

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ПРИЗНАКИ КОНТАМИНАЦИИ ГАББРОНОРИТОВ ВТОРОЙ ФАЗЫ ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА КМА

П. С. Бойко

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 1 марта 2012 г.

**Аннотация.** Исследование совокупности породообразующих минералов ультрамафит-мафитов золотухинского комплекса в пределах Смородинского массива, а также анализ закономерностей распределения в них петрогенных и некоторых редких и рассеянных элементов показал присутствие ассимиляционных процессов в эволюции магматического расплава, впоследствии сформировавшего породные ассоциации габброноритов второй фазы, что выражается в неравновесности минерального и химического состава пород.

**Ключевые слова:** ультрамафиты, мафиты, РЗЭ, контаминация, КМА.

**Abstract.** The study of rock-forming minerals of ultramafic and mafic rocks of zolotukhinsky complex in the Smorodinsky massif' array, as well as analysis of the distribution in the major and some rare and trace elements showed the presence of assimilation processes in the evolution of magmatic melt, later generated the gabbronorite association of the second phase, resulting in a nonequilibrium mineral and chemical composition of rocks.

**Key words:** ultramafic and mafic rocks, REE, contaminaton, KMA

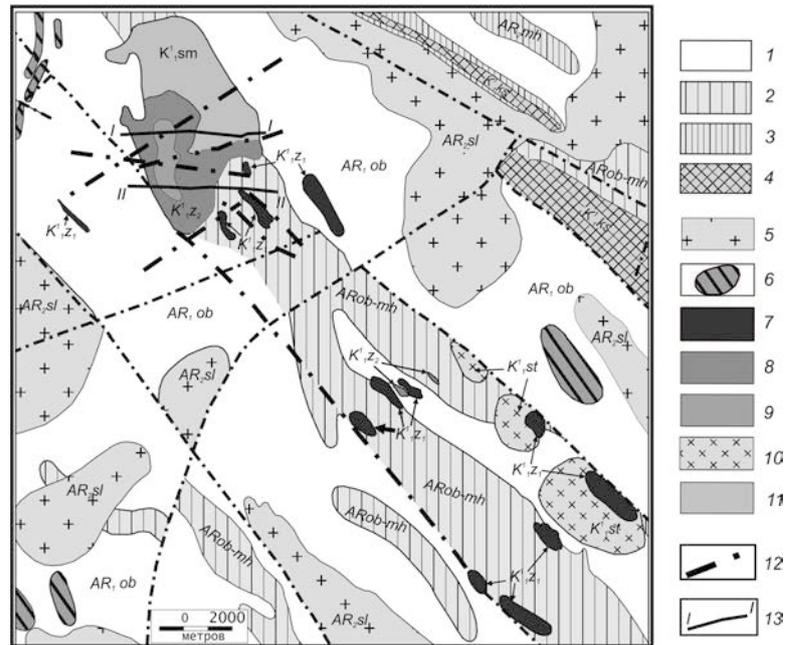
### Введение

Исследуемый золотухинский комплекс долгое время рассматривался как отдельный подтип развитаго в пределах юго-восточной части ВКМ рудоносного мамонского комплекса, с которым он по многим параметрам проявляет черты аналогии и лишь в 1999 году после утверждения на Региональном совещании породы габбронорит-перидотитовой формации обрели статус самостоятельного образования – двухфазного (гипербазитовая и базитовая фазы) дунит-перидотит-габброноритового золотухинского комплекса [1]. В этой связи долгое время комплекс не был исследован современными аналитическими методами и на сегодняшний день остаются дискуссионными ряд вопросов о формировании и эволюции пород комплекса. Целью данного исследования было определить характерные особенности распределения петрогенных, малых и редких элементов и с их помощью уточнить роль процессов кристаллизационной дифференциации и ассимиляции корового материала в процессе становления ультрамафит-мафитовой ассоциации золотухинского комплекса в пределах Смородинского массива.

### Геологическое строение

Петротипический для пород второй фазы золотухинского комплекса Смородинский pluton (рис. 1), расположенный в зоне пересечения крупных разломов, представляет собой достаточно крупный массив неправильной формы и сложен сочетанием крутопадающего штокообразного тела ультрамафит-мафитовых пород золотухинского комплекса с прорывающим его силлоподобным телом габбродолеритов смородинского комплекса. Породы первой фазы золотухинского комплекса представлены преимущественно аподунитовыми и, в большей степени, апоперидотитовыми серпентинитами. Основную часть разреза Смородинского плутона слагают породы второй фазы, представленные в различной степени измененными крупно-среднезернистыми габброноритами разного состава, с выделением обедненных клинопироксеном участков (нориты) и весьма лейкократовых разновидностей, близких по составу к анортозитам.

Среди среднезернистых габброноритов выделяются мелкозернистые разности этапов довнедрения, слагающие небольшой мощности (15–50 м) тела. Кроме этого, породы второй фазы содержат ксенолиты плагиогнейсов (скв. 3024), ультраосновных пород первой фазы (скв. 3009), насыщены инъекциями жил плагиогранитов стойло-николаевского комплекса.



