Апатит-карбонатный в карбонатитах	106			4,3
Апатит-титаномагнетитовый в пироксенитах	27	3,27	6,46	4,86
Средневзвешенное по рудам	133			4,5

Первый тип — апатит-сфен-силикатный — соответствует, по нашему представлению, докарбонатитовому, а остальные три — апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит-карбонатный в мела- и лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в нельсонитах — собственно карбонатитовому этапу. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами (рис. 1).

Апатит-сфен-силикатные руды установлены в крупнозернистых (пегматоидных) пироксенитах

центральной части щелочно-карбонатитового интрузива (скв. 6200). Апатит образует гнездообразные скопления крупных (до 1,5—2 мм) кристаллов, при этом гнезда окаймлены мелкочешуйчатым биотитом. Кроме того, в пироксенитах присутствует мелкозернистый (0,1—0,2 мм) апатит. Руды отличаются высоким содержанием фосфора (см. табл. 1), однако апатитовые участки маломощные (0,3—1 м). Необходимо отметить, что для этого типа апатитовых руд обычна ассоциация апатита со сфеном в сравнительно слабо карбонатизированных разновидностях пироксенитов.

Апатит-силикатные руды в силикокарбонатитах не отличаются высоким уровнем концентрации апатита, но охватывают обширную группу пород,

более-менее равномерно насыщенных фосфором. По мнению Ю. А. Багдасарова [3], рудовмещающие породы отвечают кальцит- или доломитсодержащим пироксен-амфибол-слюдистым метасоматитам. Апатит в них распределен неравномерно; наряду со шлировидными обособлениями в ассоциации с амфиболом, биотитом, кальцитом, присутствует равномерно рассеянная вкрапленность мелко- и среднезернистого апатита, часто вместе со сфеном и магнетитом (рис. 2).

Мощность обогащенных апатитом участков, выделяемых по содержанию фосфора в качестве рудных тел, достигает 50–80 м, однако шлировые обособления апатита в их пределах довольно редки (скв. 5402, 5406, 5437, 5439, 5449 и др.).

Апатит-магнетит-карбонатные руды локализованы в дайкообразных телах разномерных лейкокарбонатитов. Крупнозернистые севиты содержат, главным образом, шлировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллов апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом (скв. 6200, 5449). В мелкозернистых севидах апатит присутствует в виде агрегатов, образующих полосы шириной от 1 до 3–4 м, в пределах которых концентрируются также биотит и магнетит, вследствие чего руды приобретают характерную полосчатую текстуру (скв. 5402, 5406, 5436). Изредка встречаются сахаровидные агрегаты апатита в кальците, приуроченные, главным образом, к контактовым зонам карбонатитов и вмещающих их силикатных пород (скв. 5449). Границы рудных тел практически совпадают с границами лейкокарбонатитов, однако анхимономинеральные карбонатиты распространены только в центральной, наиболее мощной, части массива и, несмотря на более высокое, чем в силикокарбонатитах, содержание фосфора (см. табл. 1), обладают заметно меньшими ресурсами полезного компонента. Особое место занимают полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1 : 1 до 2 : 1. Руды локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части массива (скв. 5402, 5406, 5449) на контакте силикокарбонатитов с кальцитовыми и кальцит-доломитовыми лейкокарбонатитами. В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15–40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как

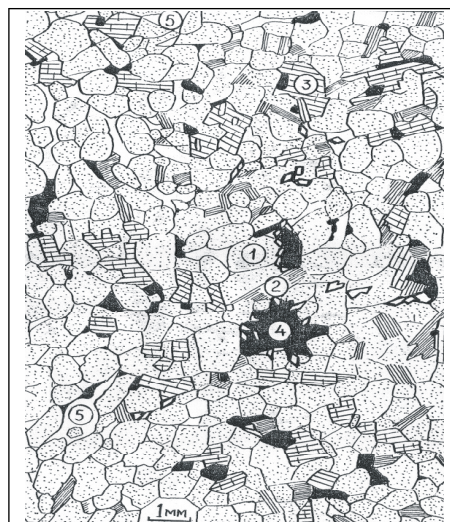


Рис. 1. Апатит-магнетитовая руда (скв. 5402, глуб. 263,3 м). Однородно-мелкозернистый облик руды создается сочетанием преобладающего идиоморфного апатита (1) с другими, преимущественно ксеноморфными, минералами — биотитом (2), клинопироксеном (3), магнетитом (4), кальцитом (5). Идиоморфные кристаллики сфена ассоциируются с магнетитом



