

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНДЕЗИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ
КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ:
ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ****С. В. Цыбуляев¹, К. А. Савко¹, М. В. Червяковская²**¹*Воронежский государственный университет*²*Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого
Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург*

Поступила в редакцию 18 февраля 2019 г.

Аннотация: субвулканические андезитовые порфириды глазуновской свиты Курского блока Восточной Сарматии являются высоко калиевыми с сильным фракционированием REE ((La/Yb)_n = 33–49) и отсутствием Eu аномалии (Eu/Eu* = 0,89–0,99). На диаграммах с нормированием к примитивной мантии они характеризуются обогащением LILE и деплетированием Nb, Ti, и HREE. В андезитовых порфиридах проявлены адакитовые геохимические характеристики, выраженные очень высокими значениями La/Yb и Sr/Y отношений. Вулканиды имеют отрицательные значения εNd₍₂₀₆₇₎ (от – 3,8 до – 4,7). По содержанию первичного изотопного состава гафния выделяются две контрастные группы. Первая с величинами εHf₍₂₀₆₇₎ от + 3,3 до + 6,8, вторая с εHf₍₂₀₆₇₎ от – 12,7 до – 13,3. Предполагается, что адакитовые сигнатуры порфиритов возникли в результате двухстадийного процесса: 1) ассимиляции коровых пород мантийным расплавом в основании деламинированной коры и 2) кристаллизационной дифференциации базальтовых магм в верхнекоровых магматических камерах. Источником первичных магм, вероятнее всего, являлся водосодержащий гранатовый перидотит, плавление которого происходило при давлениях превышающих 1,5 ГПа и температурах более 1000 °С. Наиболее вероятными интрузивными комагматами андезитовых порфиритов являются породы габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации Стоило-Николаевского комплекса.

Ключевые слова: Сарматия, Курский блок, геохимия, Sm-Nd, Lu-Hf изотопия, андезитовые порфириды.

**PALEOPROTEROZOIC ANDESITE PORPHYRITES, KURSK BLOCK,
EASTERN SARMATIA: GEOCHEMISTRY AND SOURCES OF MELTS**

Abstract: the subvolcanic andesitic porphyrites of the Glazunovskaya suite within the Kursk block of Eastern Sarmatia are high potassium and show the strong fractionation of REE distribution ((La/Yb)_n = 33–49) without the Eu negative anomaly (Eu/Eu* = 0.89–0.99). The LILE enrichment and Nb, Ti, and HREE depletion are established. Andesitic porphyrites are characterized by the adakite geochemical characteristics, marked by distinctly high La/Yb and Sr/Y ratios. Volcanic rocks demonstrate the negative εNd₍₂₀₆₇₎ values (from –3.8 to –4.7). We have two contrasting groups of the primary isotopic composition of hafnium. The first group has εHf₍₂₀₆₇₎ values from + 3.3 to + 6.8, the second group has εHf₍₂₀₆₇₎ values from –12.7 to –13.3. Adakite signatures of porphyrites are supposed to have appeared as a result of a two-stage process: 1) assimilation of crustal rocks at the base of the delaminated crust and 2) crystallization differentiation of basalt magmas in the igneous chambers at the upper crust levels. The source of parental magmas was water enriched garnet peridotite most likely, the melting of which occurred at P > 1.5 GPa and T > 1000 °C. The most likely intrusive comagmates of andesitic porphyrites are the gabbro-diorite-granodiorite rocks associations of the Stoilo-Nikolaevsky complex.

Key words: Sarmatia, Kursk block, geochemistry, Sm-Nd, Lu-Hf isotopy, andesite porphyrites.

Введение

Палеопротерозойские вулканы являются индикаторами геодинамических режимов континентальной коры Курского блока Восточной Сарматии (КБВС). Одним из таких проявлений является вулканическая породная ассоциация глазуновской свиты, вскрытая в южной части Орловской структуры (Никитовский участок) скважиной 2926.

Преобладающим типом пород глазуновской свиты являются андезитовые порфириты. Им был посвящен ряд работ в конце прошлого века, где были охарактеризованы их разрезы и довольно полно описаны петрографические и петрохимические особенности [1–7]. Нашими недавними исследованиями установлен точный U-Pb изотопный возраст цирконов (скв. 2926, глубина 449,6; SIMS) из андезитовых порфиритов, оцениваемый в 2067 ± 5 млн лет, и обоснованно их формирование в постколлизийной обстановке [8]. Однако до сих пор не было проведено изотопно-геохимических исследований андезитовых порфиритов, которые помогли бы привести аргументы для вероятных источников их расплавов. Эта работа имеет цель восполнить этот пробел.

Геологическая ситуация

Курский блок (КБ) представляет собой фрагмент древней архейской континентальной коры, к которому с востока и северо-запада примыкают более молодые палеопротерозойские террейны аккреционного типа. Основной объем архейской коры КБ состоит из разнгейсованных гранитоидов и мигматизированных гнейсов обоянского комплекса, массивов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава салтыковского комплекса и пород зеленокаменных поясов михайловской серии.

В пределах КБ выделяется ряд линейных синклинозных зон северо-западного простирания (Орловская, Тим-Ястребовская, Белгородская, Михайловская, Вологовская и др.), представляющие собой фрагменты внутриконтинентальных рифтовых систем, заложившихся около 2,2 млрд лет назад на архейской платформе [9]. В пределах этих структур сохранились от размыва терригенно-хемогенные отложения курской серии, вулканогенно-терригенные породные комплексы оскольской серии, курбакинской и глазуновской свиты.

Образования глазуновской свиты (PR₁gl) имеют локальное распространение в пределах южной части Орловской структуры (Никитовский участок) (рис.1), и вскрыты единственной скважиной 2926. Они несогласно залегают на metabазальтах тимской свиты. В основании свиты имеется пачка конгломератобрекчий мощностью 53 м, обломки которых представлены базальтами, базальтовыми метапорфиритами и апобазальтовыми амфиболитами тимской свиты [7]. Выше по разрезу выделены три пачки пирокластических и туфогенных пород мощностью 417 м. Верхняя часть разреза (мощностью около 320 м) сложена андезитовыми порфиритами. Пирокластические

и субвулканические образования свиты имеют сходные петрохимические характеристики [7]. Туфы характеризуются большими вариациями химического состава, что связано с примесью терригенного материала, и нами не рассматриваются.

Аналитические методы исследований

Химический состав проб определен на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском госуниверситете. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород – ГСО №8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5% отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия в закрытой системе. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Определение изотопного состава Sm и Nd выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Triton в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производится при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Нормализованные отношения приводятся к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$ в международном изотопном стандарте JNdi-1. Погрешность определения содержания Sm и Nd составляет 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0,2\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0,002\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 30 pg для Sm и 70 pg для Nd. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ и деплетированной мантии (DM) с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513151$ по [10].

Изучение Lu-Hf-изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR 213 в Институте геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург. Операционные параметры приставки

для лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 14 Дж/см², частота повторения импульсов – 20 Гц, диаметр кратера – 25 мкм. Неопределенность единичного измерения отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в виде 2SD – в интервале 0,005–0,008%.

Неопределенность единичного определения значения ε(Hf) в виде 2SD варьировала для стандартов Mud Tank и GJ-1 [11,12] в интервале 5–9%. Для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel [13].

