

УДК 552.32+551.215+550.4.02

## ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЙ КУРУНГСКИЙ КОМПЛЕКС КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (Алданский щит, Россия): ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

В.Ф. Полин, Д.С. Остапенко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022,  
Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Геологические сведения и петрогохимические характеристики магматитов курунгского комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита в совокупности с опубликованными ранее данными изотопной геохронологии и geoхимии свидетельствуют о формировании его в позднем мелу в обстановке (завершающей фазы) окраинно-континентального рифтогенеза. Как и предшествующий ему позднеюрско-раннемеловой полиформационный вулканоплутонизм Алданского щита, позднемеловой щелочной магматизм Кеткапско-Юнской провинции связан с процессами тектономагматической активизации, которые проявились главным образом в виде окраинно-континентального рифтинга, сопряженного с коренной структурной перестройкой юго-западного, южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы, обусловленной обстановкой скольжения литосферных плит. Как вытекает из результатов петрогохимического изучения магматитов комплекса, разноосновные группы пород в его пределах не связаны между собой отношениями фракционной или иного типа дифференциации, а являются, вероятно, производными флюидно-сintексического взаимодействия мантийного щелочно-базитового расплава и кислых коровых выплавок. Образование щелочно-базитовых материнских расплавов происходило при парциальном плавлении обогащенной в разной степени мантии, широко распространенной под Алданским щитом и варьирующей по составу от обогащенной BSE до близкой к EM-I. Зарождение столь глубинных областей плавления было связано с присдвиговым рифтингом, обусловленным существованием обстановки скольжения литосферных плит. Образование щелочно-саллическихмагм курунгского комплекса увязывается с масштабным избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийнымимагмами в процессе их подъема к поверхности, возможно, в результате флюидного синтексиса щелочно-базитовых мантийныхмагм и образовавшихся под их влиянием коровых выплавок.

*Геодинамика, петрогенезис, курунгский комплекс, щелочной магматизм, фоидовые и щелочные сиениты, Алданский щит*

## ALKALINE-SALICIC KURUNG COMPLEX OF THE KET-KAP-YUNA IGNEOUS PROVINCE (*Aldan shied, Russia*): PETROGENESIS AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION

V.F. Polin, D.S. Ostapenko

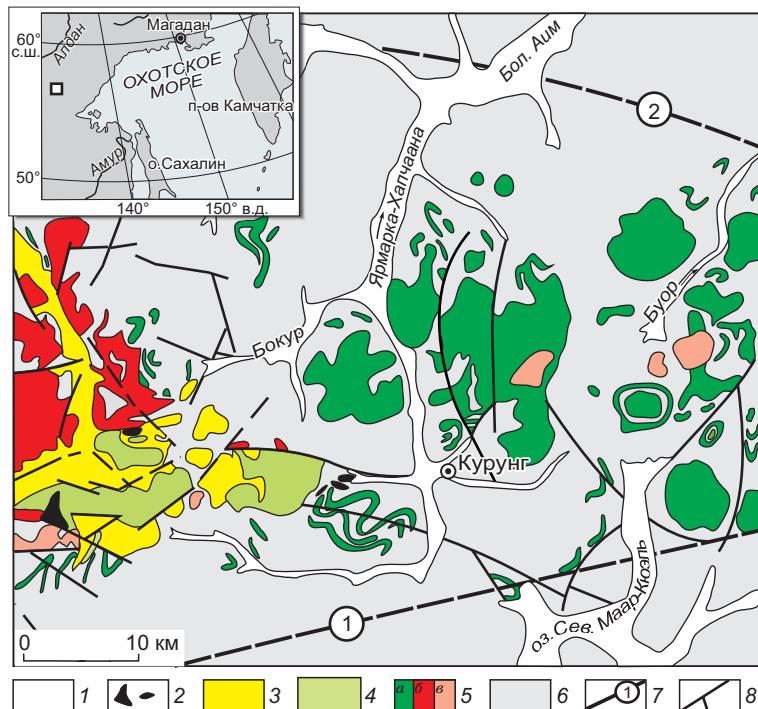
Integrated geological data, petrogeochemical characteristics of magmatites of the Kurung complex (the Ket-Kap-Yuna igneous province of the Aldan Shield), and previously published isotopic data along with the results of geochronology and geochemistry research provide evidence for this complex evolving in the Late Cretaceous in a setting of riftogenesis (final phase) of continental margins. Similar to the Late Jurassic-Early Cretaceous polyformational volcano-plutonism of the Aldan Shield, the Late Cretaceous alkaline magmatism in the Ket-Kap-Yuna province is associated with the tectonomagmatic activation which manifested itself mainly as continental margin rifting associated with deep reorganization of the southwestern, southern and southeastern framing of the Siberian craton triggered by gravitational sliding of the lithospheric plates. Results of the petrgeochemical analysis of the studied magmatites revealed that the heterogeneous rock groups identified within this rock complex are not related to each other by fractional or other type of differentiation, thus suggesting their possible derivation as a result of fluid syntaxis-type interaction between mantle-derived alkali-basite melt and felsic crustal melts. Alkali-basite parent melts are shown to have formed during partial melting of variably enriched mantle which is widely spread beneath the Aldan Shield and is varied in composition (from BSE enriched to nearly EM-I). Origination of such deep-seated melts (magma sources) was associated with the rifting processes (strike-slip tectonics) triggered by the setting of gravitational sliding of lithospheric plates. The formation of alkaline-salic magmas of the Kurung complex is associated with large-scale selective assimilation of crustal material by high-temperature fluidized mantle magmas during their ascent to the surface, possibly as a result of fluid syntaxis of alkaline-basite mantle magmas and crustal smeltings formed under their influence.

*Geodynamics, petrogenesis, Kurung complex, alkaline magmatism, foid and alkaline syenites, Aldan Shield*

## ВВЕДЕНИЕ

Происхождение щелочно-салических пород издавна привлекает внимание петрологов ([Добрецов, Добрецов, 1983]; работы О.А. Богатикова, В.А. Кононовой, Н.В. Владыкина с соавторами; и др.) в связи со специфичностью их минералого-петрографического состава, условий проявления и связанной с ними минерагении. Господствует представление о различном генезисе петрографически однотипных щелочно-салических пород в зависимости от типа породных ассоциаций, в составе которых они встречаются. Большинство имеющихся петрогенетических моделей пока не в состоянии удовлетворительно разрешить проблему происхождения фоидовых и щелочных пород, пространственно и во времени тесно связанных с гранитоидами. Становление щелочно-салических образований в составе подобных ассоциаций является отдельным вопросом петрологии. С этих позиций несомненный интерес представляют вулканоплутониты недавно выделенного курунгского комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита (АЩ) [Полин и др., 2014].