**Рис. 1.** Схематическая карта Смородинского и Золотухинского участков (по [2, 3] с дополнениями): 1 – мигматизированные гнейсы обоянского ПМК; 2 – нерасчлененные породы обоянского ПМК и михайловской серии; 3 – кристаллические сланцы и метабазиты михайловской серии; 4 – железистые кварциты, сланцы, метапесчаники и метакогломераты, метабазиты курской серии; 5 – плагиограниты салтыковского комплекса; 6–9 – породы золотухинского комплекса: нерасчлененные ультрамафит-мфитовые тела (6), гапербазиты 1 фазы (7), амфиболитизированные габбронориты 2 фазы (8) и микроклинизированные габбронориты (9); 10 – габбродiorиты стойло-никалаевского комплекса; 11 – габбродолериты смородинского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – профили разрезов

### Методика исследований

На основании изучения более 300 шлифов и обработки более 100 анализов петрогенных окислов (заимствованы из опубликованных данных [4, 5] и для последующей обработки пересчитаны на безводный остаток) был отобран представительный набор проб из участков, максимально полно и широко характеризующих обзор основных петрографических видов пород [6] и в наименьшей степени подвергшихся воздействию наложенных процессов. Были изготовлены прозрачно-полированные шлифы для последующих рентгеноспектральных исследований, выполненных локальным микроанализом на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-5300 с энергодисперсионным аналитическим спектрометром Link ISIS в ИГЕМ РАН (г. Москва; аналитик Л. О. Магазина) [6].

Содержания и особенности распределения малых и редких элементов в отобранных образцах были исследованы высокоточным методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа – ICP MS в Аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка, руководитель Ана-

литического центра к.х.н. В.К. Карандашев) по методике, описанной в [7].

Обработка данных анализов производилась с помощью программного обеспечения Microsoft Excel 2003.

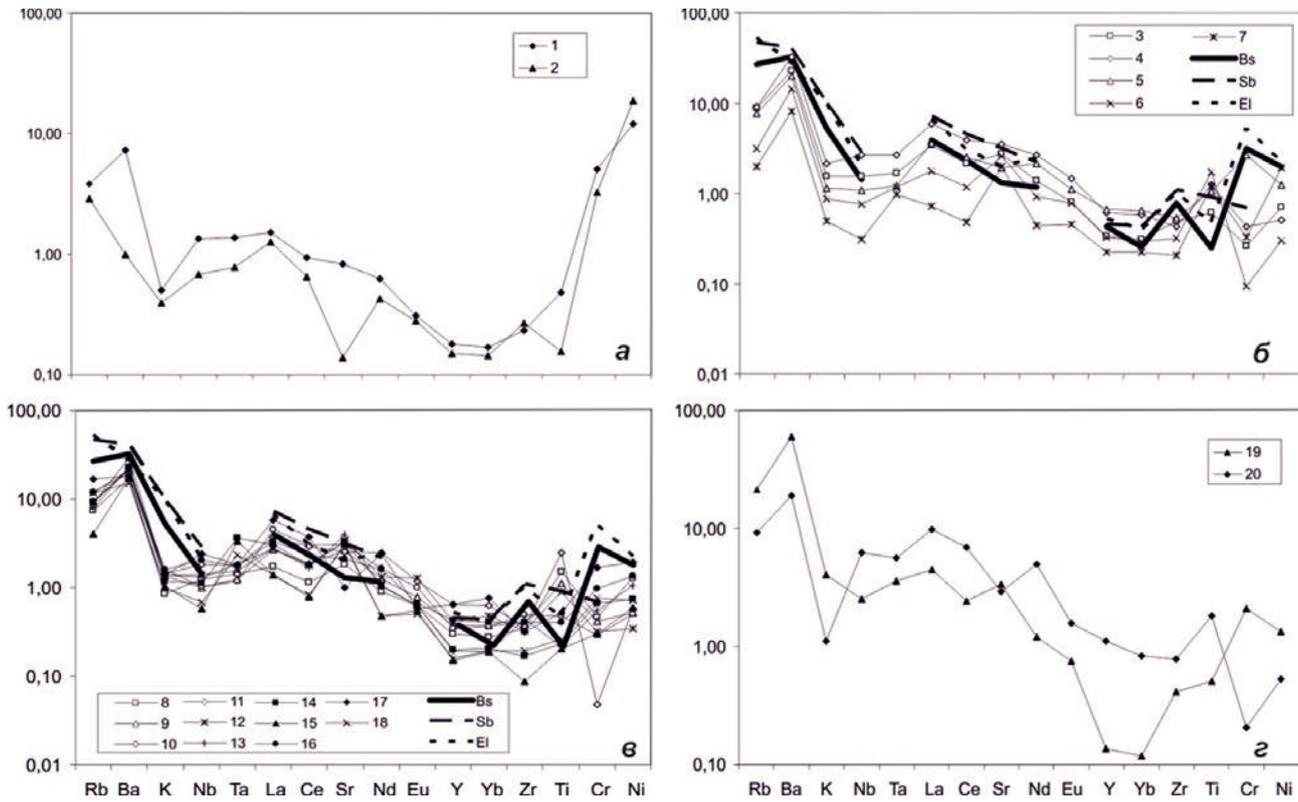
### Минералого-петрологические особенности пород

*Серпентинизированные перидотиты* – это массивные среднезернистые породы с реликтовоморфной структурой, обусловленной сочетанием изометричных серпентинизированных зерен оливина – хризолита ( $Fa_{10-17}$ ) и орто- и клинопироксенов – диопсида ( $En_{45-56} Wo_{41-46} Fs_{1-9}$ ) и энстатита ( $En_{98-92}$ ) с присутствием роговой обманки.