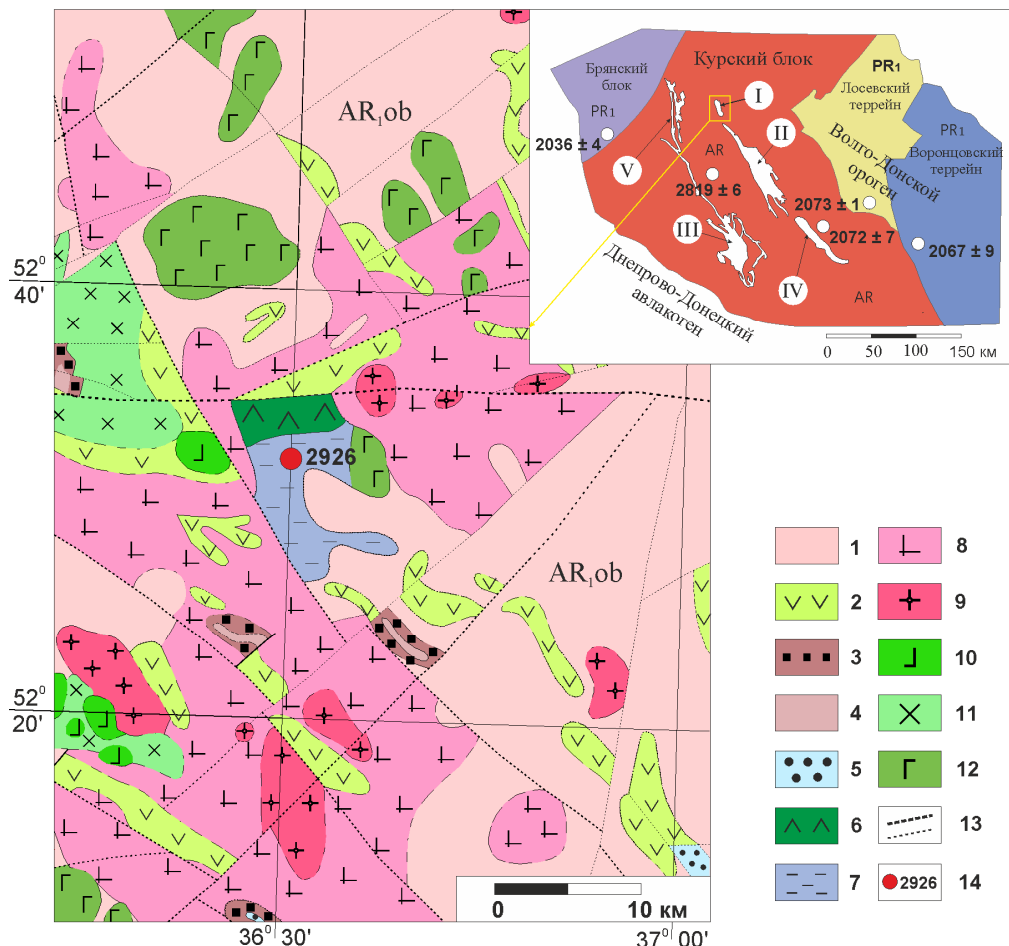


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Орловской структуры (Никитовский участок). Условные обозначения: 1 – обоянский комплекс (AR₁ob); 2 – михайловская серия (AR₂mh); 3 – стойленская свита (PR₁st); 4 – коробковская свита (PR₁kg); 5 – роговская свита (PR₁rg); 6 – тимская свита (PR₁tm); 7 – глазуновская свита (PR₁gl); 8 – салтыковский комплекс (γAR₁sl); 9 – атаманский комплекс (γPR₁at); 10 – золотухинский комплекс (vPR₁z); 11 – стойло-николаевский комплекс (γδPR₁sn); 12 – смородинский комплекс (vPR₁sm); 13 – разрывные нарушения различного ранга; 14 – скважины и их номера. Палеопротерозойские синформы: I – Орловская, II – Тим-Ястребовская, III – Белгородская, IV – Волотовская, V – Михайловская. Белые точки – возраст метаморфизма [14].

Петрография и минералогия

Андезитовые порфиры представляют собой породы темно-серого цвета, с порфировыми выделениями плагиоклаза размером до 1,5–4 мм. Их количество колеблется от 30 до 80%, в среднем составляет 50%. Под микроскопом породы имеют полифоровую структуру. Вкрапленники представлены резко доминирующим нередко зональным плагиоклазом (30–80%) и амфиболом (до 15%). Обычно вкрапленники расположены беспорядочно, но иногда ориентированы в одном направлении, образуя директивную текстуру. Центральные части зональных плагиоклазов представлены лабрадором (An_{56–68}), краевые – андезитом (An_{32–37}). Амфибол образует зёрна размером от 0,2 до 1,5 мм, зелёного до сине-зеленого цвета и диагностируется как магнезиальная роговая обманка (Si =

6,5–7,0; Mg/Mg+Fe²⁺=0,6–0,7). Основная масса (до 55%), выполняющая промежутки между зёрнами плагиоклазов и амфиболов сложена калишпат-кварц-плагиоклазовым агрегатом с примесью биотита, амфибола, эпидота и представляет собой тонко-мелкозернистую основную ткань. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом.

Геохимия

По содержанию кремнезема андезитовые порфиры слабо дифференцированы (SiO₂ = 54–61 мас.%), характеризуются умеренной магнезиальностью (Mg# = 0,48–0,59) и отношением K₂O/Na₂O = 0,53–0,9 (среднее = 0,67). Они относятся к метаглиноземистым высококалиевым породам преимущественно щелочно-известковой серии (рис. 2, табл. 1).