Рис. 2. Апатит-силикатная руда (скв. 5402, глуб. 228,2 м). Мелкозернистый апатит (1) находится в мелкочешуйчатом биотитовом (2) агрегате, насыщенном мельчайшими кристалликами и скоплениями сфена (3). В биотит-апатитовом агрегате рассеяны зерна магнетита (4), ксеноморфные сульфиды, выделения кальцита (5) и редкие корродированные кристаллы щелочного пироксена (6)

правило, связаны не только с севидами, но и бифорситами, что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Главными рудообразующими минералами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа явля-

ются апатит и магнетит. Кальцит и доломит выполняют роль связующей массы, заполняя межполовые пространства и интерстиции рудообразующих минералов. Апатит в рудах мелкозернистый (0,5–1 мм), равномерно рассеян (20–30 %) совместно с магнетитом (10–40 %) или концентрируется вблизи полосчатых магнетитовых агрегатов, содержание которых увеличивается к центральной части нельсонитового тела. Наряду с полосчатыми выделениями магнетита, развиты его пятнистые выделения с апатит-биотитовой оторочкой, что определяет пятнисто-полосчатую текстуру богатых апатит-магнетитовых руд, отмечаемую, кстати сказать, и в рудном комплексе Ковдора [19]. Среднее содержание железа в апатит-магнетитовых рудах 27,5 %.

Химический анализ апатитов из апатит-карбонатных и апатит-магнетитовых руд (табл. 2) свидетельствует о принадлежности их к низкофтористой разновидности с небольшим содержанием редких земель (≤ 1 %), что сближает исследуемые минералы с апатитами из доломитовых бэфосфоритов черниговского комплекса Украинского щита, сопровождающихся однотипным апатит-магнетитовым оруденением [11]. Апатиты из карбонатов и сили-

катно-карбонатных пород в целом сходны по химизму с рудообразующими апатитами. Различие заключается в повышенной магнезиальности первых.

Характерной особенностью состава магнетитов из апатит-магнетитовых руд является их стерильность в отношении таких примесных компонентов, как титан, хром, марганец, магний (табл. 3), что свойственно и магнетитам вмещающих оруденение пород карбонатитового комплекса. Необходимо отметить, что бэфоситы черниговского комплекса содержат включения магнетитовых фоскоритов с высокотитанистым магнетитом [11]. Мало варьируется химический состав ильменитов апатит-магнетитовых руд (табл. 3), обладающих, напротив, повышенной титанистостью в сравнении с тем же минералом рудной ассоциации карбонатитового комплекса Украинского Приазовья [11].

Крайне низкие концентрации примесных компонентов в окиснорудных минералах Дубравинского месторождения апатит-магнетитовых руд используются Г. К. Еременко с соавторами [14] в качестве довода для отнесения всего карбонатитового комплекса к щелочным тетраферрислюдыстым магнезиально-кальциевым апатитоносным метасоматитам.

Таблица 2

Химический состав апатитов из пород Дубравинского массива (%)

Оксиды	Лейкокарбонатит	Апатит-магнетитовая руда	Пегматоидный карбонатит	Щелочной пироксенит с кальцитом, биотитом и щелочным амфиболом	Мелакарбонатит	Доломитовый бэфосит черниговского карбонатитового комплекса
SiO ₂	0,28	0,20	0,45	0,60	0,20	Не обн.
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,05	0,18	0,02	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,20	0,20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,10	0,22	0,15	0,28	0,30
FeO						
MnO	Не обн.	0,05	0,10	0,06	0,02	Не обн.
MgO	0,01	0,12	1,32	1,20	Не обн.	Не обн.
CaO	53,68	53,84	53,33	54,21	55,70	53,92
SrO	Не опр.	0,05	0,58	0,39	0,43	0,71
Na ₂ O	0,12	0,11	0,18	0,13	0,16	0,22
K ₂ O	0,08	0,04	Не обн.	Не обн.	0,18	Не обн.
P ₂ O ₅	41,51	41,88	40,70	40,81	41,68	42,07
H ₂ O	1,20	0,80	0,63	0,63	0,21	0,14
REE ₂ O ₃	0,94	0,85	0,79	0,55	0,85	0,85
F	1,7	1,35	1,29	1,00	1,06	3,27
CO ₂	0,64	0,40	0,39	0,24	Не обн.	Не опр.
Сумма	100,26	99,94	100,03	100,15	100,79	101,51
O=F	0,72	0,61	0,54	0,42	0,45	0,97
Сумма	99,54	99,31	99,49	99,73	100,34	100,54