Образован курунгский комплекс тингуантами, фоидовыми (нефелиновыми, содалитовыми и вишневитовыми) и щелочными (калишпат-эгириновыми) сиенитами и сиенит-порфирами, в меньшей мере фельдшпатоидными пегматитами; все они ранее ошибочно относились к раннемеловым бокурскому и дарьинскому комплексам ККЮМП [Полин, Сахно, 2004; Геодинамика..., 2006; Полин и др., 2014], с породами которых пространственно ассоциированы и имеют интрузивные контакты. Магматиты и пегматиты проявлены в дайково-жильной фации и слагают небольшие штоковидные гипабиссальные тела, распространенные на массивах Улаханский (рис. 1) и Кондер ККЮМП (возможно, также Усмуну-Дарьинском, Букиндинском и ряде других); незначительная по объему и площади пирокластическая тол-



**Рис. 1. Геологическая схема центральной части Кеткапского магматогенного поднятия ККЮМП (Улаханский и Буорский массивы), по (Н.Н. Степанов и др., 2004 г.), с изменениями и дополнениями.**

1 — четвертичные отложения, нерасчлененные; 2 — позднемеловой курунгский вулканоплутонический комплекс — фоидовые и щелочные сиениты, фонолиты и их туфы; 3 — раннемеловой кеткапский вулканоплутонический комплекс — субщелочные шонкиниты, монцониты, монцодиориты, субщелочные сиениты и кварцевые сиениты, граносиениты; 4 — раннемеловой бокурский вулканогенный комплекс — тефриты, тефрофонолиты, щелочные трахиты и фонолиты, их туфы и агломератобрекчи; 5 — раннемеловой учурский вулканоплутонический комплекс: а — первая фаза — субщелочные диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты, габбро-диоритовые порфириты, субщелочные андезиты и андезибазальты, б — вторая фаза — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, дациты, в — третья и четвертая фазы, нерасчлененные — субщелочное габбро, косявиты, субщелочные кварцевые диориты (третья фаза), субщелочные гранит-порфиры и субвулканические субщелочные риолиты (четвертая фаза); 6 — осадочные отложения платформенного чехла (песчаники, известняки, доломиты), нерасчлененные: раннекембрийская пестроцветная, вендская юдомская, раннерифейские эннинская, омахтинская, гонамская свиты; 7 — крупные разрывные нарушения фундамента, предполагаемые по геофизическим и косвенным геологическим данным; цифры в кружках — разломы: 1 — Южно-Кеткапский, 2 — Среднекеткапский; 8 — важнейшие разрывные нарушения второго и третьего порядков. На врезке — район исследования.

ща, наблюдаемая на западе Улаханского массива, сложена маломощными горизонтами фонолитовых туфов (на рис. 1 не обозначена).

Как следует из результатов геологических наблюдений и данных изотопной периодизации [Полин и др., 2014, 2022; и др.], курунгский комплекс ККЮМП сформировался в позднем мелу (87—86 млн л. н. [Полин и др., 2014]), после значительного (около 30 млн лет) периода амагматизма и, таким образом, завершает позднемезозойскую магматическую деятельность в этой провинции. Важно подчеркнуть, что проявления позднемелового щелочного и фойдового вулканоплутонизма, отмечаемые в ККЮМП, являются едва ли не единственными в составе зон позднемезозойской (позднеюрско-меловой) тектономагматической активизации (ТМА) АЩ. Помимо массивов Кондер и Улаханский, принадлежащих ККЮМП, для территории щита имеется пока лишь указание, еще не нашедшее должного объяснения [Leontev et al., 2020], на присутствие (совместно с раннемеловыми) зерен цирконов ранне- и среднекампанского (83—76 млн лет) возрастов в сиенитах массива Рябиновый Центрально-Алданской магматической провинции (ЦАМП). В этом же ряду, видимо, следует рассматривать и сведения о раннекампанском аргон-аргоновом возрасте ( $83 \pm 11$  млн лет) [Leontev et al., 2020] кварц-полевошпатовых метасоматитов Самолазовского месторождения ЦАМП. Учитывая приведенные факты, допускается возможность обнаружения в дальнейшем проявлений позднемелового щелочного вулканоплутонизма и в других частях АЩ, в первую очередь в ЦАМП.

Значительно более позднее становление комплекса, резко отличающее его от раннемеловых щелочно-салических образований АЩ, наряду с особенностями его минералогического и петрогоеохимического составов, вызывает ряд вопросов, касающихся петрогенезиса, источников материнских расплавов и, главное, геодинамической обстановки проявлений позднемелового магматизма ККЮМП, нигде более в пределах зон ТМА АЩ достоверно пока не обнаруженных. Частичному решению этих вопросов призвана послужить настоящая работа.

В свете сказанного, целью представляемой работы является выявление характерных черт петрогенезиса курунгского комплекса и определение геодинамических условий его формирования, с использованием новых петрогоеохимических данных и опубликованных результатов изотопно-геохимического изучения пород. Задачи, которые решались для ее достижения: 1) минералогическая и петрогоеохимическая систематики пород; 2) установление возможных источников родонаучальных расплавов; 3) геодинамическая типизация комплекса.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Определение химического и микроэлементного составов пород** выполнялось в Приморском центре локального, элементного и изотопного анализа Дальневосточного геологического института ДВО РАН (ЦКП ДВГИ ДВО РАН). Была использована аналитическая схема с применением серии методов количественного химического анализа: гравиметрии, титриметрии, атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанный плазмой и масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой.

Содержание  $\text{H}_2\text{O}^-$ , п.п.п. и  $\text{SiO}_2$  определялось методом гравиметрии, основанном на точном измерении массы малорастворимого соединения, содержащего определяемый элемент. При этом содержание гигроскопической воды ( $\text{H}_2\text{O}^-$ ) определялось путем измерения потери массы образца в процессе высушивания его при температуре 105 °C до постоянной массы. При определении потери при прокаливании (п.п.п.) навеска породы прокаливалась при 950—1000 °C, что приводило к убыткам в весе за счет суммарной воды, двуокиси углерода и органических веществ. Содержание кремнезема в исследуемых породах определялось гравиметрическим методом после разложения навески исследуемой пробы сплавлением с безводным карбонатом натрия [Химический ..., 1974].

**Метод титриметрии** был использован при определении содержания железа закисного [Пономарёв, 1961]. Содержания редких и редкоземельных элементов определены посредством двух высокочувствительных многоэлементных методов анализа: атомно-эмиссионного с индуктивно связанный плазмой (ИСП-АЭС) и масс-спектрального с индуктивно связанный плазмой (ИСП-МС) после разложения проб с применением способа открытого кислотного разложения смесью концентрированных кислот:  $\text{HF} : \text{HNO}_3 : \text{HClO}_4$ . При этом метод ИСП-АЭС обеспечивает анализ высоких и средних концентраций, а метод ИСП-МС — низких и следовых.