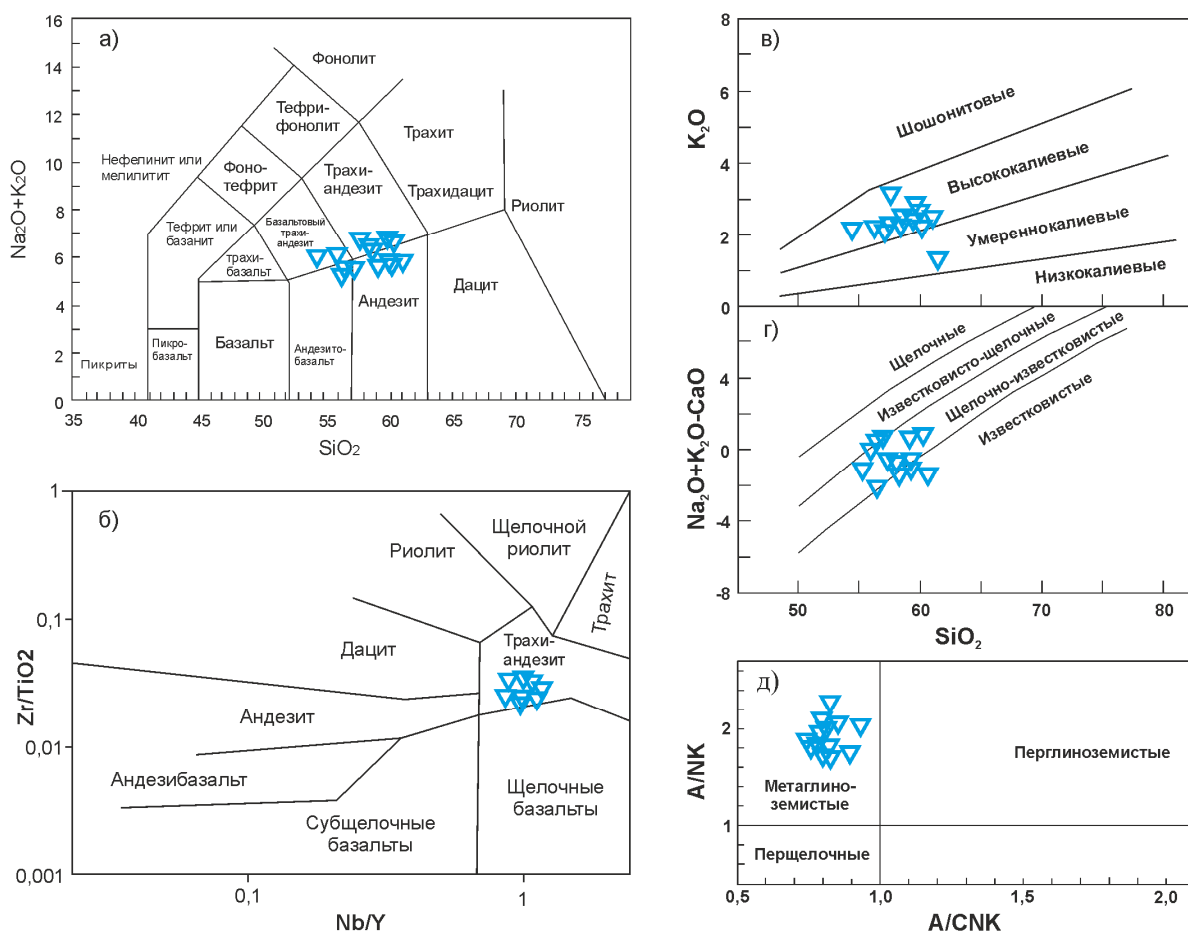


Рис. 2. Составы вулканитов глазуновской свиты на классификационных диаграммах: а) TAS [15]; б) Zr/TiO₂ – Nb/Y [16]; в) K₂O-SiO₂ [17]; г) Na₂O+K₂O-CaO – SiO₂ [18]; д) A/NK (в молекулярных количествах Al₂O₃/(Na₂O+K₂O))-A/CNK (в молекулярных количествах Al₂O₃/(CaO-Na₂O+K₂O)) [19].

Таблица 1

Химический состав вулканитов глазуновской свиты

Скв./глуб.	2926/304,4	2926/325,7	2926/347	2926/364,3	2926/396,7	2926/414,8	2926/449,6
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,3	56,5	55,3	58,7	60,5	54,1	57,9
TiO ₂	0,60	0,61	0,40	0,50	0,54	0,41	0,61
Al ₂ O ₃	16,1	16,2	14,8	16,1	16,3	14,6	16,8
Fe ₂ O _{3tot}	6,27	6,92	14,0	5,82	5,59	15,6	5,60
MgO	3,97	4,19	3,09	4,03	2,61	2,82	4,01
MnO	0,08	0,09	0,10	0,07	0,07	0,09	0,08
CaO	6,83	5,94	4,74	6,13	5,89	5,11	6,94
Na ₂ O	3,12	3,46	3,20	2,98	4,18	3,86	4,11
K ₂ O	2,42	3,12	1,91	2,65	2,50	2,07	2,29
P ₂ O ₅	0,40	0,41	0,32	0,41	0,39	0,33	0,37
ППП	1,49	2,03	1,75	2,01	0,93	0,45	0,86
Сумма	99,7	99,5	99,6	99,4	99,5	99,5	99,7
K ₂ O/Na ₂ O	0,77	0,90	0,91	0,89	0,60	0,59	0,56
*Mg#	55,6	54,5	53,6	57,8	48,1	54,5	58,7
SiO ₂	57,2	59,7	56,0	58,1	60,7	55,4	59,3

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0,71	0,56	0,60	0,60	0,47	0,42	0,60
Al ₂ O ₃	17,1	16,2	15,5	16,0	15,7	15,1	16,2
Fe ₂ O _{3tot}	6,89	5,76	10,7	6,46	5,28	14,2	6,13
MgO	4,58	4,16	3,45	4,02	3,03	2,65	3,10
MnO	0,10	0,07	0,11	0,07	0,07	0,09	0,07
CaO	7,34	6,63	6,52	6,82	7,04	4,52	6,02
Na ₂ O	3,26	3,39	3,42	3,77	4,16	3,93	3,81
K ₂ O	2,02	2,22	2,05	2,44	1,32	2,09	2,91
P ₂ O ₅	0,37	0,43	0,32	0,36	0,42	0,33	0,43
ППП	0,15	0,68	0,95	0,99	1,33	0,94	0,99
Сумма	99,7	99,9	99,7	99,6	99,6	99,6	99,5
K ₂ O/Na ₂ O	0,62	0,66	0,75	0,65	0,32	0,53	0,76
*Mg#	56,8	58,8	56,8	55,2	53,2	55,9	50,1

Примечания: *Mg# = MgO/(MgO+Fe₂O_{3tot}), в атомных количествах.

Нормализованное к хондриту распределение REE сильно фракционированное – (La/Yb)_n = 33–46, (Gd/Yb)_n = 3,0–4,4, при аномально низком уровне содержания HREE и отсутствии аномалий Eu (Eu/Eu* = 0,89–0,99). Андезитовые порфириды характеризуются повышенными содержаниями Sr

(660–820 ppm), Ba (990–1260 ppm), умеренными концентрациями Zr (120–210 ppm), Cr (24–81 ppm), Ni (13–46 ppm) (табл. 2). На кривых распределения редких элементов, нормированных к примитивной мантии, отчетливо выделяются отрицательные Nb и Ti аномалии (рис. 3).

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов в вулканитах глазуновской свиты

Скв./глуб.	2926/325,7	2926/347	2926/396,7	2926/449,6	2926/481,1	2926/528,4	2926/546,2	2926/583,6
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	17,1	17,7	15,3	22,4	17,5	15,6	22,0	16,2
Be	1,34	1,2	1,4	1,69	1,3	1,30	1,20	1,20
Sc	7,87	7,8	5,5	9,09	10,8	9,80	9,90	5,80
V	78,7	72,8	61,5	93,5	91,1	81,4	95,7	65,4
Cr	26,1	45,1	24,6	42,9	81,2	69,3	70,8	30,0
Co	18,8	16,2	13,5	19,0	20,9	18,5	19,0	13,9
Ni	25,3	26,1	12,6	26,9	45,7	33,6	39,6	13,1
Cu	22,5	21,3	14,9	21,8	26,8	15,2	25,2	19,8
Zn	74,4	61,3	66	62,0	79,0	64,4	69,1	63,4
Ga	17,3	18,4	17,9	17,1	17,5	18,9	18,6	18,1
Rb	81,0	43,9	54,3	52,4	57,9	49,8	61,5	48,2
Sr	663	782	774	683	773	745	763	816
Y	11,2	9,30	9,5	11,4	11,5	10,4	11,9	8,8
Zr	211	130	130	152	126	131	201	120
Nb	11,3	10,0	10,8	11,5	10,3	10,3	10,7	10,4
Cs	1,26	1,60	2,2	1,36	0,94	1,90	2,10	1,50
Ba	1262	1163	1231	986	873	1045	1176	1176
La	45,8	40,0	46,9	42,5	42,0	37,0	44,6	39,7
Ce	91,2	78,8	92,4	82,9	83,1	74,7	87,7	79,6
Pr	9,78	9,10	10,1	8,99	9,2	9,10	9,60	9,5

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nd	36,3	33,8	37	35,6	34,9	34,4	36,0	34,4
Sm	5,55	5,10	5,4	5,40	5,5	5,20	5,50	5,20
Eu	1,37	1,30	1,3	1,27	1,4	1,40	1,40	1,30
Gd	3,43	3,20	3,5	3,49	3,6	3,40	3,40	3,30
Tb	0,42	0,39	0,44	0,42	0,49	0,42	0,42	0,39
Dy	2,27	2,10	2	2,11	2,3	2,20	2,30	1,90
Ho	0,37	0,33	0,33	0,37	0,39	0,37	0,40	0,31
Er	0,97	0,88	0,84	0,93	1,0	1,00	1,00	0,79
Tm	0,13	0,11	0,11	0,12	0,14	0,12	0,15	0,10
Yb	0,89	0,74	0,69	0,77	0,90	0,80	0,95	0,62
Lu	0,12	0,11	0,1	0,11	0,13	0,11	0,13	0,09
Hf	4,51	3,28	3,4	3,49	3,2	3,19	4,38	3,14
Ta	0,60	0,63	0,65	0,74	0,57	0,61	0,55	0,61
Pb	11,0	12,4	12	10,0	12,5	10,9	12,0	11,58
Th	5,69	6,00	6,3	5,34	5,0	5,47	5,39	6,24
U	1,34	1,34	1,43	1,29	1,2	1,24	1,23	1,37
∑REE	199	176	201,06	185	185,06	170	194	177
Eu/Eu*	0,96	0,96	0,94	0,89	0,96	0,99	0,96	0,95
(Gd/Yb) _n	3,20	3,61	4,20	3,77	3,28	3,47	2,95	4,42
(La/Yb) _n	37,1	39,0	49,09	39,8	33,32	33,1	33,8	46,1
(La/Sm) _n	5,32	5,03	5,63	5,08	4,96	4,55	5,19	4,89
Sr/Y	59,0	84,4	81,6	59,9	67,3	71,9	64,3	93,2