Формирование апатит-магнетитовой минерализации, по их представлению, связано с метасоматической переработкой вулканогенно-осадочных пород михайловской серии, обогащенных магнием, кальцием, железом и фосфором, под воздействием гранитоидов атамановского комплекса нижнего протерозоя. Отметим, что, обладая в целом более высокими содержаниями примесных компонентов (магний, титан, марганец, алюминий), магнетиты фанерозойских апатитоносных карбонатитовых комплексов, в отличие от магнетитов докембрийских линейно-трещинных карбонатитовых тел, обнаруживают весьма существенные вариации состава [1], что в ряде случаев обусловлено вертикальной зональностью апатит-магнетитовых рудных залежей. Установлено, в частности, закономерное уменьшение содержаний магния и марганца в магнетитах рудного комплекса Ковдора с глубиной, следовательно, карбонатиты абиссальных фаций содержат более стерильный магнетит в отличие от приповерхностных и гипабиссальных образований. Что же касается точки зрения метасоматического

генезиса карбонатитов КМА за счет пород михайловской серии, то она находится в противоречии с геологическими (карбонатитовый массив располагается среди гранитогнейсов и мигматитов обоянской серии раннего архея) и геохимическими (вулканогенно-осадочные образования михайловской серии не специализированы на фосфор) данными. Из сравнений содержаний фосфора в эквивалентных типах апатитовых руд Дубравинского и Новополтавского месторождений (см. табл. 1) видно, что оба рудоносных объекта характеризуются близкими содержаниями главного рудообразующего компонента при несколько более высоком средневзвешенном его содержании для карбонатитов КМА. В пределах черниговского комплекса выделены кимберлитовые карбонатиты [11], брекчиевидная текстура которых обусловлена сегрегационными включениями и ксенолитами силикатных пород в карбонатном цементе, содержащем апатит (5–12%). Подобные апатитоносные породы в составе Дубравинского карбонатитового комплекса не установлены.

Таблица 3

Химический состав магнетитов и ильменитов из апатит-магнетитовых руд (%)

Оксиды	Магнетиты								Ильмениты		
	скв. 5402, глуб. 235 м	скв. 5402, глуб. 256 м	скв. 5402, глуб. 412 м	скв. 5402, глуб. 434 м	скв. 5402, глуб. 442 м	скв. 5402, глуб. 448 м	скв. 5402, глуб. 458 м	скв. 5402, глуб. 464 м	скв. 5402, глуб. 412 м	скв. 5402, глуб. 434 м	скв. 5402, глуб. 442 м
SiO ₂	Не обн.	0,05	0,02	0,01	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	0,03	0,04	0,02	0,02	0,07	0,06	0,05	0,02	52,35	52,79	52,83
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,026	0,19	0,18
Cr ₂ O ₃	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	0,01	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	68,84	68,21	69,15	68,7	68,75	68,98	68,88	68,9	42,69	42,4	42,02
FeO	30,93	30,57	31,08	30,74	30,96	30,9	30,92	30,88			
MnO	0,05	0,11	0,05	Не обн.	Не обн.	0,04	0,02	0,01	2,96	3,04	2,85
MgO	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.	1,69	1,7	1,81
CaO	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01
Na ₂ O	0,01	0,05	Не обн.	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,87	99,08	100,3	99,57	99,8	100,1	99,89	99,81	100,0	100,0	99,71

Редкие металлы в карбонатитах. Редкие металлы (ниобий, тантал, цирконий, гафний) являются характерными элементами пород формаций щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Имеющиеся литературные данные о редкометальности карбонатитов [5] свидетельствуют о том, что накопление ниобия, тантала, циркония, гафния сингенетично процессу формирования карбонатитов, то есть повышенная редкометальность этих пород имеет эндогенную природу. Вместе с тем, как по-

казали детальные геохимические исследования В. С. Самойлова [19], представления о повсеместном аномальном обогащении карбонатитов редкими элементами в целом не соответствуют действительности: различные фациальные типы этих пород обнаруживают, как правило, неодинаковый уровень концентрации ниобия, тантала и других редких металлов.

Немногочисленные аналитические данные по карбонатитам КМА (15 определений) показывают

сравнительно устойчивые содержания ниобия ($85 - 180 \cdot 10^{-4}\%$) и тантала ($1,5 - 6 \cdot 10^{-4}\%$) как в силикатных, так и карбонатных породах с некоторой тенденцией обогащения этими элементами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа ($200 \cdot 10^{-4}\%$ ниобия и $12 \cdot 10^{-4}\%$ тантала). Отношение Nb/Ta меняется в пределах 55–30, опускаясь для апатит-магнетитовых руд до 18,5. Приводимые здесь данные по содержанию и соотношению ниобия и тантала в карбонатах КМА в целом соответствуют таковым для аналогичных образований щелочно-карбонатных комплексов мира [19], но занимают область минимальных концентраций и отношений Nb/Ta установленного интервала варьирования, что в общем случае не свидетельствует о перспективности карбонатного комплекса КМА на редкометальное оруденение. К этому следует добавить вероятное отсутствие собственных минералов ниобия и тантала; элементы, по-видимому, рассеяны в породообразующих (пироксен, амфибол, биотит), рудных (ильменит, магнетит) и акцессорных (сфен) минералах, как это установлено для карбонатов черниговского комплекса [11].