С позиции петрохимии породы первой фазы золотухинского комплекса характеризуются [4, 5, 8] высоким содержанием магния (35 % MgO) и железа (сумма  $FeO = 11,05$  %), постоянным присутствием алюминия и кальция (CaO и  $Al_2O_3$  до 1,5–2 %), крайне низкой концентрацией щелочей и фосфора и по своему химическому составу в большей степени отвечают гарцбургитам-лерцолитам. Общее содержание РЗЭ в этих породах не превышает 25 г/т, а соотношение легких и тяжелых

лантаноидов (нормализованных по хондриту С1 [9]) составляет 5,1–5,2. Закономерное отсутствие европиевых пиков также выражается в близком к единице (1,02–1,03) значении  $Eu/Eu^*$  [10]. На мультиэлементных диаграммах нормированных к MORB [11] распределения ультрамафитовых пород золотухинского комплекса (рис. 2, а) характеризуются отрицательным наклоном в поле редкоземель-

ных элементов, повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (за исключением калия) и резким обогащением транзитными элементами – титаном, никелем и хромом. При этом значения высокозарядных элементов, таких как тантал и ниобий близки к содержанию этих компонентов базальтах срединноокеанических хребтов.



**Рис. 2.** Мультиэлементные диаграммы пород золотухинского комплекса. Номера приведенных графиков соответствуют номерам анализов в табл. 1; буквами обозначены линии, соответствующие составам Бушвельдского плутона (Bs), интрузива Садбери (Sb) и Еланского норит-диоритового интрузива ВКМ (El) по [1]. Значения нормированы по MORB [11]

*Средне-крупнозернистые габбронориты* гипидиоморфнозернистой и габбровой структуры с массивной текстурой, сложены сочетанием короткопризматических пироксенов (2,5–3,0 мм) с таблитчатыми плагиоклазами (3,0–3,5 мм) двух типов (лабрадор-битовнит –  $An_{50-71}$  и андезин –  $An_{32-48}$ , в общей массе слагающих 35–70 об.% породы. Ромбические пироксены составляют от 20 до 40 об.%, в меланократовых разновидностях – до 50–60 об.%, представлены зернами размером от 0,3 до 1,5 мм и зачастую имеют изометричную, округлую форму. По составу пироксен соответствует гиперстену ( $En_{58-60}Wo_{2-6}Fs_{35-39}$ ), иногда бронзиту ( $En_{71-73}Wo_{2-8}Fs_{20-27}$ ) при подчиненном значении (5–15 об.%) ксеномор-

фного авгита. В большей части разреза массива пироксены встречаются в виде реликтов и замещены вторичными амфиболами.

Второстепенные минералы представлены ксеноморфными скоплениями биотита и единичными зернами кварца.

В петрохимическом отношении габбронориты второй фазы золотухинского комплекса в целом наследуют петрохимический облик гипербазитов первой фазы (высокие содержания магния, железа, постоянное присутствие алюминия и кальция при крайне низкой концентрации щелочей и фосфора) и принадлежат к породам нормальной щелочности высокоглиноземистых пород калий-натровой серии