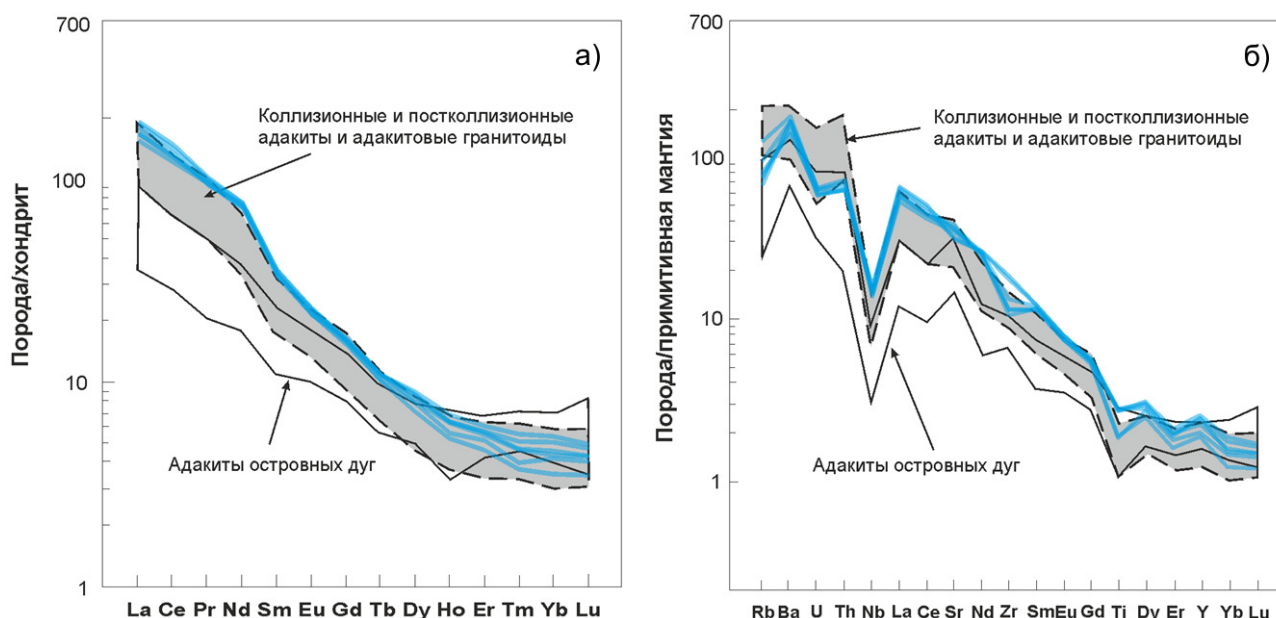


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в андезитовых порфиридах глазуновской свиты, нормализованных к хондриту и примитивной мантии [20]. Поля адакитов по [21].

Изотопная геохимия

U-Pb изотопное датирование. Изотопное датирование цирконов на ионном микрозонде SHRIMP II

(ВСЕГЕИ), выполненное ранее [8], позволило определить возраст андезитов (скв. 2926, гл. 449,6 м) – 2067±5 млн лет (средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-возраст).

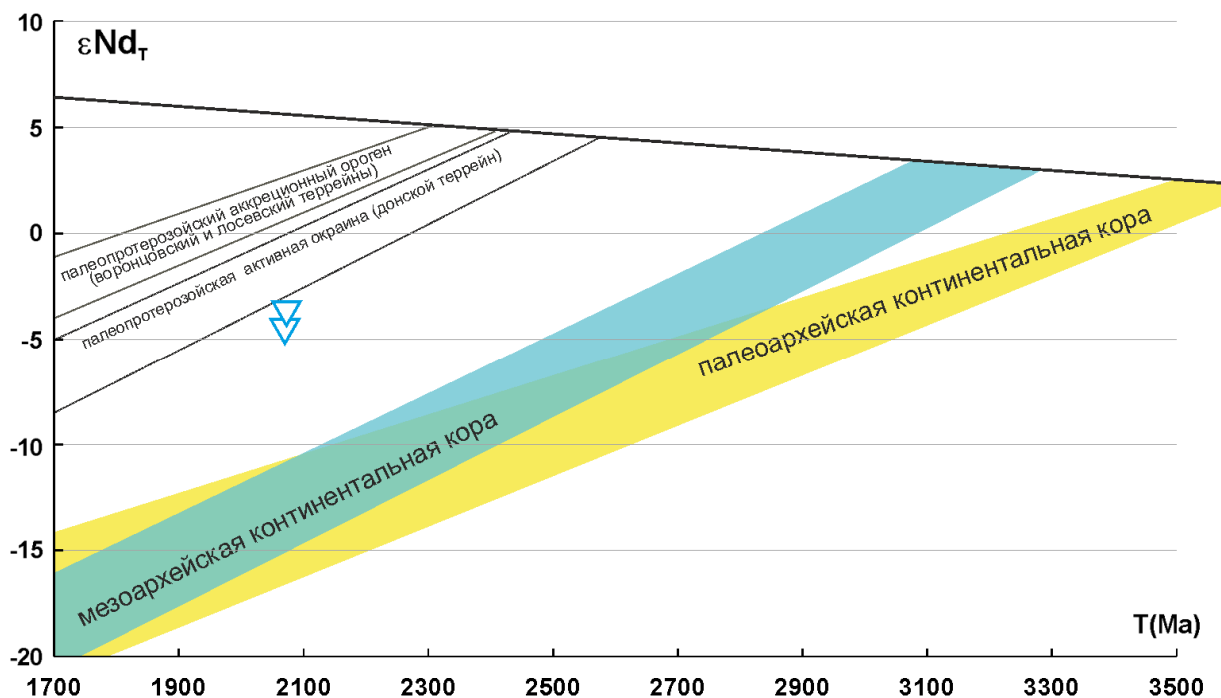


Рис. 4. Диаграмма в координатах $\epsilon Nd_T - T(\text{Ma})$ для вулканитов глазуновской свиты. Изотопный состав Nd для палеопротерозойской и архейской коры Восточной Сарматии по [22, 23, 24].

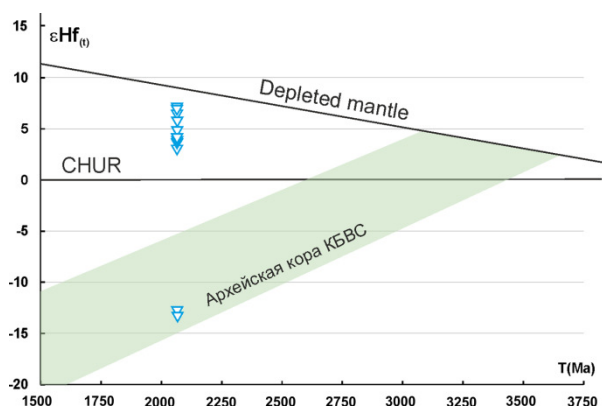


Рис. 5. Диаграмма в координатах $\epsilon Hf_T - T(\text{Ma})$ для цирконов из вулканитов глазуновской свиты. Поле архейской коры Курского блока Восточной Сарматии (КБВС) по [25].