Цирконий и гафний, в отличие от рассмотренных элементов, обнаруживают отчетливо выраженное стремление концентрироваться в щелочных сиенитах и нордмаркитах ($360 - 520 \cdot 10^{-4}\%$ Zr и $< 1 - 5 \cdot 10^{-4}\%$ Hf), что в 1,5–5 раз выше кларковых значений для средних магматических пород по А. П. Виноградову. Из пород карбонатной серии наиболее обогащены цирконием и гафнием силикокарбонаты ($350 \cdot 10^{-4}\%$ Zr, $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ Hf). Щелочные пироксениты содержат соответственно $130 \cdot 10^{-4}\%$ циркония и $< 1 \cdot 10^{-4}\%$ гафния, что также превышает кларковые уровни концентраций этих элементов ($30 \cdot 10^{-4}\%$ Zr и $< 0,1 \cdot 10^{-4}\%$ Hf соответственно). Отношение Zr/Hf (≥ 100) так же, как и абсолютные содержания этих элементов, соответствуют карбонатам магматической природы [19]. Основными концентратами циркония и гафния в карбонатах являются собственные минералы циркония — циркон, присутствующий практически во всех породных группах, и бадделит, присутствие которого вероятно в кальцит доломитовых разновидностях. Кроме того, часть циркония и гафния рассеяна в породообразующих темноцветных минералах и гранатах.

Условия образования апатитовых концентраций. Формирование повышенных концентраций апатита сопровождается практически весь многоэтапный процесс развития карбонатитообразую-

щей системы начиная с кристаллизации силикатных парагенезисов и кончая экзоконтактовой фенитизацией. При этом максимум насыщения фосфором достигается на собственно карбонатитовом этапе. Экспериментальные исследования растворимости фосфора в первичной магме нефелинитового состава показывают, что при температуре $1320\text{ }^\circ\text{C}$ щелочная магма растворяет $12,5\%$ P_2O_5 , что в 1,5 раза выше растворимости этого компонента в толеитовом расплаве при той же температуре. Увеличение щелочности расплава стимулирует дальнейший рост растворимости P_2O_5 . Таким образом, щелочные магмы характеризуются весьма высокой фосфатностью, предопределенной повышенной концентрацией ювенильного фосфора в блоках «аномальной» мантии, ответственной за формирование щелочных (в том числе и карбонатитовых) расплавов. Последние, генерируемые вблизи солидуса мантийных перидотитов, могут растворять до 10% P_2O_5 . При этом солидус карбонатизированного перидотита снижается на $50\text{ }^\circ\text{C}$ и более [6].

В обособлении фосфора от силикатной и карбонатной матриц важная роль принадлежит флюидно-магматической дифференциации. Экспериментальные исследования в системах с фосфоросодержащим щелочно-карбонатным флюидом свидетельствуют о появлении в интервале температур $1100-1350\text{ }^\circ\text{C}$ и давлений $18-20$ кбар четких признаков несместимости в жидком состоянии с обособлением силикатной, карбонатной и обогащенной фосфором фаз. Состав фосфатных глобулей $\text{K}_{0,62}\text{Na}_{6,44}\text{Ca}_{2,53}\text{Mg}_{13,43}\text{Fe}_{1,6}\text{Ti}_{0,13}\text{Al}_{0,53}\text{Si}_{0,49}\text{P}_{10,79}\text{O}_{50}$ (в эквивалентных формульных единицах) видоизменялся вследствие интенсивной экстракции петрогенных элементов водным и водно-карбонатным флюидом, что и вызвало в определенном интервале температур и давлений массовую кристаллизацию апатита [18].

Апатитовые сегрегации в карбонатах являются следствием кумулюсной кристаллизации этого минерала, о чем свидетельствуют ярко выраженный идиоморфизм кристаллических индивидуумов и агрегатов, а также данные по распределению редкоземельных элементов в сосуществующих апатите и кальците. Приводимые нами данные, а также сведения, полученные Ю. А. Багдасаровым [3], показывают 8–10-кратное обеднение редкими землями кальцита относительно сосуществующего апатита на всем протяжении редкоземельного спектра. Это возможно в случае ранней кристаллизации апатита, что дополнительно подтвержда-

ется характером концентрирования европия (δEu апатитовой фракции $> \delta Eu$ карбонатной фракции). Сказанное не относится к апатитам из поздних жил пегматоидных лейкокарбонатитов, которые, согласно данным Ю. А. Багдасарова [3], обеднены редкими землями.