Таблица 1  
Содержания редких элементов в породах золотухинского комплекса, г/т

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Rb	3,86	2,89	8,89	9,15	7,64	3,18	1,97	7,35	9,36	8,92	12,19	8,85	7,92	9,19	4,03	11,72	17,00	11,76	21,42	9,22
Ba	88,03	11,86	274,30	388,78	239,30	173,90	98,01	205,96	255,45	265,18	231,50	349,07	282,10	276,54	205,97	258,89	221,12	182,36	711,64	226,00
K	623,4	489,9	1910,2	2656,6	1420,1	1073,4	608,1	1070,2	1677,6	1996,5	1786,8	1723,6	1728,4	1476,9	1276,5	1971,2	1707,5	1242,2	5006,7	1386,6
Nb	3,33	1,69	3,88	6,68	2,74	1,91	0,77	3,12	2,50	2,59	4,58	3,49	3,27	2,80	1,44	5,05	6,04	1,71	6,24	15,67
Ta	0,23	0,13	0,28	0,46	0,21	0,20	0,17	0,24	0,21	0,20	0,30	0,26	0,31	0,61	0,58	0,30	0,31	0,40	0,61	0,96
La	4,53	3,79	10,22	17,50	10,67	5,32	2,19	5,20	8,08	13,67	11,18	8,37	8,24	9,13	4,16	10,15	17,51	4,12	13,47	29,46
Ce	9,40	6,49	21,47	39,35	25,42	11,85	4,77	11,35	18,64	30,32	29,28	17,84	16,88	17,90	7,80	23,16	37,71	8,27	24,02	68,89
Sr	112,63	18,73	374,54	471,26	264,44	351,58	270,50	245,76	358,73	420,13	349,70	470,80	533,36	443,29	432,34	281,79	134,23	409,41	461,62	393,43
Nd	4,99	3,40	11,13	21,28	17,09	7,31	3,58	7,10	9,99	12,96	19,50	10,38	8,21	8,34	3,77	12,69	19,18	3,85	9,54	39,60
Eu	0,37	0,34	0,97	1,74	1,35	0,93	0,54	0,75	0,93	1,18	1,43	1,52	0,75	0,76	0,65	0,81	0,69	0,60	0,90	1,90
Y	6,26	5,26	11,88	21,29	23,03	11,39	7,86	10,60	12,88	12,07	22,88	14,56	6,72	7,03	5,33	14,88	22,66	5,55	4,75	38,76
Yb	0,59	0,50	1,07	2,06	2,27	1,01	0,78	0,97	1,31	1,27	2,20	1,66	0,66	0,72	0,66	1,42	2,64	0,67	0,41	2,89
Zr	20,55	23,58	43,77	37,36	47,12	28,31	17,88	29,87	34,37	42,98	31,64	28,65	38,42	14,87	7,59	35,23	28,19	17,07	36,44	68,76
Ti	4915,2	1586,5	6285,3	12677,8	10860,9	17762,8	12593,7	15620,6	11536,8	4945,2	25095,4	9233,0	2204,3	2428,9	2099,1	4216,8	5258,6	2692,1	5258,6	18729,1
Cr	1464,7	948,3	76,2	124,4	770,4	27,4	93,6	135,8	121,6	83,5	13,7	92,7	160,1	190,5	85,8	280,6	492,3	223,3	610,1	59,5
Ni	1649,9	2615,7	96,5	70,3	172,6	42,1	262,8	175,0	71,9	70,3	80,9	46,8	144,6	101,5	82,3	186,9	265,3	98,0	182,6	73,1
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	5,6	4,6	7,0	6,7	3,9	4,1	2,1	4,1	5,0	8,3	4,7	3,8	8,9	8,7	4,2	5,7	5,0	4,3	20,5	8,4
Ce/Nb	2,8	3,8	5,5	5,9	9,3	6,2	6,2	3,6	7,5	11,7	6,4	5,1	5,2	6,4	5,4	4,6	6,2	4,8	3,8	4,4
Ba/Zr	4,3	0,5	6,3	10,4	5,1	6,1	5,5	6,9	7,4	6,2	7,3	12,2	7,3	18,6	27,2	7,3	7,8	10,7	19,5	3,3
Zr/Rb	5,3	8,1	4,9	4,1	6,2	8,9	9,1	4,1	3,7	4,8	2,6	3,2	4,9	1,6	1,9	3,0	1,7	1,5	1,7	7,5
Ti/Cr	3,4	1,7	82,5	101,9	14,1	648,0	134,5	115,0	94,9	59,2	1834,9	99,6	13,8	12,8	24,5	15,0	10,7	12,1	8,6	314,7
Ti/Rb	1273,6	548,1	707,2	1384,9	1422,4	5581,8	6380,3	2124,8	1232,3	554,6	2058,8	1042,9	278,5	264,4	521,5	359,7	309,2	228,9	245,5	2030,3

Примечание: 1–2 – ультрамафиты первой фазы; 1 – скв. 3011, гл. 401,0 м; 2 – скв. 3015, гл. 427,1 м; 3–7 – мелкозернистые габбронориты интермагматических даек; 3 – скв. 3009, гл. 422,1 м; 4 – скв. 3024, инт. 491,5–492,5 м; 5 – скв. 3024, инт. 495,0–496,0 м; 6 – скв. 3009, гл. 382,0 м; 7 – скв. 3009, гл. 481,5 м; 8–18 – среднезернистые габбронориты под телом габброидлеритов; 8 – скв. 3009, гл. 478,6 м; 9 – скв. 3022, гл. 243,2 м; 10 – скв. 3022, инт. 308,0–312,0 м; 11 – скв. 3022, гл. 471,5 м; 12 – скв. 3024, инт. 578,5–579,0 м; 13 – скв. 3032, гл. 522,5 м; 14 – скв. 3021, гл. 328,0 м; 15 – скв. 3021, гл. 460,0 м; 16 – скв. 3030, гл. 1094,0 м; 17 – скв. 3030, гл. 1139 м; 18 – скв. 3030, гл. 1355 м; 19–20 – лейкоративные габбронориты; 19 – скв. 3009, гл. 625,0 м; 20 – скв. 3030, гл. 565,5 м.

[5, 8]. Содержания редкоземельных элементов в них подвержены значительным колебаниям при общем закономерном увеличении от 21,7 до 117,5 г/т. Отношение легких лантаноидов к тяжелым изменяется от 3,6 до 8,4, однако в большинстве случаев оно близко к указанному для пород первой фазы (рис. 2, в). Для исследованных пород также характерны значительные вариации аномальных содержаний европия, что выражается в изменении отношения  $Eu/Eu^*$  от 0,54 до 1,58. По содержанию крупноионных литофильных элементов (исключая калий) породы характеризуются существенной обогащенностью по сравнению с базальтами срединнокеанических хребтов. Содержания высокозарядных элементов (особенно ниобия) подвержены значительным колебаниям, что указывает на неравномерное распределение этих элементов в породе, и может быть связано с неоднократным поступлением расплава. Следует также отметить повсеместно низкие содержания циркония во всех породных разновидностях золотухинского комплекса.

*Лейкократовые габбронориты* (анортозиты) характеризуются порфирированной структурой и пятнистой текстурой за счет обособления скоплений крупнозернистых зерен плагиоклаза, слагающих до 75–90 об.% и распределенных между ними скоплений и иногда прорастающих их отдельных изометричных амфиболитизированных зерен пироксена (5–10 %) при постоянном присутствии ксеноморфных выделений титаномагнетита. Плагиоклаз представлен крупными таблитчатыми (5 мм) и удлиненными (до 10 мм) иногда зональными зернами андезина, реликты пироксена представлены гиперстеном. Среди наиболее амфиболитизированных зерен пироксенов отмечаются отдельные обособления биотита неправильной формы.