Sm-Nd изотопная систематика. Андезитовые порфириды характеризуются отрицательными величинами $\epsilon Nd_{(2067)}$ от $-3,8$ до $-4,7$ (рис. 4) и модельным возрастом $-2650-2721$ млн. лет (табл. 3).

Lu-Hf изотопная система циркона. Изотопный состав Hf в цирконах из андезитов определялся в тех же точках, где и U-Pb изотопный возраст. Lu-Hf изотопная система демонстрирует две контрастные группы первичного изотопного состава гафния. Первая с величинами $\epsilon Hf_{(2067)}$ от $+3,3$ до $+6,8$ (табл. 4). Модельные возрасты источника $T_{Hf(DM)}$, рассчитанный с учетом выплавления магмы из деплезированной мантии варьируют от 2180 до 2317 млн. лет, возраст $T_{Hf(DM^C)}$, рассчитанный по двухстадийной модели равен 2249 – 2473 млн. лет. Вторая

группа, включающая всего два определения, характеризуется значениями $\epsilon Hf_{(2067)}$ от $-12,7$ до $-13,3$ и модельными возрастами $T_{Hf(DM^C)}$ от 3473 до 3511 млн. лет (рис. 5).

Обсуждение результатов

Геохимическая типизация андезитовых порфиридов

Андезитовые порфириды глазуновской свиты характеризуется высоким содержанием Al_2O_3 (> 15 мас.%), Sr (> 600 ppm), низкими концентрациями Y (< 12 ppm) и тяжелых редкоземельных элементов (HREE, Yb < 1 ppm), демонстрируют отсутствие явных аномалий Eu. Такие геохимические особенности сближают их с породами адакитовых серий [27–30]. На классификационных диаграммах в координатах Sr/Y–Y и (La/Yb) $_n$ –Ybn фигуративные точки субвулканитов располагаются в области типичных адакитовых серий мира (рис. 6).

Возможные источники расплавов

Ранее был предложен ряд геодинамических обстановок, где могли формироваться породы адакитовых серий, имеющие высокие отношения Sr/Y и La/Yb: (1) плавление субдуцированной океанической коры с последующим взаимодействием расплавов с мантийным клином [27, 31], (2) плавление пород с изначально повышенным отношением Sr/Y и La/Yb [32], (3) плавление утолщенной мафической нижней коры в поле стабильности граната [33–38], (4) частичное плавление деламинированной нижней континентальной коры в мантии [39–43], (5) плавление метасоматизированного мантийного перидотита [28, 44], (6) высокobarическое фракционирование нормальных

Таблица 3

Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd-исследований вулканитов глазуновской свиты

№ обр.	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(2070)$	T-DM GoI	T-DM De-Paol
2926/347*	0,022430	0,000388	0,000669	0,000044	0,281682	0,000044	1,467306	0,000096	-3,8	2650	2540
2926/449,6**	0,021567	0,000632	0,000682	0,000046	0,281583	0,000046	1,467205	0,000099	-4,7	2721	2613

Примечания: *ИПГД РАН, **ВСЕГЕИ, *** Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0,2%. $\epsilon\text{Nd}(T)$ – рассчитано по отношению к хондритовому резервуару CHUR с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$. T-DM GoI – модельный возраст по отношению к деплетированной мантии DM с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513151$ [10]. T-DM De-Paol параметры $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2063$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512938$ [26].

Таблица 4

Hf изотопные анализы циркона из вулканитов глазуновской свиты

№ точки	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T _{DM}	T _{DM^C}
2.1	0,022430	0,000388	0,000669	0,000044	0,281682	0,000044	1,467306	0,000096	6,8	2181	2251
3.1	0,021567	0,000632	0,000682	0,000046	0,281583	0,000046	1,467205	0,000099	3,3	2317	2473
5.1	0,014693	0,000833	0,000457	0,000048	0,281644	0,000048	1,467276	0,000112	5,7	2220	2316
6.1	0,020306	0,000280	0,000638	0,000040	0,281601	0,000040	1,467245	0,000089	4,0	2289	2428
8.1	0,019081	0,000558	0,000583	0,000042	0,281621	0,000042	1,467318	0,000087	4,8	2259	2378
9.1	0,042330	0,000272	0,001283	0,000083	0,281620	0,000083	1,467144	0,000183	3,8	2302	2449
11.1	0,030222	0,000531	0,000939	0,000045	0,281686	0,000045	1,467190	0,000079	6,6	2190	2267
12.1	0,019286	0,000973	0,000591	0,000064	0,281680	0,000064	1,467350	0,000160	6,8	2180	2249
13.1	0,029437	0,000145	0,000887	0,000046	0,281125	0,000046	1,467195	0,000093	-13,3	2952	3511
14.1	0,029466	0,000117	0,000902	0,000050	0,281143	0,000050	1,467237	0,000086	-12,7	2928	3473
15.1	0,020768	0,000204	0,000626	0,000050	0,281602	0,000050	1,467210	0,000106	4,0	2288	2426

Примечание: первичное отношение изотопов гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ рассчитано с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1,867 \cdot 10^{-11}$; $\epsilon\text{Hf}(t)$ рассчитан для возраста 2070 млн. лет; T_{DM} модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавления магмы из деплетированной мантии с использованием $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$; T_{DM^C} модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

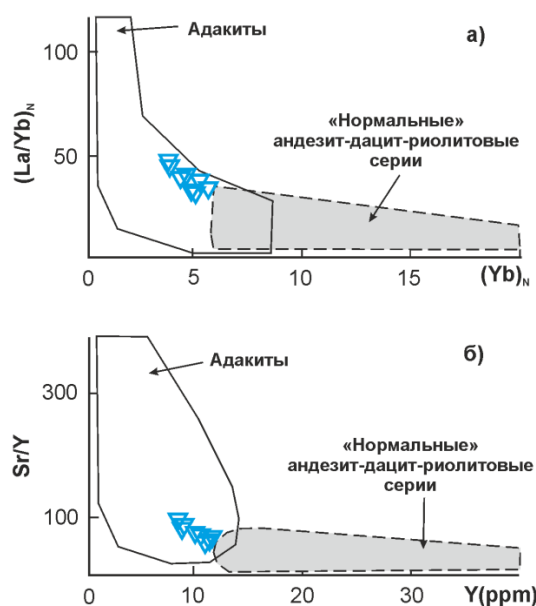


Рис. 6. Дискриминантные диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ и $Sr/Y - Y$ для средних пород глазуновской свиты. Поля адакитов и «нормальных» андезит-дацит-риолитовых серий по [27, 31].

базальтовых магм (например, $\sim 1,0-1,5$ ГПа) [45] или (7) путем их фракционирования и контаминации коровым веществом [46].

Последняя модель является наиболее вероятным механизмом формирования андезитовых порфиритов Курского блока. Здесь установлено большое число проявлений мафит-ультрамафитового магматизма, сопоставимых по возрасту с андезитовыми порфиритами глазуновской свиты. Наиболее подходящими по минеральному и изотопно-геохимическому составу породами, которые могут выступать протолитами для порфиритов, являются породы Гнилушинского массива, представленные биотит-роговообманковыми габброидами, имеющими следующий состав: плагиоклаз – 20–50%, роговая обманка – 40–80%, биотит – 10–25%, аксессуарные – апатит, рутил, ильменит. Они характеризуются содержаниями $SiO_2 = 47-53\%$, $K_2O = 1,7-2,7\%$, $Mg\# = 50-73$, $(Gd/Yb)_n = 2,1-3,1$, $Sr = 300-900$, $\epsilon Nd(2067) = -4,3$ [47]. Возраст габброидов оценивается в 2063 ± 12 млн лет (неопубликованные данные Т. Е. Салтыковой, ВСЕГЕИ).