Относительно возникновения апатит-силикатных концентраций в докарбонатитовых ультрамафитах среди исследователей карбонатитовой проблемы нет единого мнения. Различные воззрения, касающиеся происхождения данного типа месторождений, подвергнуты критическому анализу в работе Э. А. Ланды и Л. С. Егорова [16]. Исходя из очевидности более поздней кристаллизации апатита относительно клинопироксена в щелочных пироксенитах можно предположить, что некоторая часть фосфора осталась во флюидной фазе, которая, опередив карбонатитовый расплав, мигрировала в ранее сформировавшиеся пироксениты, катализируя апатитизацию и амфиболизацию докарбонатитовых пород. По-видимому, с этой причиной связано накопление фосфора и в экзоконтактовых фенитах. Как показали термобарогеохимические исследования минералов карбонатитового комплекса КМА [18], в породах присутствуют три генерации апатита: раннемагматический, кристаллизовавшийся из силикатного расплава при $1100\text{ }^{\circ}\text{C}$ позднемагматический, кристаллизация которого происходила из соленого расплава при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, и автометасоматический, отлагавшийся из флюида в пределах $650\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа, по мнению Л. С. Егорова [16], являются заключительными дифференциатами карбонатитового расплава, отделение которых от основного объема кристаллизующейся магмы возможно как на глубине, так и в камере современного залегания. В первом случае апатит-магнетитовые руды прорывают вмещающие их карбонатиты, во втором — образуют с карбонатитами постепенные переходы, что обычно и отмечается в карбонатитах КМА. Нельсонитовый расплав носил эвтектоидный в отношении P_2O_5 характер ($18\text{--}22\%$) и испытывал ликвацию на существенно апатитовую (карбонат апатитовую) и магнетитовую фракции [26]. Ликвационная природа апатит-магнетитовых руд подтверждается их полосчатой и полосчато-шлировой текстурой, наблюдаемой во многих карбонатитовых массивах, в том числе и в карбонатитах КМА.

Перспективы использования апатитовых руд. Развитие агропромышленного комплекса страны предусматривает постоянное увеличение поставок

высококачественных азотно-фосфорных удобрений. К 2010 году сельское хозяйство должно получить 35 млн тонн минеральных удобрений, а также не менее 100 млн тонн известковых материалов. Подобные темпы роста ставят перед геологической наукой и геологоразведочным производством задачу эффективного прогноза и поисков новых месторождений агрохимического сырья, а перед химической технологией — разработки новых, более рациональных способов переработки руд. Это в полной мере относится и к проблеме фосфатной сырьевой базы, поскольку запасы высокосортных руд Хибинской группы месторождений в значительной степени истощены и в последнее двадцатилетие наметилась тенденция снижения качества разведываемого сырья [22].

Решить эту проблему вряд ли возможно без изучения и подготовки к эксплуатации апатитовых месторождений в карбонатитовых комплексах, на что уже неоднократно обращалось внимание ученых [16, 19, 23]. За рубежом известен ряд карбонатитовых массивов, где уже в течение длительного времени разрабатываются месторождения апатита. Ценность апатитовых руд карбонатитовой формации заключается в их комплексности и сравнительной нетрудоемкости подготовки рудного концентрата. Примером является апатит-магнетитовое месторождение Палабора (ЮАР), содержащее более 1 млрд тонн высококачественных (магнетита — 35% , апатита — 25%) руд с годовым выпуском магнетитового и апатитового концентрата 2,5 млн тонн и 1 млн тонн соответственно [24].

К сожалению, апатитовые руды карбонатитовых комплексов России, как и ее Европейской части, так и Сибири и дальнего Востока, не удовлетворяют требованиям промышленности минеральных удобрений по содержанию в них основного полезного компонента — фосфора (табл. 4). Однако при разработке рациональных методов обогащения возможно получение апатитового концентрата со средним содержанием $36\% P_2O_5$ при извлечении $65\% P_2O_5$ из руд [22]. Рудный концентрат с такими технологическими параметрами пригоден для переработки непосредственно на удобрения. Для апатитовых руд карбонатитового комплекса КМА, содержащих в среднем $7,45\% P_2O_5$ и апатит с невысоким ($<0,75\%$) содержанием стронция, применимы в целом те же способы рудоподготовки, что и для других месторождений карбонатитовой формации (см. табл. 4). Кроме этого, возможно комплексное использование Дубравинского месторождения на базе попутного

получения сфенового и магнетитового концентратов, а также известковой муки, что существенно повышает перспективы карбонатитовых массивов в общем минерально-сырьевом балансе крупного территориально-производственного комплекса КМА.