Общие суммарные значения содержаний лантаноидов (до 183 г/т) и колебания отношения  $Eu/Eu^*$  (0,67–1,89). Разница в накоплении тяжелых и легких элементов (отношение  $La/Yb$  до 22,2) достигают своего максимума в крупнозернистых лейкократовых (анортозитовых) разновидностях (рис. 2, г). Для этих пород также характерны максимальные концентрации крупноионных литофилов при существенном накоплении титана за счет большого количества плагиоклаза в составе и присутствия в значительных количествах титаномагнетитовых руд.

*Мелко-среднезернистые габбронориты интермагматических даек* обладают габбровой структурой, массивной, местами директивной текстурой за счет слабоудлиненных зерен плагиоклаза лабрадор-андезина ( $An_{46-50}$ ) с содержанием до 45–50 об.%

и амфиболитизированных по периферии пироксенов: диопсида и гиперстена. В породах отмечаются отдельные единичные зерна биотита, кварца и аксессуарный апатит. Они характеризуются сходными со среднезернистыми аналогами петрохимическими характеристиками, а также общим количественным содержанием РЗЭ (79–105 г/т), их распределением (значения  $La/Yb$  колеблются от 4,7 до 8,5) и колебаниями значений  $Eu/Eu^*$  от 0,89 до 1,44 (рис. 2, б).

Интерпретация содержаний лантаноидов позволяет сделать вывод об общем их равномерном распределении в сингенетическом ряду пород золотухинского комплекса с накоплением, как общего содержания редких земель, так и легких и средних лантаноидов. Характерные для пород второй фазы комплекса значительные колебания значений  $\sigma Eu$  могут быть связаны как со значительной ролью фракционирования полевых шпатов на протяжении некоторых интервалов, вплоть до формирования анортозитовых горизонтов, так и с гидротермальным нарушением закрытой системы в процессе слабой амфиболитизации пород вследствие метаморфических преобразований. Как следствие, это не позволяет однозначно отдавать ведущую роль в становлении пород массива только процессам кристаллизационной дифференциации.

При сравнении с содержаниями малых и редких элементов в базальтах СОХ, становится заметным, что породы золотухинского комплекса существенно обогащены легкими лантаноидами и крупноионными литофилами при некоторой деплетированности в области высокозарядных элементов, особенно циркония, что с учетом вышеприведенных петролого-геохимических особенностей может указывать присутствие некоторой доли контаминации в процессе формирования породных ассоциаций комплекса. Подобное предположение нуждается в более подробном рассмотрении.

#### **Критерии ассимиляционной природы (на примере смородинского массива)**

Ассимиляция корового материала высокомагнезиальными мантийными магмами может играть существенную роль в их эволюции при продвижении к поверхности и отражается в химическом и минеральном составе пород [12–16]. Такие контаминированные магмы характеризуются специфическими особенностями петрографического, минералогического и изотопно-геохимического составов, позволяющими отличать их от расплавов, не подвергавшихся существенной коровой ассими-

Характеристика исходных расплавов различных интрузий (по [1])

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,62	49,14	55,59	57,00	56,26	Zr	159	8	68	96	90
TiO <sub>2</sub>	2,61	0,79	0,37	1,34	0,69	Y	29	2	15	16	18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	18,67	12,40	16,40	12,10	Yb	2,8	0,4	0,9	1,5	1,4
FeO	13,03	10,23	9,31	7,33	8,04	Ni	141	100	274	–	310
MgO	7,23	7,78	12,24	6,40	12,87	Cr	199	120	917	200	1510
CaO	10,13	9,52	7,10	7,28	6,09	(Ce/Yb) <sub>N</sub>	2,97	3,76	6,67	7,71	5,68
Na <sub>2</sub> O	2,39	3,08	1,75	2,41	2,16	Ce/Nb	2,01	5,8	6,44	6,12	6,14
K <sub>2</sub> O	0,45	0,27	0,80	1,55	1,48	Ba/Zr	0,60	17,0	5,79	5,13	3,70
Rb	15	1	27	46	53	Zr/Rb	10,6	8,0	2,52	2,09	1,70
Ba	96	136	394	492	333	Ti/Cr	78,7	39,5	2,22	14,4	1,56
Nb	16	1	3,6	7,3	5	Ti/Rb	1044	4740	76	62	45
La	12,8	2,5	11,6	21,3	20,3	MgO/FeO	0,55	0,75	1,30	0,87	1,60
Ce	32,1	5,8	23,2	44,7	30,7	SiO <sub>2</sub> /CaO	4,90	5,16	7,83	7,83	9,24
Sr	241	350	178	422	268	δ <sup>18</sup> O	6,1	6,0	6,8	6,7	–
Nd	21,2	3,9	9,5	17,4	19,6	εSr	-2,6	+14,8	+41,4	+54,9	–
P	946	473	602	870	1333	εNd	+3,1	-1,4	-5,7	-8,8	–
Sm	6,6	1,0	2,1	3,4	3,1	MG	0,74	0,72	0,94	0,77	0,91

*Примечание:* содержания петрогенных окислов даны в мас.%, редких элементов – в г/т. Параметры εSr и εNd объясняются в тексте. MG – величина Mg/(Mg + Fe) ликвидусного оливина или пироксена. (Ce/Yb)<sub>N</sub> – нормализованные к хондриту концентрации редкоземельных элементов. Использованные литературные данные по петрогеохимическому составу исходных расплавов приведены в тексте. Цифрами обозначены предполагаемые составы исходных расплавов: 1 – Скергаардского плутона; 2 – интрузива Киглайпет; 3 – Бушвельдского плутона; 4 – интрузива Садбери; 5 – Еланского норит-диоритового интрузива ВКМ. Анализы для пород Смородинского интрузива приведены в табл. 1.