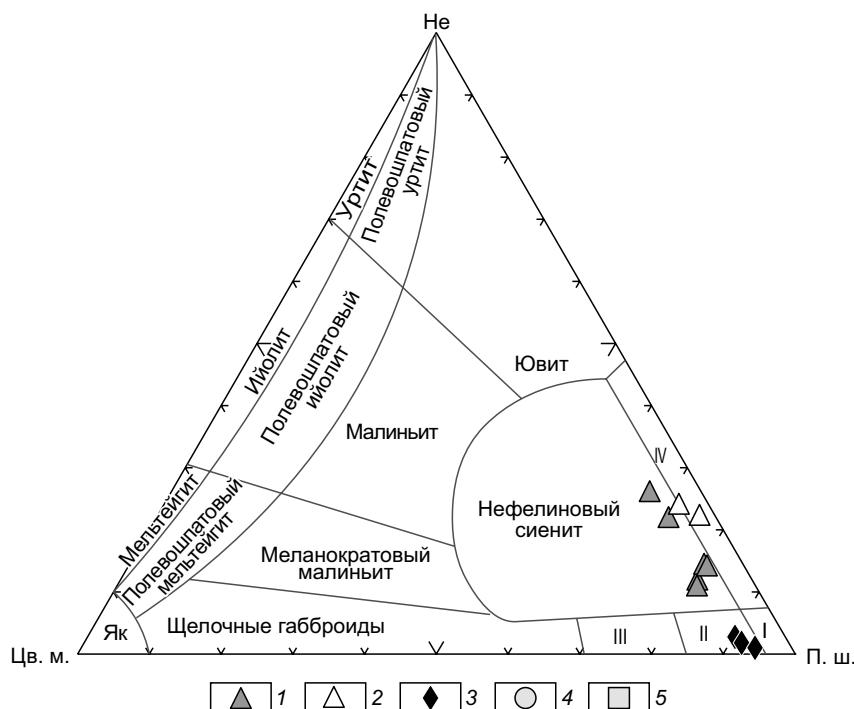
**Методом атомно-эмиссионной спектрометрии** с индуктивно связанный плазмой выполнено определение главных элементов в пересчете на оксиды:  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  на спектрометре модели iCAP 7600 Duo (Thermo Scientific, USA). Относительное стандартное отклонение при определении главных элементов: 2—4 %. Микроэлементный состав пород определен методом ИСП-МС на спектрометре модели Agilent 8800 (Agilent Technologies, USA). Значения относительного стандартного отклонения при анализе содержаний редких и редкоземельных элементов составили 5—10 %. Точность результатов подтверждена анализом международных и российских стандартных образцов: JB-3, JA-2 (Япония) и CT-2A (ГСО № 8671-2005, Россия).

**Погрешности определения.** Для контроля качества результатов определения химических элементов в настоящей работе были использованы международные и российские стандартные образцы состава JG-3, JB-3, JA-2 (Япония) и СГ-3 (ГСО № 3333-85), СТ-2 А (ГСО № 8671-2005), Россия. Значения относительного среднеквадратичного отклонения при определении элементов-примесей для большинства из них составляют 5—15 %, для таких элементов, как Hf, Ta — 15—20 %. Для петрогенных элементов погрешность составляет 1—4 %; все величины погрешностей соответствуют критериям качества выполнения элементного анализа, принятым в геохимических исследованиях [Методические..., 1997; Кузнецова и др., 2002].

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КУРУНГСКОГО КОМПЛЕКСА

**Краткая минералого-петрографическая характеристика.** Курунгский комплекс образован в основном субинтрузивными и гипабиссальными фоидовыми и щелочными породами: сиенитами щелочными (эгирин-авгитовые и эгириновые, с гастингситом и щелочными амфиболами рибекит-арфведсонитового ряда, присутствующими в подчинении или отсутствующими) и нефелиновыми (с примесью других фоидов, развитых по нефелину или самостоятельно: вишневита, канкринита, содалита, а также анальцима и цеолитов натролит-шабазитового ряда). Реже, в составе дайково-жильной фации, встречаются тингуиты и фоидовые пегматиты. В подчиненных количествах присутствуют туфы фонолитов.

**Фельдшпатоидные сиениты и сиенит-порфиры, тингуиты** представляют собой существенно полевошпатовые (содержание полевых шпатов — 65—85 об. %) лейко- и мезократовые породы с варьирующими от 10—15 до 20—25 % содержаниями нефелина (главенствующего среди фоидов) и, в подчинении, других фельдшпатоидов (содалита, анальцима, канкринита) [Полин, Петраченко, 2001]. Большинство фельдшпатоидных сиенитов принадлежат к группе мезократовых нефелиновых (нефелин-полевошпатовых) сиенитов (рис. 2; таблица), ограниченно встречаются нефелинсодержащие разности (мезократовые лаурвикиты с 1—3 % Ne: пробы ПН-174.478, ПН-179.560/3 и Ш-378-2/1); петрографически нефелинсодержащие сиениты отличаются от прочих щелочных сиенитов повышенными (до ~10 об. %) количествами модального эгирина. Среди полевых шпатов преобладают ортоклаз и натровый плагиоклаз (альбит и/или кислый олигоклаз). Фемические минералы (эгирин-авгит, эгирин, гастингсит, рибекит-арфведсонит



**Рис. 2. Диаграмма составов нефелиновых пород [Саранчина, Шинкарев, 1973] для нормативных составов курунгских фоидовых сиенитов.**

I—III — нефелинсодержащие сиениты: I — лейкократовый, II — мезократовый, III — меланократовый; IV — лейкократовый нефелиновый сиенит. Як — якупирангит; Цв. м. — суммарное количество цветных минералов; Не — содержание нефелина; П.ш. — суммарное содержание полевых шпатов. 1—5 — фигуративные точки пород здесь и на других рисунках: фоидовые (преимущественно нефелиновые) сиениты и тингуиты: мезократовые (1), лейкократовые (2), фоидсодержащие мезократовые щелочные сиениты (3), щелочные сиениты (4), тенебергиты (5).