Критерии апатитоносности. Щелочные ультраосновные породы по сравнению с аналогичными магматическими образованиями нормального щелочного ряда обладают общим повышенным геохимическим фоном в отношении таких элементов, как железо, титан, фосфор, редкие земли,

редкие металлы. Процессы магматической и флюидно-метасоматической дифференциации исходного расплава повышенной щелочности приводят к разделению силикатной и карбонатной фракции, являясь в то же время и рудоконцентрирующими факторами, способствующими высокой степени концентрации фосфора и редких элементов, в сотни раз превышающие таковые в мантийном субстрате [1]. Поэтому каждое проявление щелочных ультрамафитов в ассоциации с карбонатитами или без таковой должно оцениваться с позиции апатитоносности и редкометальности.

Таблица 4

Содержание P_2O_5 в апатитовых месторождениях магматического генезиса (%)

Месторождения и рудопрооявления; типы руд	Содержание P_2O_5	Метод рудоподготовки	Извлечение P_2O_5	Содержание P_2O_5 в товарном продукте
Хибинская группа (Кольский п-ов); апатит-нефелиновый:				
богатые	26	Флотация	92–95	39,4
бедные	19			
убогие	15			
Ошурковское (Забайкалье); апатит-силикатный	3,7	–	81–87	35
Селигдарское (Якутия); апатит-карбонат-силикатный	6,7	–	67	36,6–37,5
Ковдорское (Кольский п-ов); комплексный апатит-магнетитовый	6,5	–	60–70	35–39
Новополтавское (Украинское Приазовье); комплексный апатит-магнетит карбонатно-силикатный	6,85	–	60–70	37
Дубравинское (КМА); комплексный апатит-магнетит карбонатно-силикатный	7,45	–	60–70	36–39

Примечание: использованы данные О. М. Римской-Корсаковой [17], Е. Б. Глевасского, С. Г. Кривдика [11], А. Н. Кузнецова [15].

В пределах щелочно-карбонатитовых массивов апатитоносными являются как породы силикатного состава, так и собственно карбонатиты. Однако не все породные группы в одинаковой степени насыщены фосфором даже в пределах одного массива. Это обстоятельство, кроме структурного (приуроченность ультрамафит-карбонатитовых тел к зоне единого глубинного разлома) и петрологического (формирование родоначальной магмы вследствие аномального обогащения магмогенерирующего субстрата щелочами, фосфором, редкими элементами) критериев, позволяет предложить ряд геохимических показателей, применение которых целесообразно для оценки потенциальной апатитоносности вновь выявленных бурением ультрамафитовых тел повышенной щелочности.

Апатитоносные пироксениты и комагматичные им карбонатиты обладают устойчивой апатитностью (> 1), высокой относительной железистостью ($\geq 0,5$; для бефорситов $\geq 0,4$), повышенными отношениями титана к магнезию (≥ 10 ; для бефорситов ≥ 3). Степень окисленности железа и показатель магнезиальности карбонатов являются чувствительными критериями апатит-магнетитового оруденения нельсонитового типа. Перспективными на руды этого типа являются те производные карбонатитовой серии, которые обладают повышенными значениями окисленности железа ($> 0,5$) и магнезиальности карбонатов (≥ 17), обусловленными массовой кристаллизацией магнетита и сменой видового состава карбонатных парагенезов.

Структура геохимических ассоциаций в 14-компонентном пространстве признаков отражает различия в силе и направленности корреляционных связей между петрогенными и рудообразующими элементами ультрамафит-карбонатитовых парагенезисов (рис. 3). В апатит-магнетитовых рудах отчетливо выделяются два рудообразующих кластера: апатитовый и окиснорудный (см. рис. 3А). Последний включает окисное и закисное железо, марганец, титан, которые положительно коррелируются на значимом уровне с апатитсоставляющими элементами. Апатит-карбонатные руды сохраняют в своем составе апатитовый кластер, элементы которого антагонистичны магнетитобразующей группе и магнию (см. рис. 3Б). В апатит-силикатных рудах