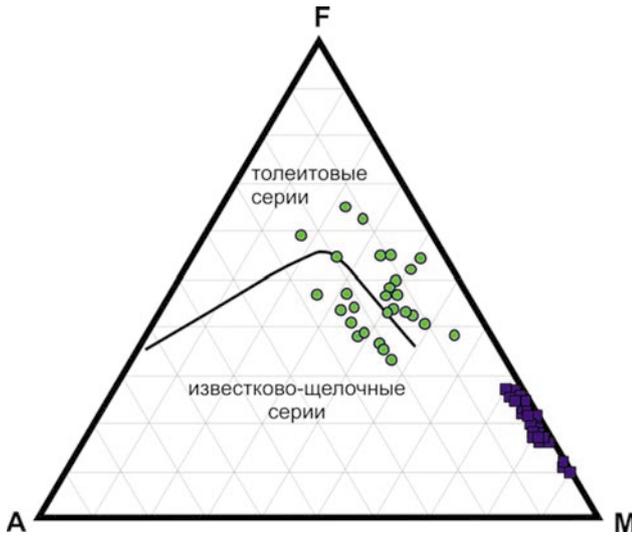
ляции [1]. Теоретические критерии распознавания ассимиляционного процесса были опробированы на природных объектах [1, 15–18], для которых по тем или иным признакам установлена значительная степень контаминации коровыми породами. В качестве магматических образований, в формировании исходных магм которых важную роль играла ассимиляция, выбраны такие хорошо изученные плутоны как Бушвельд и Садбери, а также нориты еланского комплекса и породы Елань-Вязовского и породы Елань-Вязовского плутона мамонского комплекса [15], а в качестве неконтаминированных объектов – интрузивы Скергаард и Киглайпет [все по 1]. Необходимые петрологические характеристики этих массивов представлены в табл. 2.

*Петрохимические критерии.* Известно, что ассимиляция примитивной магмой пород континентальной коры приведет к формированию гибридных расплавов, отличающихся несоответствием между высокими содержаниями MgO (характерными для мантийных расплавов) и повышенными концентрациями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O (характерными для пород коры). Кроме того, обедненность CaO как высокомагнезиальных мантийных выплавов, так и пород коры определяет пониженную известковистость и, как следствие, высокие величины отношений MgO/CaO и SiO<sub>2</sub>/CaO контаминирован-

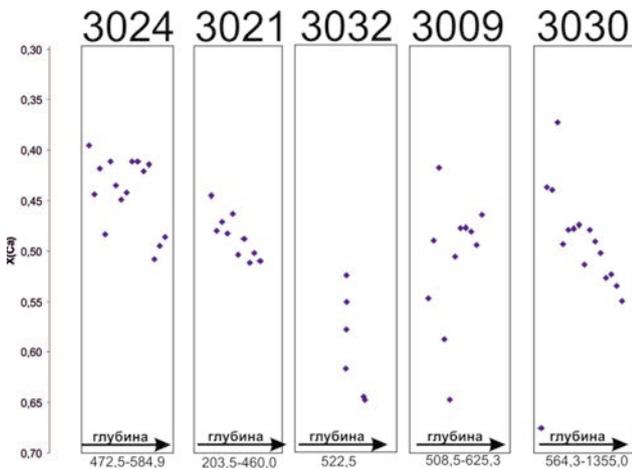
ных магм. И, наконец, контаминированные расплавы наследуют от примитивных магм высокие значения величины MgO/FeO отношения, поскольку по сравнению с ними кислые породы содержат небольшие концентрации как MgO, так и FeO, и даже существенная добавка корового материала лишь незначительно повлияет на отношение MgO/FeO в гибридных образованиях [1, 17].

Исследуемые породы золотухинского комплекса следуют данным критериям с известной долей допущения. Так, например, они действительно характеризуются высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (52,22–58,28 %) при значительных содержаниях MgO, достигающего в отдельных образцах мафитов значений 15 %. При этом габбронориты в подавляющем большинстве представляют собой существенно плагиоклазовые породы (60–90 %) и характеризуются достаточно высокими содержаниями CaO (2,58–5,5 %) при в несколько повышенных K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O с содержанием в сумме не более 3 % с примерно равным соотношением между ними [4, 7].

На диаграмме АФМ (рис. 3) отчетливо видно размещение точек габброноритов в поле как толеитового, так и известково-щелочного путей дифференциации. Подобное развитие пород массива может быть связано со значительной степенью



**Рис. 3.** Классификационная диаграмма AFM  $[(Na_2O + K_2O) - FeO_2 - MgO]$  для ультрамафитовой (показаны темными квадратами) и мафитовой (светлые круги) ассоциаций пород золотухинского комплекса КМА. Составы пород по [4, 8]. Граница толеитовой и известково-щелочной серий по Х. Куно [19]



**Рис. 4.** Изменение количества анортитового компонента в плагиоклазе в зависимости от расположения в разрезе массива (по профилю скважин 3024-3021-3032-3009-3030)

амфиболитизации как в процессе автотоморфических преобразований, так и в результате последующего регионального метаморфизма. Однако постоянно присутствующие в габброноритах первичномагматические биотит и кварц в большей мере отражают развитие процесса ассимиляции вмещающих пород. Важно отметить, что породы золотухинского комплекса, характеризуются значительно повышенной железистостью, что характерно для всех породных ассоциаций структурно-формаци-

онной зоны КМА. Повышенные содержания кальция при достаточно низких для контаминированных пород концентрациях калия могут быть объяснены существенно плагиогнейсовым составом вмещающих интрузии комплекса пород.