Точки составов габброидов Гнилушинского массива и порфиритов глазуновской свиты формируют общие тренды на диаграммах Харкера (рис. 7), что подразумевает возможность их магматической дифференциации. Косвенным подтверждением «гомодромного» тренда эволюции расплава также могут выступать составы плагиоклазов из андезитовых порфиритов, характеризующиеся прямой зональностью (центр – лабрадор, край – андезин). Отрицательные значения ϵNd для габброидов [47] и андезитовых порфиритов предполагают участие корового вещества в их формировании. Перекрытие значений ϵNd в габброидах и андезитовых порфиритах, а также наличие двух контрастных групп по ϵHf в цирконах из вулка-

нитов глазуновской свиты подразумевает, что процесс формирования родоначальных расплавов являлся двухстадийным. На первой стадии происходило изотопно-геохимическое обогащение мантийных расплавов за счет коровой контаминации. На второй стадии расплавы внедрялись в верхние горизонты коры, где в промежуточных камерах происходила фракционная кристаллизация с отсадкой рестиита, имеющего состав – амфибол + ильменит + апатит \pm плагиоклаз, и образованием андезитовых порфиритов. Кроме того, возможно, дифференциация продолжалась с образованием более кислых гранодиоритовых расплавов, с близкими геохимическими характеристиками (высокие Sr/Y и La/Yb отношения). Такие гранодиориты присутствуют в Роговском диорит-гранодиоритовом массиве в пределах Тим-Ястребовской структуры (обр. 3085/236) [47].

Возможность формирования «адакитовых признаков» у андезитовых порфиритов в других геодинамических обстановках в пределах Курского блока представляется менее вероятной.

Постколлизийная обстановка исключает механизм субдукционного образования порфиритов.

Выплавки утолщенной мафической нижней коры характеризуются значениями $Mg \# \sim 30-50$ [33–38] и повышенными ($> 10-15$ ppm) концентрациями Th [38]. Среднее значение $Mg \#$ и Th для андезитовых порфиритов глазуновской свиты составляет 55 и 5,7 ppm, соответственно.

Единственно известными на сегодняшний день породами, имеющими повышенные отношения Sr/Y и La/Yb , в пределах Курского блока, являются мезоархейские породы ТТГ ассоциации салтыковского комплекса, но они имеют содержания SiO_2 от 62 до 72% [24] и не могут быть источником расплавов для более основных андезитовых порфиритов.

Магмы, образованные при частичном плавлении расслоенной нижней континентальной коры, взаимодействуют с мантийным перидотитом и имеют относительно высокие содержания совместимых элементов (например, Cr и Ni) и значения $Mg \#$ [39–43]. Как видно на рис. 8, точки составов андезитовых порфиритов характеризуются более низкими значениями Ni и Cr.

Характерной особенностью адакитов, формирование которых обусловлено плавлением мантийного перидотита, метасоматически переработанного слэб-расплавами, являются повышенные концентрации $Sr > 1000$ ppm, $TiO_2 = 1-3 \%$, $Ni \sim 100$, $Cr \sim 150$ и значения $Mg\# \sim 61$ [28]. Ни одно из вышеперечисленных условий не выполняется для андезитовых порфиритов глазуновской свиты.

Высокобарическое фракционирование нормальных базальтовых магм (при давлении $\sim 1,0-1,5$ ГПа) предполагает наличие граната в рестиите [45]. Анализируя распределение редкоземельных элементов в зависимости от концентрации SiO_2 (рис. 9 а-в), можно сделать вывод, что формирование андезитовых порфиритов происходило в результате низкобарического

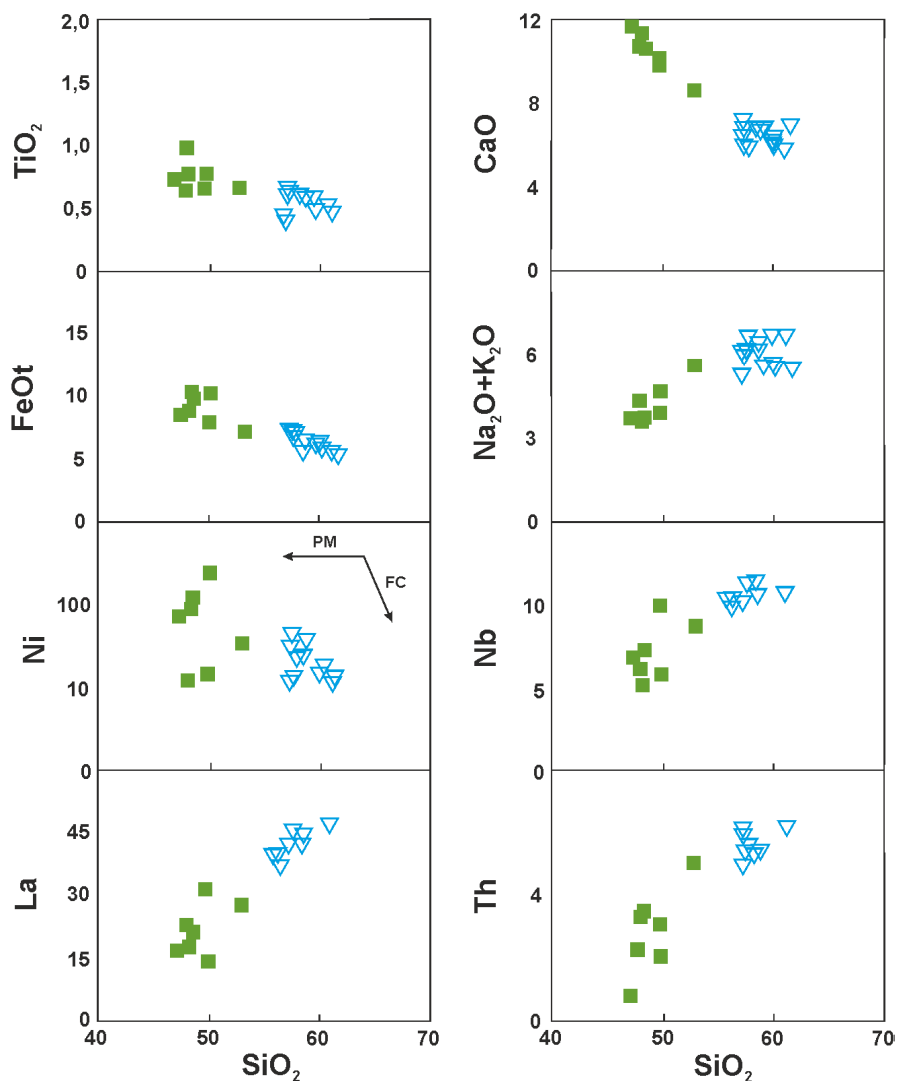


Рис. 7. Диаграммы Харкера для габброидов Гнилушинского массива (квадраты) и андезитовых порфиритов глазуновской свиты (треугольники).

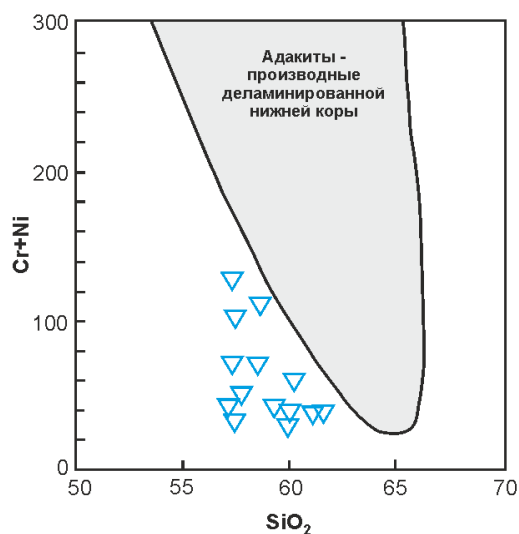


Рис. 8. Диаграмма SiO_2 -(Ni+Cr) для субвулканических пород глазуновской свиты. Поле адакитов – производных делямированной нижней коры по [39-43].