**Представительные анализы и другие параметры курунгских сиенитов**

Компонент	**ПН- 174.506/7	ПН- 174.506/3А	**ПН- 174.506/5	ПН- 177.474/3	**ПН- 174.479	**ПН- 177.536	ПН- 147.560	ПН- 177.474
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	55.06	56.29	56.39	58.00	58.29	58.29	58.59	58.97
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.18	0.20	0.20	0.11	0.12	0.27	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.98	21.92	22.22	20.93	21.20	22.97	20.66	20.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.61	1.01	1.40	0.54	1.43	<b>0.66</b>	1.40	0.81
FeO	0.73	1.08	0.73	1.32	1.02	<b>0.63</b>	0.89	1.71
MnO	0.10	0.16	0.12	0.11	0.16	0.04	0.15	0.13
MgO	0.17	0.18	0.11	0.08	0.12	0.04	0.15	0.17
CaO	4.83	2.36	1.24	1.60	2.47	<b>0.33</b>	1.96	3.58
Na <sub>2</sub> O	4.03	7.84	7.78	7.01	6.40	<b>9.59</b>	6.96	6.07
K <sub>2</sub> O	8.69	7.43	7.38	8.55	7.51	5.22	6.97	6.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.01	0.04	0.07	0.06	0.09	0.11
H <sub>2</sub> O	0.20	0.12	0.01	0.20	0.15	0.08	0.02	0.10
П.п.п.	2.91	1.04	1.99	1.30	0.75	1.64	1.46	0.45
Mg#	12.21	13.88	8.97	7.32	8.48	5.50	11.06	11.05
Сумма	99.50	99.68	99.58	99.88	99.68	99.67	99.57	99.51
<i>f</i>	0.88	0.86	0.91	0.93	0.92	0.94	0.89	0.89
<i>a</i>	0.76	0.96	0.94	0.99	0.88	0.93	0.92	0.84
<i>n</i>	0.41	0.62	0.62	0.56	0.52	<b>0.74</b>	0.60	0.48
<i>c</i>	0.35	0.13	0.05	0.22	0.20	0.05	0.09	0.18
<i>l</i>	<b>1.03</b>	0.95	<b>1.01</b>	<b>1.06</b>	<b>1.01</b>	<b>1.06</b>	>0.99	>0.99
<i>SI</i>	13.4	17.5	17.2	16.1	12.8	14.3	12.4	10.3
Серия*	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(В)
Cr	1.31	0.94	1.22	4.04	1.09	0.35	0.22	4.20
Ni	1.18	1.26	1.07	5.05	1.12	1.09	0.64	5.1
Co	2.25	1.28	1.33	4.03	3.06	0.81	0.78	4.3
Sc	1.13	1.8	1.08	1.11	2.15	0.45	0.58	1.21
V	63.3	34.8	45.4	30.4	69.4	10.1	40.3	53.2
Pb	19	74	53	19	56	26	28	29
Rb	191	292	279	217	297	<b>467</b>	235	306
Cs	9.32	65.09	21.09	2.45	39.50	5.36	7.58	10.30
Ba	180	124	26	135	272	<b>34</b>	52	178
Sr	678	342	97	218	381	<b>51</b>	129	286
Ga	20	32	34	23	28	38	23	26
Ta	0.14	0.35	0.52	0.14	0.36	<b>0.08</b>	0.21	0.23
Nb	3.8	16.2	15.6	4.5	14.8	<b>1.0</b>	6.9	17.4
Hf	4.94	12.30	9.32	3.16	8.97	0.41	4.90	4.78
Zr	188	624	503	132	379	<b>16</b>	193	192
Y	20	9	5	12	23	2	29	22
Th	5.46	56.43	53.37	5.73	1.76	<b>1.02</b>	13.17	13.00
U	2.03	23.05	13.41	1.36	9.03	<b>0.45</b>	3.75	3.40
La	16.07	95.71	91.62	25.77	50.39	<b>8.32</b>	44.56	38.52
Ce	39.18	125.90	132.29	53.83	83.83	<b>13.73</b>	75.85	65.20
Pr	4.81	8.93	10.12	5.92	7.37	<b>1.11</b>	7.53	6.32
Nd	22.96	23.59	26.70	21.78	26.40	<b>3.51</b>	27.15	23.70
Sm	3.94	2.77	2.04	2.85	3.91	<b>0.44</b>	4.40	3.92
Eu	0.93	0.56	0.29	0.60	0.89	<b>0.15</b>	0.73	0.69
Gd	3.05	3.39	2.21	2.36	3.47	<b>0.41</b>	4.36	3.52
Tb	0.47	0.28	0.15	0.29	0.51	<b>0.03</b>	0.56	0.52
Dy	2.70	1.31	0.72	1.75	3.03	<b>0.28</b>	3.40	2.99

Продолжение таблицы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Ho	0.53	0.24	0.13	0.35	0.64	<b>0.06</b>	0.71	0.60
Er	1.88	0.82	0.45	1.16	2.29	<b>0.19</b>	2.69	1.96
Tm	0.33	0.12	0.37	0.19	0.38	<b>0.03</b>	0.47	0.21
Yb	2.24	0.88	0.70	1.35	2.80	<b>0.16</b>	3.70	2.28
Lu	0.38	0.14	0.14	0.22	0.50	<b>0.02</b>	0.60	0.37
B	20	140	90	25	83	75	57	49
$\Sigma$ TR+Y	119.47	273.64	272.93	130.42	209.41	<b>30.44</b>	205.71	172.80
$(La/Yb)_N$	5.03	76.34	92.04	13.41	12.62	36.69	8.41	11.85
Eu/Eu*	0.82	0.56	0.51	0.71	0.74	<b>1.08</b>	0.51	0.57
Rb/Sr	0.28	0.85	2.88	1.00	0.78	<b>9.16</b>	1.82	1.07
Rb/Zr	1.02	0.46	0.56	1.54	0.78	<b>29.19</b>	1.22	1.59
Zr/Nb	49.5	38.5	32.2	29.3	25.6	16.0	28.0	11.0
Ba/La	11.2	1.3	0.3	5.2	5.4	4.1	1.2	4.6
Ba/Nb	47.4	7.7	1.7	30.0	18.4	34.0	7.5	10.2
La/Ta	114.8	273.5	176.2	184.1	140.0	104.0	212.2	167.5
K/La	4489	644	669	2754	1237	5208	1298	1455
K/Nb	19237	3814	3925	15935	4215	8422	42904	3220

Компонент	ПН-179.580	**ПН-177.472/1	Ш-378/2-1	ПН-174.478	ПН-177.551	ПН-179.560/3	ПН-179.558	**ПН-177.557
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	58.98	59.48	60.90	61.61	62.09	62.21	62.42	62.44
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.54	0.43	0.46	0.46	0.14	0.09	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.76	18.79	17.87	18.67	18.68	18.05	18.95	18.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.99	2.52	3.92	1.58	1.91	1.05	0.98	1.60
FeO	2.15	1.39	0.32	0.58	1.20	1.18	0.94	0.89
MnO	0.17	0.12	0.06	0.11	0.12	0.16	0.09	0.10
MgO	0.01	0.77	0.55	0.45	0.43	0.01	0.10	0.36
CaO	3.98	2.94	0.84	1.78	1.26	2.46	2.40	1.86
Na <sub>2</sub> O	3.94	4.14	8.35	4.38	4.20	5.23	4.76	4.59
K <sub>2</sub> O	7.43	7.63	4.71	8.77	7.66	7.77	7.68	7.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.47	0.06	0.15	0.07	0.04	0.03	0.05
H <sub>2</sub> O	0.17	0.07	0.06	0.08	0.10	0.15	0.20	0.05
П.п.п.	1.38	0.72	1.85	0.88	1.37	1.08	1.08	0.97
Mg#	0.45	27.28	20.30	28.60	20.79	0.83	8.91	21.59
Сумма	99.53	99.58	99.92	99.50	99.55	99.53	99.72	99.59
<i>f</i>	~1.00	0.73	0.80	0.71	0.79	0.99	0.91	0.78
<i>a</i>	0.77	0.80	1.05	0.89	0.81	0.94	0.85	0.84
<i>n</i>	0.45	0.46	<b>0.73</b>	0.43	0.45	0.51	0.48	0.48
<i>c</i>	0.20	0.15	0.04	0.09	0.07	0.12	0.12	0.18
<i>l</i>	1.03	1.06	0.91	1.02	1.14	0.94	1.03	0.97
SI	8.1	8.3	9.5	9.3	7.4	8.8	8.0	7.4
Серия*	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)	Ш(ВВ)
Cr	0.64	1.18	1.11	0.58	1.09	0.44	0.29	1.08
Ni	1.11	6.13	1.13	1.04	1.59	0.73	0.86	3.09
Co	44.37	4.14	2.21	1.77	2.43	0.99	1.03	2.13
Sc	3.95	1.09	1.18	1.15	1.62	0.93	0.84	2.08
V	100	76	54	48	62	55	59	53
Pb	32	33	30	28	25	30	23	25
Rb	199	220	225	232	211	292	250	245
Cs	5.85	5.45	5.24	6.41	3.83	4.29	8.19	4.59