**Геохимические критерии.** Основными признаками контаминированных магм является с одной стороны их обогащенность Cr и Ni, а с другой – отчетливое наследование геохимических особенностей пород континентальной коры, которые характеризуются преобладанием крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Ba, легкие РЗЭ) относительно элементов с высокими зарядами (Zr, Ti, Y, Nb, Ta, тяжелые РЗЭ). Вследствие этого контаминация обогащенных Cr и Ni высокомагнезиальных магм коровыми образованиями неизбежно приведет к формированию гибридных расплавов, имеющих высокие величины отношений Ce/Yb, Ce/Nb, Ba/Zr и пониженные – Zr/Rb, Ti/Cr, Ti/Rb [1, 17, 18].

Отношение Ce/Yb (нормированных к MORB) в породах Смородинского интрузива колеблется в среднем от 4 до 7 и резко возрастает в наиболее лейкократовых разностях пород (8,4–20). Ненормированные Ce/Nb отношения характеризуется в целом меньшим колебанием значений и изменяются с 2,82 в ультрамафитах до 4,5–7,5 в габброноритах. При этом в отдельных образцах значение этого отношения увеличивается до 11,7. Отношение Ba/Zr также подвержено значительным колебаниям и составляет в среднем 5–6 в мелкозернистых габброноритах, повышаясь в среднезернистых разновидностях до 10–27. Описанные выше значения отношений для пород Смородинского плутона (см. табл. 1) близки к таковым для известных контаминированных интрузивов, которые приведены в табл. 2.

Отношение Zr/Rb наоборот, достаточно выдержано для всех пород и не превышает 4,85, за исключением некоторых образцов мелкозернистых габброноритов, где значение этого отношения повышается до 8–9, что также удовлетворяет требованиям, характерным для контаминированных интрузий. Для отношений Ti/Cr и Ti/Rb проявлен разброс значений, что затрудняет однозначную интерпретацию этих данных. Подобные колебания могут быть связаны со значительными колебаниями содержания Ti в породах, поскольку в разрезе отмечаются горизонты, обогащенные титаномагнетитовыми рудами. Так, например, средние значения Ti/Cr колеблются от 10 до 100, в некоторых образцах достигая 1834, в то время как значения

Ti/Rb отношения составляют от 200 до 550, иногда достигая значений 2000 и более.

*Минералогические критерии.* Ультраосновные расплавы характеризуются высокомагнезиальными составами минералов, и эта повышенная магнезиальность будет сохраняться даже при значительной степени ассимиляции кислых коровых пород, поскольку последние обеднены как MgO, так и FeO и слабо влияют на величину отношения Mg/Fe кристаллизующихся из контаминированной магмы минералов [1, 17, 18]. Важно так же подчеркнуть, что обогащенность коровых образований SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O обуславливает присутствие в гибридных породах в повышенных количествах кварца и калишпата, а также приводит к неравновесности раннего магнезиального оливина и его реакции с кремнеземистым расплавом с образованием ортопироксена по реакции: (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> + SiO<sub>2</sub> = (Mg,Fe)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Кроме того, ассимиляция богатых SiO<sub>2</sub> коровых образований сопровождается изменением порядка кристаллизации минералов, и первым выделяется ромбический пироксен, вследствие чего для контаминированных расплавов характерна гарцбургит-норитовая (т.е. ортопироксеновая) породная ассоциация [1, 18].

Наиболее важными минералогическими особенностями пород Смородинского массива являются: а) высокомагнезиальные составы фемических минералов как в гипербазитах (хризолита и бронзита), так и в мафитовых разностях, с существенным преобладанием ромбического приоксена (бронзита и гиперстена) в габброноритах при подчиненной роли авгита и диопсида, а также наблюдающаяся тенденция увеличения энстатитовой составляющей в пироксенах с глубиной; б) более кислый по сравнению с основными породами состав плагиоклаза при установленной вертикальной и латеральной зависимости состава плагиоклаза от его положения в разрезе массива с увеличением содержания анортитовой молекулы как с глубиной, так и от периферии к центральным частям массива (рис. 4); в) неравновесный характер породообразующей минеральной ассоциации: парагенезис высокомагнезиального ортопироксена с повсеместно присутствующими в породе биотитом, кварцем; г) большая степень амфиболитизации пород массива, проявленная при этом весьма неравномерно.

Несправедливым было бы не отметить, что для наиболее однозначного установления степени влияния ассимиляции на процессы формирования пород необходимо применение изотопных критериев. Так, по сравнению с примитивной мантией

породы верхней континентальной коры обогащены изотопами <sup>18</sup>O, <sup>87</sup>Sr и обеднены <sup>143</sup>Nd. Ассимиляция коровых образований должна привести к формированию расплавов, имеющих высокие величины отношений <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ( $\delta^{18}\text{O} > 6\text{‰}$ ) и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ( $\epsilon_{\text{Sr}} > 0$ ), но низкие значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$ ). Установление этих отношений требует привлечения результатов прецизионных изотопных исследований, которые будут получены в процессе изучения породной ассоциации золотухинского комплекса.