наблюдается в основном та же картина геохимических связей внутри магнетитового и апатитового кластеров (см. рис. 3В). Отличие заключается лишь в том, что апатитсоставляющие элементы положительно коррелируются со щелочами, алюминием и кремнием. Пироксениты, не содержащие рудных обособлений ($P_2O_5 < 1,5\%$), характеризуются наличием некомпактного кластера, в котором фосфор положительно коррелируется с титаном и окисным железом. Объединение этих элементов с карбонатсоставляющими компонентами фиксируется уже за пределом значимости групповой корреляции (см. рис. 3Г). Важно также отметить наличие антагонизма между магнием и закисным железом, с одной стороны, и щелочами, кремнием, алюминием — с

другой, что свойственно всем ультрамафитам и в данном случае подтверждает магматическую природу щелочных пироксенитов КМА. Сонахождение серы в одном кластере с закисным железом и магнием отражает приуроченность к пироксенитам сульфидных выделений, количество которых прямо зависит от магнезиальности пород.

Таким образом, к числу геохимических предпосылок, благоприятствующих апатитовому оруденению, следует отнести повышенную железистость, щелочность рудовмещающих пород, наличие характерных геохимических ассоциаций с выделением компактных по структуре рудообразующих (apatитового и магнетитового) кластеров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. Д. Магматические горные породы. Щелочные породы / Е. Д. Андреева, В. А. Кононова, Е. В. Свешникова, Р. М. Яшина. — М.: Наука, 1984. — 415 с.
2. Багдасаров Ю. А. Линейно-трещинные тела карбонатитов — новая субформация ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов / Ю. А. Багдасаров // Докл. АН СССР. — Т. 248. — № 2. — 1979. — С. 412–415.
3. Багдасаров Ю. А. Геохимические особенности апатитовой минерализации Дубравинского месторождения карбонатитов / Ю. А. Багдасаров // Докл. АН СССР. — Т. 280. — № 2. — 1985. — С. 479–483.
4. Багдасаров Ю. А. Вертикальная зональность Ковдорского апатит-магнетитового месторождения / Ю. А. Багдасаров // Геология руд. месторождений. — Т. XXVII. — № 4. — 1985. — С. 41–49.
5. Бородин Л. С. Редкоземельные камафориты / Л. С. Бородин, А. В. Лапин, А. Г. Харченков. — М.: Недра, 1973. — 173 с.

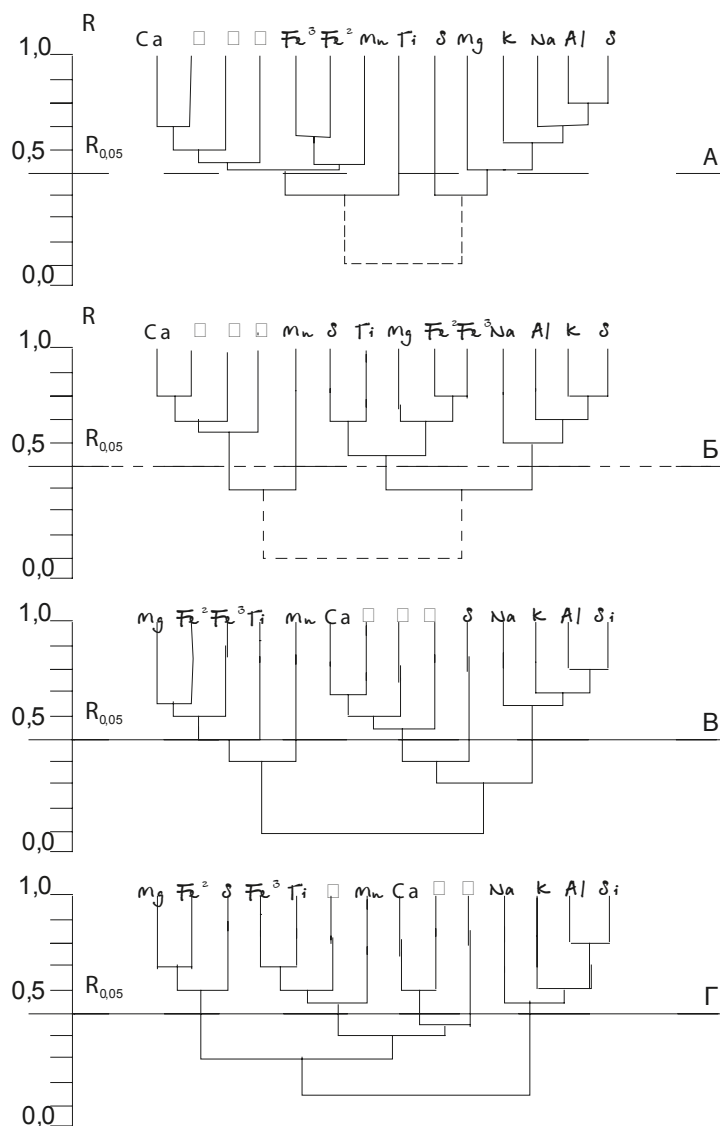


Рис. 3. Кластер-дендрогаммы (R-тип) апатитовых руд: А — апатит-магнетитовые в нельсонитах ($n_x = 21$), Б — апатит-карбонатные в карбонатитах ($n_x = 20$), В — апатит-силикатные в силикокарбонатитах ($n_x = 21$), Г — безрудные пироксениты ($n_x = 18$)