Окончание таблицы

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
Ba	1614	1200	179	54	410	64	227	103
Sr	1785	1099	1082	191	512	227	420	517
Ga	18	12	15	18	18	21	17	18
Ta	0.43	0.42	0.45	0.51	0.39	0.13	0.17	0.75
Nb	8.3	7.9	8.6	11.6	8.0	6.4	5.0	12.2
Hf	3.68	3.61	3.86	4.44	3.61	6.07	4.61	4.09
Zr	142	200	180	169	149	221	167	125
Y	23	22	23	24	19	43	32	28
Th	8.27	7.91	—	7.31	8.26	14.04	5.42	6.75
U	2.36	2.22	—	2.41	2.28	3.63	1.92	2.11
La	38.81	35.30	—	34.85	33.41	35.73	18.43	43.76
Ce	78.36	75.35	—	67.11	66.03	56.44	41.97	97.41
Pr	8.60	8.12	—	7.46	7.23	5.70	5.26	12.99
Nd	34.33	31.52	—	27.77	27.29	21.37	22.46	46.60
Sm	6.02	5.08	—	4.75	4.62	3.96	4.49	7.80
Eu	1.74	1.62	—	0.89	1.12	0.63	0.93	1.43
Gd	5.68	5.32	—	4.62	4.51	4.14	4.07	6.06
Tb	0.71	0.68	—	0.61	0.57	0.61	0.60	0.84
Dy	3.84	3.42	—	3.64	3.05	4.25	3.73	4.61
Ho	0.73	0.67	—	0.74	0.60	0.99	0.83	0.87
Er	2.24	2.14	—	2.48	1.93	3.99	3.05	2.48
Tm	0.31	0.32	—	0.38	0.27	0.76	0.53	0.44
Yb	2.07	2.10	—	2.73	1.90	6.62	4.20	2.26
Lu	0.29	0.28	—	0.39	0.26	1.06	0.66	0.35
B	23	50	44	73	34	22	26	29
$\Sigma$ TR+Y	206.73	168.92	—	182.42	171.79	189.25	143.21	255.90
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	13.16	11.79	—	8.95	12.32	3.79	3.08	13.59
$\text{Eu}/\text{Eu}^*$	0.91	0.95	—	0.58	0.75	0.48	0.66	0.64
Rb/Sr	0.11	0.20	0.21	1.22	0.41	1.29	0.60	0.47
Rb/Zr	1.40	1.10	1.25	1.37	1.42	1.32	1.50	1.96
Zr/Nb	17.1	25.3	20.9	14.6	18.6	34.5	33.4	10.2
Ba/La	41.6	34.0	—	1.6	12.3	1.8	12.3	2.4
Ba/Nb	194.5	22.7	20.8	4.7	51.2	10.0	45.4	8.4
La/Ta	90.3	84.1	—	68.3	35.7	274.9	108.4	58.4
K/La	1589	1794	—	2089	1903	1805	3459	1408
K/Nb	7405	8018	4546	6303	7042	10060	12700	5041

Примечание. Пробы фоидовых и щелочных сиенитов отобраны на Улаханском массиве ККЮМП (см. рис. 1), исключая пр. Ш-378/2-1, взятую в пределах массива Кондэр. Оксиды в мас. %, остальные элементы в г/т. Петрохимические модули, по [Пермяков, 2000]:  $a = (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ ;  $n = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ ;  $c = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ;  $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ;  $l = \text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ; все в атомных количествах.  $SI = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2 - 43)$  — сериальный индекс А. Ритмана, содержания оксидов — в мас. %.  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2$  (нормировано к хондриту). Химические анализы выполнены в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Л.И. Алексеева. Нормирование содержаний La и Yb проведено относительно примитивной мантии. Прочерк — не определялось. Наименования пород (согласно порядковым номерам): 1, 2, 4, 5, 7 — мезократовые фоидовые сиениты; 3, 6 — лейкократовые фоидовые сиениты; 8 — мезократовый тингуайт; 9, 10 — щелочные сиениты; 11, 12, 14 — нефелинодержащие сиениты (лаурвикиты); 13, 15, 16 — тенсбергиты. Названия пород соответствуют [Петрографический..., 2009].

\* Петрохимическая серия: Щ — щелочная; подтипы (в скобках): В — высокощелочная, ВВ — весьма высокощелочная.

\*\* Определения REE и редких элементов проводились в ИГХ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова. Прочие определения REE и редких элементов выполнены в ЦКП ДВГИ ДВО РАН методом ICP-MS; аналитики С.Ю. Будницкий, Д.С. Остапенко.

и рудные: магнетит, гематит, ильменит) находятся в резком подчинении, их доля в сумме варьирует от 2 до 7 %. Фенокристы клинопироксена обычно имеют эгирин-авгитовый состав, оторочки их образованы эгирином. Клинопироксен матрикса порфировидных пород — эгирин.

По содержаниям полевых шпатов фоидовые и нефелинсодержащие сиениты подразделяются на три разновидности: 1) с преобладанием альбита над калишпатом (приближающиеся к личфилдитам<sup>1</sup>), 2) с превалированием калишпата, 3) с примерно равными долями калишпата и натриевого плагиоклаза. Нередко в составе пордообразующей минеральной фазы присутствуют железистый биотит (в миаскитах) и титанистый андрадит (меланит), в количестве от десятых долей процента до первых (1—3) процентов.

Тингуаиты — порфировидные породы (вкрашенники образуют ассоциации: меланит + гастингсит + содалит, альбит + эгирин-авгит + нефелин либо только нефелин), с базисом состава: амфибол + + альбит + нефелин или меланит + эгирин-авгит + нефелин.

Аксессорные минералы фельдшпатоидных сиенитов и тингуайтов представлены титанитом (иногда отсутствует), апатитом, магнетитом, порой гематитом и цирконом. Вторичные минералы: пелит по калишпату, канкринит и цеолиты — по нефелину, актинолит и хлорит (изредка) по клинопироксену, иногда по биотиту. В ряде случаев отмечаются признаки автометасоматических преобразований: альбитизация, эгиринизация, калишпатизация.

Щелочные сиениты и тенсбергиты характеризуются преимущественно щелочно-полевошпатовым парагенезисом с низкими или ничтожно малыми содержаниями кварца (от долей процента до ~5 %). Содержания калишпата (микроклин) в щелочных сиенитах (лаурвикитах и тенсбергитах) варьируют от ~30 до ~50 % с преобладающими значениями в интервале ~40—45 %. Натриевый полевой шпат — преимущественно альбит, лишь изредка — кислый олигоклаз, что является особенностью минералогии как щелочных, так и фоидовых сиенитов. Темноцветные минералы представлены в них эгирином, эгирин-авгитом, реже биотитом, эгирин-диопсидом и щелочным амфиболом ряда рибекит—арфведсонит. Группу аксессориев образуют обычные для щелочных мезитовых пород минералы: магнетит, фторапатит, титанит. Второстепенным, но по количеству порой приближающимся к породообразующим минералам, является меланит. В отдельных пробах присутствуют гематит, циркон и флюорит. Из вторичных изменений установлены признаки автометасоматоза: альбитизация, калишпатизация, эгиринизация.