фракционирования (LPFC). Однако, устойчивые положительные корреляции в координатах La/Yb-Dy/Yb (рис. 9 г) указывают на наличие граната в источнике плавления. Высокие $(\text{Gd/Yb})_n$ отношения и отсутствие аномалий Eu/Eu^* характерно и для габброидов Гнилушинского массива и подразумевает гранатосодержащий магматический источник [51].

Ряд важных признаков указывает на обогащение флюидной компонентой источника расплавов: (1) наличие амфибола и биотита в качестве основных мафических минералов как в габброидах, так и в андезитовых порфиритах, (2) высокие концентрации Ba, Sr, K_2O , (3) значения ϵ_{Hf} в цирконах ниже, чем в деплетированной мантии (рис. 5). Метасоматическая переработка мантийных пород могла произойти в результате предшествующих субдукционных процессов [22, 23], либо вследствие минерально-фазовых превращений в делямированной нижней коре [52]. Экспериментальные данные показывают, что в водосодержащем перидотите (3,8 мас. % H_2O) появление

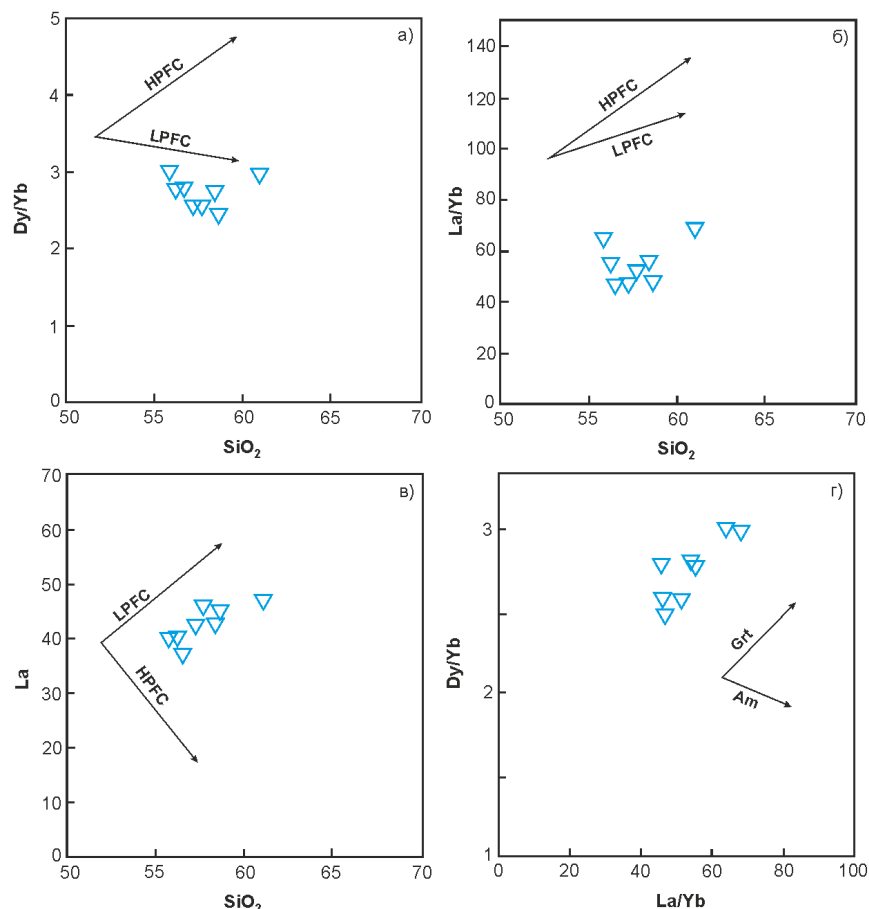


Рис. 9. Отношение SiO_2 – REE (а, б, в) и La/Yb – Dy/Yb (г). Стрелки показывают фракционную кристаллизацию под высоким давлением (HPFC) с участием граната [45] и фракционную кристаллизацию низкого давления (LPFC) с участием (а, б) амфибола+плагноклаза [32, 48] и (в) оливина + клинопироксена + плагноклаза + роговой обманки + титаномагнетита [49], (г) тренды фракционирования граната (Grt) и амфибола (Am) [50].

граната происходит при давлениях 1,5–1,7 ГПа для ассоциации Fo + Crx + Orx + Am + Grt с температурой солидуса 1000–1050 °C и 1,9 ГПа для ассоциации (Fo + Crx + Grt + Phl с температурой солидуса 1000°C [53 и ссылки в ней]. Диапазон давлений соответствует глубине магмогенерации > 50–60 км.

Выводы

Андезитовые порфириды глазуновской свиты относятся к метаглиноземистым высококалийным породам с повышенной магниальностью ($\text{Mg\#} = 0,48\text{--}0,59$). Они характеризуются сильно фракционированным распределением редкоземельных элементов ($(\text{La/Yb})_n = 33\text{--}46$, $(\text{Gd/Yb})_n = 3,0\text{--}4,4$), при отсутствии аномалий $\text{Eu/Eu}^* = 0,89\text{--}0,99$. Андезитовые порфириды имеют адакитовые геохимические характеристики, выраженные высокими значениями La/Yb и Sr/Y отношений, а также низкими концентрациями Y и HREE.

Анализ изотопного состава магматических цирконов однозначно указывает на участие различных источников в образовании андезитовых порфиридов глазуновской свиты. В отличие от Sm-Nd данных по валовым пробам, представляющих усредненную характеристику пород, изотопный состав Hf в цирконах

служит индикатором вовлечения в область плавления мантийных ювенильных палеопротерозойских источников и вещества палеоархейской континентальной коры.

«Адакитовая геохимия» андезитовых порфиридов проявилась в результате двухстадийного процесса: 1) ассимиляция коровых пород в основании деламинированной коры и 2) кристаллизационной дифференциация базальтовых магм в верхнекоровых магматических камерах. Источником первичных магм, вероятнее всего, был водосодержащий гранатовый перидотит, плавление которого происходило при давлениях превышающих 1,5 ГПа и температурах более 1000°C.