6. Бочаров В. Л. Апатитоносные карбонатиты КМА / В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. — Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1994. — 123 с.
7. Бочаров В. Л. Геохимия щелочно-карбонатитового комплекса КМА / В. Л. Бочаров // X Семинар «Геохимия магматических пород» : тез. докл. — М., 1984. — С. 21–23.
8. Бочаров В. Л. Апатитоносность карбонатитового массива КМА / В. Л. Бочаров, В. В. Багдасарова, В. И. Белых // Изв. АН СССР. Сер. геол. — № 9. — 1986. — С. 81–88.
9. Гинзбург А. И. Карбонатитовые месторождения / А. И. Гинзбург, Е. М. Эпштейн // Генезис эндогенных рудных месторождений. — М., 1968. — С. 155–212.
10. Глаголев А. А. Особенности апатитового оруденения и его место в генетической истории массивов ультраосновных-щелочных пород / А. А. Глаголев, Е. М. Эпштейн // Апатиты. — М., 1968. — С. 189–190.
11. Глевасский Е. Б. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик. — Киев : Наукова думка, 1981. — 228 с.
12. Дудкин О. Б. Закономерности формирования месторождений апатита при становлении щелочных интрузивных массивов / О. Б. Дудкин // 27-й Международный геологический конгресс : тезисы. — Т. VII. — М., 1984. — С. 257–258.
13. Егоров Л. С. Генетические типы эндогенной апатитовой минерализации в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов / Л. С. Егоров, Э. А. Ланда // Метасоматизм и рудообразование. — Л., 1972. — С. 209–212.
14. Еременко Г. К. Новый тип магнетитсодержащих апатитовых руд Курской магнитной аномалии / Г. К. Еременко, Е. Я. Марченко, А. В. Донгаль, В. И. Белых // Геол. журнал. — Т. 7. — 1985. — С. 9–19.
15. Кузнецов А. Н. Петрография апатитоносных диоритов юго-западного Забайкалья : автореф. дис. ... канд. — Новосибирск, 1977. — 24 с.
16. Ланда Э. А. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов / Э. А. Ланда, Л. С. Егоров. — М. : Недра, 1974. — 144 с.
17. Римская-Корсакова О. М. Апатитоносность Ковдорского массива / О. М. Римская-Корсакова // Апатиты. — М., 1968. — С. 191–198.
18. Романчев Б. П. Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА / Б. П. Романчев, В. Л. Бочаров // Геохимия. — № 7. — 1990. — С. 1047–1052.
19. Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов / В. С. Самойлов. — М. : Наука, 1984. — 191 с.
20. Сафронова Г. П. Породообразующие карбонаты и апатит Тикшеозерского массива / Г. П. Сафронова // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. — Петрозаводск, 1990. — С. 25–39.
21. Соколов А. С. Классификация и закономерности размещения фосфатов / А. С. Соколов // 27-й Международный геологический конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Доклады. Т. 15. — М. : Наука, 1984. — С. 48–58.
22. Тушина А. М. Перспектива использования фосфатного сырья для производства фосфорных удобрений / А. М. Тушина, В. Г. Страхов и др. // Фосфатное сырье и его термическая подготовка для электровозгонки желтого фосфора. — Л. : Наука, 1982. — С. 3–8.
23. Филько А. С. Прогноз и поиски месторождений апатита / А. С. Филько, Р. М. Файзуллин // Сов. геология. — № 12. — 1985. — С. 33–43.
24. Фролов А. А. Железорудные месторождения в карбонатит-щелочноультраосновных массивах центрального типа / А. А. Фролов // Геология руд. месторождений. — Т. XXVI. — № 1. — 1985. — С. 9–21.
25. Eriksen S. C. Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalaboro complex (South Africa) / S. C. Eriksen // Chem. Geol. Vol. 46, № 2, 1984. — P. 291–299.
- Philpotts A. R. Silicate liquid immiscibility in the tholeiitic basalt / A. R. Philpotts // J. Petrov. — Vol. 20. — 1979. — P. 99–109.