Текстуры как фельдшпатоидных, так и щелочных сиенитов, как правило, массивные. Структуры полнокристаллические, порфировидные и гломеропорфировидные, иногда с элементами пойкилитовой структуры (с включениями калишпата, титанита, магнетита и фторапатита в пойкиловидные фенокристаллы клинопироксена); среди дайково-жильных образований встречаются разности с бостонитовой структурой матрикса. Структуры базиса пород равномерно-зернистые, мелко- (tinguaиты, бостониты), средне- и реже крупнокристаллические.

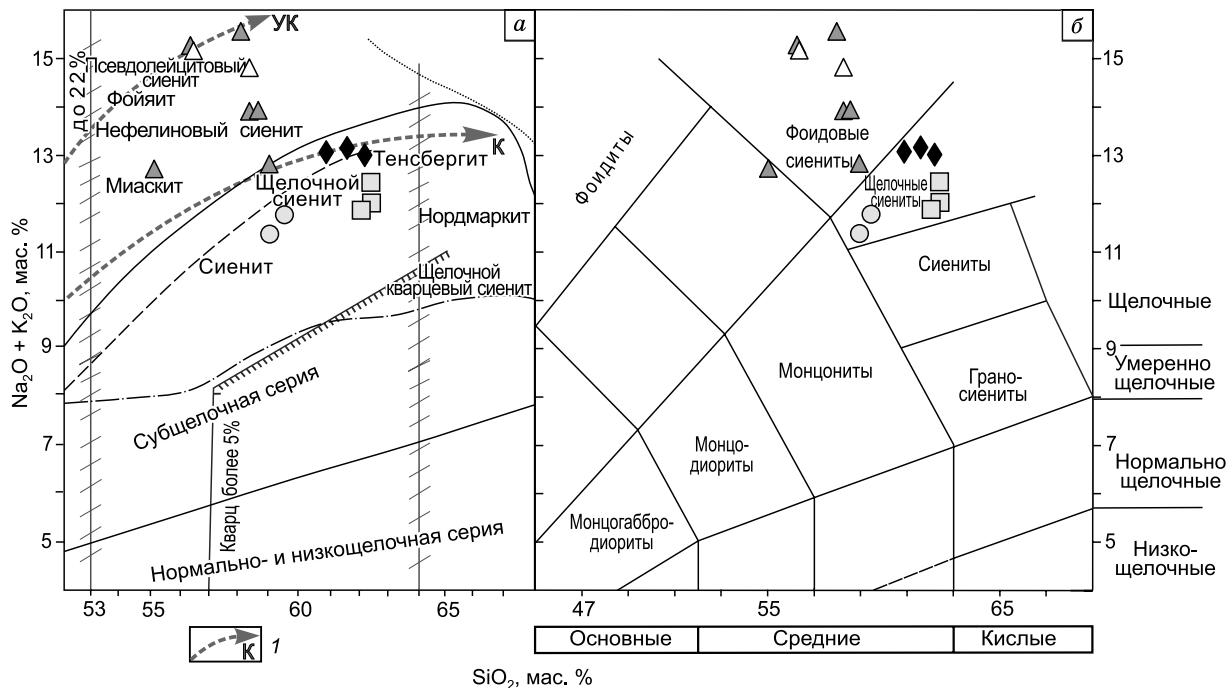
## РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД

**Петрохимическая систематика.** Как следует из результатов петрогохимического изучения комплекса, сложен он средними по кремнекислотности, приближающимися к умеренно кислым (~55.0—62.5 %  $\text{SiO}_2$ ), породами высоко- и ультращелочного ряда (см. таблицу). Представлены они группировками с разным химизмом: фельдшпатоидными и щелочными сиенитами с примерно двукратным преобладанием фоидовых пород. Характерными особенностями тех и других являются низкие (против типовых) содержания кальция, магния, железа, титана и элементов его группы, повышенные и высокие содержания глинозема. Особенно велики (~20.5—23.0 %) содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в фельдшпатоидных разностях магматитов; в щелочных образованиях они поникаются до 19—18 мас. % (см. таблицу).

Краткий анализ химизма комплекса (см. таблицу; рис. 3—6) показывает, что его породы образуют короткие по кремнекислотности серии высокой (щелочные сиениты) и ультравысокой (фоидовые породы) щелочности, высоко- и ультракалиевые, умеренно- и низкокальциевые, высокожелезистые, слабометаглиноземистые; лишь некоторые из наиболее кислых членов комплекса (тенсбергиты) слабоперглиноземистые. Для всех типов пород характерны низкая и очень низкая известковистость, значительная обедненность оксидами магния, фосфора, титана.

На классификационной диаграмме Петрографического комитета РАН  $\text{SiO}_2$ —( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (см. рис. 3, а) бесфоидовые сиениты комплекса расположены в поле тенсбергитов—щелочных сиенитов, совпадая с эволюционными трендами калиево-щелочно-базитовой (щелочные сиениты, лаурвикиты и тенсбергиты) серии лейцитит-щелочно-сиенитовой формации. Щелочные разности сиенитов приближа-

<sup>1</sup> Личфилдит — редко встречающаяся метасоматизированная (?) магматическая порода, представляющая микроклин-альбитовый (альбит преобладает) нефелинсодержащий сиенит; нефелин, содалит, канкринит и кальцит присутствуют в нем в подчинении.

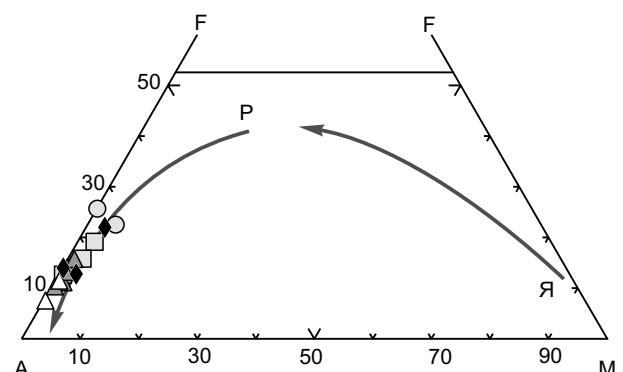


**Рис. 3. Положение составов курунгских сиенитов на классификационной диаграмме Петрографического комитета ОГГ АН СССР  $\text{SiO}_2$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [Классификация..., 1981] (а) и TAS-диаграмме [Шарпенок и др., 2013] (б).**

1 — тренды калиевой (К) и ультракалиевой (УК) серий.

ются к средним составам щелочного сиенита и тенсбергита. На TAS-диаграмме (см. рис. 3, б) составы этих пород ложатся в поле щелочных сиенитов (аналогов щелочных трахитов).