Анализ совокупности изотопно-геохимических и геохронологических данных показал, что наиболее вероятными интрузивными комагматами андезитовых порфиридов глазуновской свиты являются габбродиорит-гранодиориты стойло-николаевского комплекса.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00058 и частично № 17-05-00618 (изучение Lu-Hf изотопного состава цирконов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Крестин, Е. М. Вулканизм нижнего протерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива / Е. М. Крестин // Вулканизм докембрия (материалы Второго Всесоюзного палеовулканического симпозиума). – Петрозаводск. – 1976. – С. 111–118.
2. Быков, И. Н. Некоторые аспекты петрогенеза раннепротерозойской андезитовой серии северной части Воронежского кристаллического массива / И. Н. Быков, Ю. Н. Стрик // Тез. Докл. VII симп. по геохимии магматических пород. – 1981. – С. 16.
3. Быков, И. Н. Рудные минералы вулканитов трапповой и андезитовой формаций раннего протерозоя северной части КМА / И. Н. Быков, Т. П. Коробкина // Деп. в ВИНТИ № 2224-83. – Воронеж. – 1983. – 117 с.
4. Чернышов, Н. М. Вулкано-плутоническая ассоциация основных пород позднего докембрия КМА / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, В. С. Чесноков // Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. – Воронеж. – 1974. – С. 26–31.
5. Артеменко, Г. В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии / Г. В. Артеменко // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 129–142.
6. Холин, В. М. Геология, геодинамика и металлогенетическая оценка раннепротерозойских структур КМА : автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук / В. М. Холин. – Воронеж: ВГУ, 2001. – 23 с.
7. Холин, В. М. О соотношении базальтового и андезитового вулканизма глазуновской свиты КМА / В. М. Холин, Ю. Н. Стрик // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2000. – № 5 (10). – С. 115–120.
8. Цыбуляев, С. В. U-Pb изотопный возраст и тектоническая позиция палеопротерозойских андезитовых порфиритов Курского блока Восточной Сарматии / С. В. Цыбуляев, К. А. Савко // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2018. – № 3. – С. 29–35.
9. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя / К. А. Савко [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017. – Т. 25. – № 2. – С. 3–26.
10. Goldstein, S. J. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // Earth and Planetary Science Letters. – 1988. – V. 87. – № 3. – P. 249–265
11. Black, L. P. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory / L. P. Black, B. L. Gulson. // J. Austral. Geol. Geophys. – 1978. – V. 3. – P. 227–232.
12. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. / S. E. Jackson [et al.] // Chem. Geol. – 2004. – V. 211. – p. 47–69.
13. Giovanardi, T. The Hf-INATOR: a free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis. / T. Giovanardi, F. Lugli // Earth Sci. Informat. – 2017. – P. 1–7.
14. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia / K. A. Savko [et al.] // Precambrian Research – 2018. – V. 311. – P. 1–23.
15. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. / R.W. Le Maitre (editor) [et al.] // Cambridge University Press. – 2002. – 236 p.
16. Winchester, J. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. / J. A. Winchester, P. A. Floyd // Chem. Geol., – 1977. – V. 20. – P. 325–343.
17. Rickwood, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements / P. C. Rickwood // Lithos. – 1989. – V. 22. – P. 247–263.
18. A geochemical classification for granitic rocks / B.R. Frost [et al.] // Journal of Petrology – 2001. – V. 42. – P. 2033–2048.
19. Maniar, P. D. Tectonic discrimination of granitoids / P. D. Maniar, P. M. Piccoli // Geol. Soc. Am. Bull. – 1989. – V. 101 – P. 636–643.
20. Sun, S.-S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // Journal of the Geological Society of London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
21. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным / С. Д. Великославинский [и др.] // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 3. – С. 255–264.
22. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // А. А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
23. Terentiev, R. A. Paleoproterozoic evolution of the arc-back-arc system in the east sarmatian orogen (East European Craton): zircon shrimp geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh // American Journal of Science. – 2017. – V. 317. – P. 707–753.
24. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита / К. А. Савко [и др.] // ДАН. – 2018. – Т. 478. – № 3. – С. 335–341.
25. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations / K. A. Savko [et al.] // Precambrian Research. – 2019 – V.322 – P. 170–192
26. DePaolo, D. J. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran South-western United States / D. J. DePaolo, A. M. Linn, G. Schubert // J. Geophys., – 1991. – Res. 96. – P. 2071–2088.
27. Defant, M. J. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere / M. J. Defant, M. S. Drummond // Nature. – 1990. – V.347. – № 4. – P. 662–665.
28. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / H. Martin [et al.] // Lithos. – 2005. – V.79. – P. 1–24.
29. Castillo, P. R. An overview of adakite petrogenesis / P. R. Castillo // Chin. Sci. Bull. – 2006. – V.51. – P.257–268.
30. Castillo, P. R. Adakite petrogenesis. / P. R. Castillo // Lithos. – 2012. – V.134, – P.304–316.
31. Martin, H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids / H. Martin // Lithos. – 1999. – V.46. – P. 411–429.
32. Moyen, J. F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the «adakitic signature» / J. F. Moyen // Lithos. – 2009. – V. 112. – P. 556–574.
33. Atherton, M. P. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust / M. P. Atherton, N. Petford // Nature. – 1993. – V. 362. – P. 144–146.
34. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. / Q. Wang [et al.] // Geochimica et Cosmochimica. – 2007. – Acta 71. – P. 2609–2636.
35. Xu, H. J. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP

- zircon U–Pb dating and geochemistry / H. Xu, C. Q. Ma, K. Ye // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 240. – P. 238–259.
36. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet / S. L. Chung [et al.] // *Geology*. – 2003. – V.31. – P. 1021–1024.
37. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting / Q. Wang [et al.] // *Geology*. – 2005. – V. 33. – P. 465–468.
38. *Lai, S. C.* Partial melting of thickened Tibetan Crust: geochemical evidence from Cenozoic adakitic volcanic rocks / S. C. Lai, J. F. Qin, Y. F. Li // *International Geological Review*. – 2007. – V. 49. – P. 357–373.
39. . Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? / J.F. Xu [et al.] // *Geology*. – 2002. – V. 30. – P. 1111–1114.
40. Recycling lower continental crust in the North China Craton / S. Gao [et al.] // *Nature*. – 2004. – V. 432. – P. 892–897.
41. *Guo, F.* Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens / F. Guo, W. M. Fan, C. W. Li // *Geological Magazine*. – 2006. – V. 143. – P. 1–13.
42. Cretaceous highpotassium intrusive rocks in the Yueshan–Hongzhen area of east China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent / Q. Wang [et al.] // *Geochemical Journal*. – 2004. –V. 38. – P. 417–434.
43. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization / Q. Wang [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47 – P. 119–144.
44. *Stern, R. A.* Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element enriched monzodiorite of mantle origin / R. A. Stern, G. N. Hanson // *Journal of Petrology*. – 1991. – V. 32. – P. 201–238.
45. *Macpherson, C. G.* Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines / C. G. Macpherson, S. T. Dreher, M. F. Thirlwall // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – V. 243. – P. 581–593.
46. *Garrison, J. M.* Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. / J. M. Garrison, J. P. Davidson // *Geology*. – 2003. – V.31. – P. 565–568.
47. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов / К. А. Савко [и др.] // *Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология*. – 2014. – № 2. – С. 56–78.
48. Amphibole «sponge» in arc crust? / J. Davidson [et al.] // *Geology*. – 2007. – V.35. – P. 787–790.
49. *Castillo, P. R.* Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting / P. R. Castillo, P. E. Janney, R. U. Solidum // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V.134. – P. 33–51.
50. Genesis of pristine adakitic magmas by lower crustal melting: A perspective from amphibole composition / G. J. Tang [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2017. – V.122. – P. 1934–1948.
51. *Wilson, M.* *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach* (10th ed.) / M. Wilson. – The Netherlands, Springer. – 2007. – 466 p.
52. *Kay, R. W.* Delamination and delamination magmatism. / R. W. Kay, S. M. Kay // *Tectonophysics*. – 1993.– V.217. – P.177–189.
53. Сафонов, О. Г. Взаимодействие модельного перидотита с флюидом H₂O-KCl: эксперимент при давлении 1.9 ГПа и его приложение к процессам верхнемантийного метасоматоза / О. Г. Сафонов, В. Г. Бутвина // *Петрология*. – 2013. – Т.21. – № 6. – С.654–672.

ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»

Савко Константин Аркадьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru; Тел.: +7 (473) 222 64 19

Цыбуляев Сергей Владимирович, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования
E-mail: stsybulyaev@bk.ru; Тел.: +7 (473) 222 64 19

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург

Червяковская Мария Владимировна, младший научный сотрудник
E-mail: zaitseva.mv1991@gmail.com; Тел.: +7 (343) 287 90 10

Voronezh State University

Savko K. A., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Mineral Resource Department
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru
Tel.: +7 (473) 222 64 19

Tsybulyaev S. V., Postgraduate of the Mineral Resource Department
E-mail: stsybulyaev@bk.ru
Tel.: +7 (473) 222 64 19

Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg

Chervyakovskaya M. V., Junior Researcher
E-mail: zaitseva.mv1991@gmail.com
Tel.: +7 (343) 287 90 10