### Выводы

В результате проведенных исследований были определены характерные для пород комплекса особенности распределения петрогенных, малых и редких элементов. Анализ концентраций и характер распределения редкоземельных и высокозарядных элементов в изученных типах пород Смородинского плутона показали, что формирование породных ассоциаций золотухинского комплекса происходило под воздействием процессов ассимиляции корового вещества. В результате породы характеризуются несоответствием между высокими содержаниями K, Rb, Ba, легких РЗЭ и повышенными концентрациями MgO, Cr, Ni, а также относительной обедненностью Nb, Ta, Ti, тяжелыми РЗЭ, что выражается в неравновесной ассоциации высокомагнезиального ортопироксена с присутствующими породах кварцем и биотитом.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов НИЧ 11001, ГК № 5-НИР-ОК-02-2010 (в рамках программы ОНЗ2 президиума РАН), ГК «Роснаука-НОЦ» и ГК-02.740.11.0021*

### ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
2. Чернышов Н. М. Гипербазиты КМА / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. – Воронеж, 1981. – 252 с.
3. Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минералогическая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Ю. Альбеков. – Воронеж, 2002. – 24 с.
4. Чернышов Н. М. Химические составы основных и ультраосновных пород докембрия Воронежского кристаллического массива : справочник / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров. – Воронеж, 1972. – 240 с.
5. Бойко П. С. Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и

металлогенической специализацией: тезисы доклада «Минерагения докембрия» / П.С. Бойко // Материалы всероссийской конференции. – Петрозаводск, 2009. – С. 25–29.

6. *Бойко П. С.* Петрография пород второй фазы золотухинского комплекса (структурно-формационная зона КМА) / П. С. Бойко // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С. 159–170.

7. *Olive V. A.* Protocol for the determination of the rare earth elements at picomole level in rocks by ICP-MS: Results on geological reference materials USGS PCC-1 and DTS-1 / V. Olive, R. M. Ellam, L. Wilson // Geostandards Newsletter – the Journal of Geostandards and Geoanalysis. – 2001. – Vol. 25. – P. 219–228.

8. *Бочаров В. Л.* Геохимия и рудоносность ультрамафит-мафитовых формаций Воронежского кристаллического массива : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / В. Л. Бочаров. – Киев, 1985. – 56 с.

9. *Palme H.* Abundances of the elements in the solar system / H. Palme, H. Beer // Landolt-Borstein Group VI: astronomy and astrophysics: instruments; methods; Solar System. – Berlin : Springer, 1993. – P. 196–221.

10. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 265 с.

11. *Bevins R. E.* Petrology and Geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition / R. E. Bevins, B. P. Kokelaar, P. N. Dunkley // Proc. Geol. Ass. – 1984. – V. 95. – P. 337–347.

12. *Huppert H. E.* Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust / H. E. Huppert, R. S. J. Sparks // Earth Planet. – Sci. Letters. – 1985. – V. 74, № 4. – P. 371–386.

13. *Sparks R. S. J.* The role of crystal contamination through geological time / R. S. J. Sparks // Earth Planet. Sci. Letters. – 1986. – V. 78, № 2/3. – P. 211–223.

14. *Шарков Е. В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Е. В. Шарков. – М. : Научный мир, 2006. – 368 с.

15. *Чернышов Н. М.* Качественная оценка образования первичного магматического расплава Елань-Вязовского Плутона / Н. М. Чернышов, Ю. Д. Синюков // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия: Геология. – 1998. – № 6. – С. 106–117.

16. *Чернышов Н. М.* Признаки контаминированной природы Ольховского габбронорит-кварцмонзонит-гранитного плутона в связи с перспективной оценкой его платиноносности (ВКМ, Центральная Россия) / Н. М. Чернышов, М. В. Рыборак // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов : матер. Всероссийской конф. – Сыктывкар, 1998. – С. 99–100.

17. *Чернышов Н. М.* Роль ассимиляции при формировании платиноносных ультрамафит-мафитовых рудномагматических систем кратонной стадии / Н. М. Чернышов, А. В. Переславцев // Магматизм и геодинамика : материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ. – Уфа : Ин-т геологии УНЦ РАН, 1995. – Кн. 4: Петрология и рудообразование. – С. 150–152.

18. *Переславцев А. В.* Петрология норит-диоритовых интрузий докембрия Воронежского кристаллического массива в связи с проблемой их никеленосности : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. В. Переславцев. – Воронеж, 1993. – 23 с.

19. *Kuno H.* Differentiation of basalt magmas / H. Kuno // Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2. Interscience / ed by H. H. Hess, A. Poldervaart. – N.Y., 1968. – P. 623–688.

*Воронежский государственный университет*

*П. С. Бойко, преподаватель кафедры минералогии, петрографии и геохимии*

*Тел. 8 (473) 220-87-79*

*boyko@geol.vsu.ru*

*Voronezh State University*

*P. S. Boiko, lecturer, Chair of Mineralogy, Petrography and Geochemistry*

*Tel. 8 (473) 220-87-79*

*boyko@geol.vsu.ru*