Точки составов фоидовых сиенитов занимают поля лейцитовых и псевдолейцитовых сиенитов—миаскитов—нефелиновых сиенитов и тингуайтов, повторяя тренд ультракалиевой серии лейцитит-щелочно-сиенитовой формации Алдана (см. рис. 3, а). На TAS-диаграмме (см. рис. 3, б) их фигуративные точки расположены в поле фоидовых сиенитов, аналогов фонолитов. На диаграмме AFM (см. рис. 4) точки составов пород комплекса совпадают с кремнекислой частью тренда дифференциации щелочно-базальтовой магмы Рябиновского массива Центрально-Алданской магматической провинции, по [Кочетков и др., 1989], повторяя наиболее щелочную часть тренда лейцитит-щелочно-сиенитовой формации ЦАМП. По величине общей щелочности (см. таблицу, рис. 3) и щелочно-известковистому индексу ( $\approx 44$ ), определенному экстраполяцией, комплекс уверенно занимает поля щелочной и высокощелочной серий, высоко- и ультракалиевой. Характерны высокая и весьма высокая общая щелочность калиевого подтипа; лишь две пробы (ПН-177.536 и Ш-378-2/1) принадлежат калиево-натриевому подтипу, судя по высокому значению в них величины « $n$ » (0.74 и 0.73 соответственно) (см. таблицу) и относительно низкому содержанию оксида калия (см. рис. 5). Минералогически эта особенность их состава выражена в особо высоком, против прочих пород, содержании модального эгирина. Составы калиево-натриевой разновидности щелочных сиенитов весьма специфичны и выделяются по многим петрогохимическим параметрам (см. таблицу)<sup>2</sup>. В то же время от-



**Рис. 4. Положение сиенитов курунгского комплекса на диаграмме AFM.**

Вариационные тренды составов пород лейцитит-щелочно-сиенитовой формации Центрально-Алданской магматической провинции АЦ: Р — массива Рябиновый, Я — массива Якут.

<sup>2</sup> Наблюдаемая близость распределения РЭЗ в них и в умеренно кислых и кислых образованиях батомского метаморфического комплекса кристаллического основания АЦ (что будет показано ниже) позволяет предполагать возможность отнесения этих пород к производным прямых выплавок из коровых пород пониженной основности.

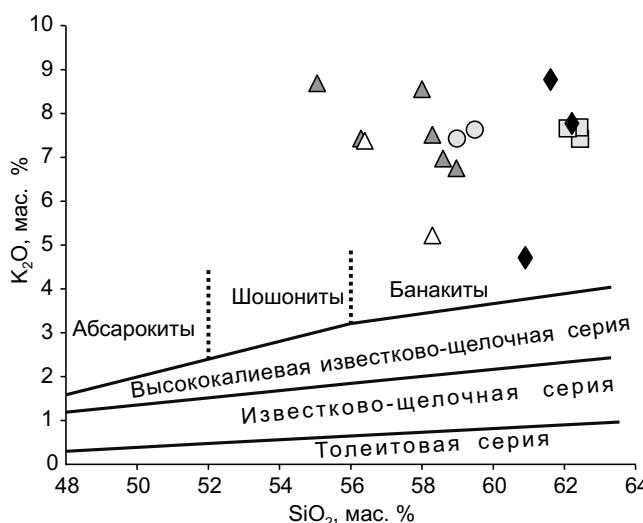


Рис. 5. Распределение составов фоидовых и щелочных сиенитов курунгского комплекса на модифицированной диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  Маккензи—Чапеля [Mackenzie, Chappell, 1972].

сутствие в этих породах петрографических признаков вторичных изменений не позволяет объяснить особенности их состава автометасоматозом.

Как показано в работе [Головко, Диваев, 2007], к числу ведущих признаков, используемых для расчленения высококалиевых пород, относятся содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$  (рис. 6) все курунгские сиениты попадают в крайнюю нижнюю (низкокальциевую и наиболее глиноземистую) часть поля тефрит-лейцититовой серии; при этом фельдшпато-

идные разности наиболее глиноземисты, как уже отмечено выше. На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  (см. рис. 5) составы большинства фоидовых сиенитов по содержаниям оксида калия значительно превышают таковые в шошонитах и банакитах, приближаясь к полям ультракалиевых магматитов.

Из приведенных сведений следует заключение о принадлежности пород изученного комплекса к лейцитит-щелочно-сиенитовой, по [Кочетков и др., 1989], или, иначе, калиевой щелочно-мафитовой [Орлова и др., 1986] формации, широко распространенной в центральных и западных частях АШ, но заметно уменьшенной в объеме в пределах его восточного блока [Полин и др., 2022].

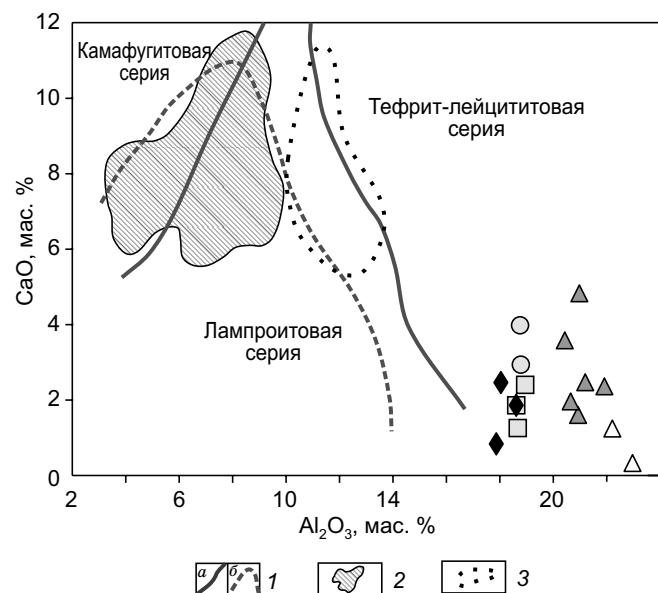
На петрохимических диаграммах породы комплекса характеризуются как щелочные и ультращелочные, существенно калиевые (от высоко- до ультракалиевых). Можно предположить, что мантийные составляющие их родоначальных расплавов были близки к щелочно-базальтовой (тефритовой) магме, как это уже определено [Кочетков и др., 1989; Кононова и др., 1994, 1995; и др.] для производных лейцитит-щелочно-сиенитовой формации в ряде других позднемезозойских магматических провинций АШ.

**Геохимическая типизация.** Курунгским сиенитам присущи низкие, относительно типовых, содержания тантала и ниobia, пониженные и низкие, за единичным исключением, — бария, стронция, сидерофильных элементов, умеренные и низкие концентрации фосфора, высокие и очень высокие — калия, свинца, рубидия, цезия (см. таблицу; рис. 7). Как правило, в изученных породах наблюдаются повышенные суммы РЗЭ. В распределении редких и редкоземельных элементов обращает на себя внимание высокая фракционированность составов по крупноионным литофилам и LREE при практическом отсутствии фракционирования по HREE, низких и очень низких содержаниях последних, в трети случаев, близких таковым в батомгских метадиапитах — метаиоритах.

На спайдерграммах несовместимых редких элементов (см. рис. 7, а) наблюдаются отрицательные ниобиевые аномалии, повышенные и высокие содержания рубидия, низкие — титана и элементов его группы, исключая лишь цирконий, выделяющийся высокой вариабельностью содержаний. Иногда отмечаются повышенные значения величин  $\text{Zr}/\text{Nb}$ ,  $\text{Ba}/\text{Nb}$ ,  $\text{La}/\text{Ta}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ,  $\text{Th}/\text{Nb}$ ,  $\text{K}/\text{Nb}$  (см. таблицу); характерна большая обогащенность LREE по сравнению с HFSE (в том числе HREE). Все это — свидетельство

Рис. 6. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$ , по [Головко, Диваев, 2007], для пород курунгского комплекса.

Поля составов пород: 1 — калиевых серий: а — камафугитовой (высококальциевой) и тефрит-лейцититовой (высокоглиноземистой), б — лампроитовой; 2 — общее поле лампроитов Восточного, Центрального и Западного Алдана; 3 — общее поле минетт штата Навахо и умеренно глиноземистых лейцититов Сьерра-Невады, США.



**Рис. 7.** Вариации спектров редких (*а*) и редкоземельных (*б*, *в*) элементов для пород курунгского комплекса (*а*, *б*), метадицитов и метариолитов батомгского метаморфического комплекса АЩ [Вовна и др., 2014] (*в*), нормированных к примитивной мантии, по [Wood, 1979]. Для сравнения приведены спайдер-диаграммы среднего состава континентальной коры, по [Wedepohl, 1995], и OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

присутствия в составе пород, наряду с мантийными, характеристики, обычно относимых к надсубдукционным<sup>3</sup>.

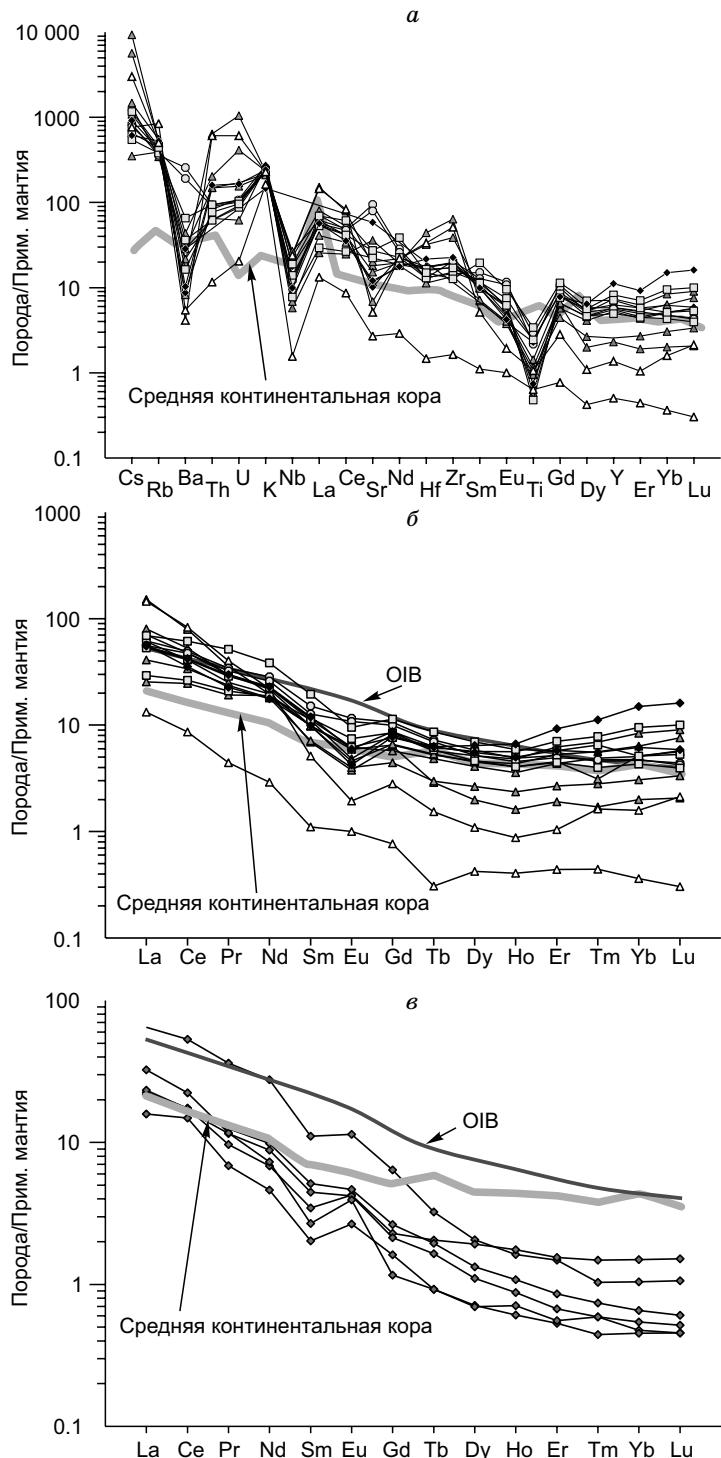
Характерны для курунгских магматитов также повышенные и высокие (2.5—10.0) La/Nb отношения, близкие к таковым у среднего состава континентальной коры, пород вулканических дуг и метавулканитов батомгского комплекса (рис. 8); величины Ba/Nb в них варьируют от подобных составов базальтов и РМ до близких составам континентальной коры и батомгских метавулканитов. К геохимическим особенностям некоторых разновидностей фойдовых сиенитов относятся повышенные и высокие (до «ураганных») содержания урана и тория, в меньшей мере тантала (см. таблицу), сближающие их с породами рифтогенных формаций мира.

Показательны весьма значительные дисперсии содержаний радиоактивных элементов (РАЭ): от «ураганно-высоких» ( $\Sigma_{\text{РАЭ}} = 66.78$ ) до аномально низких ( $\Sigma_{\text{РАЭ}} = 1.47$ ) (см. таблицу).

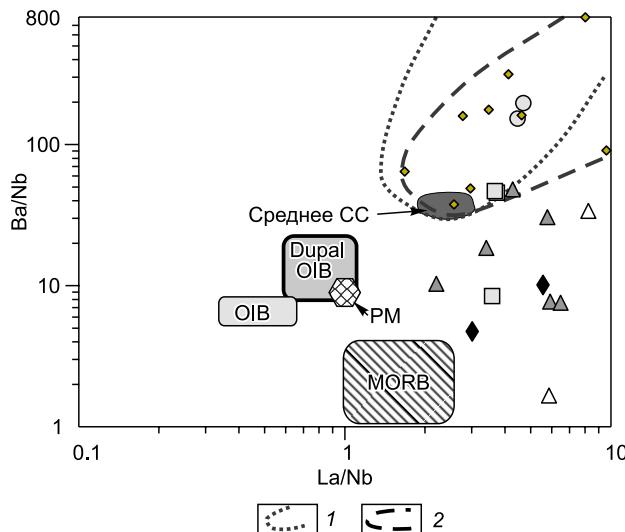
По величине отношения Th/U (наблюдаются две группы значений: 1.95—3.03 и 3.20—4.21) курунгские сиениты близки составам большинства горных пород Земли с  $\text{Th}/\text{U} \approx 2—5$ , приближаясь к среднему составу земной коры ( $\text{Th}/\text{U} \approx 4$ ) и отличаясь, в меньшую сторону, от торий-уранового отношения в некоторых типах щелочных пород (с  $\text{Th}/\text{U} \approx 5—10$ ) (см. таблицу, рис. 9).

Величины Nb/U в курунгских сиенитах (рис. 10) близки к таковым у метадицитов батомгского комплекса АЩ. Относительно прочих батомгских метавулканитов, равно как и относительно среднего состава континентальной коры величина Nb/U в породах комплекса в несколько раз ниже. Содержания Nb в курунгском и батомгском комплексах близки между собой и подобны их величинам в средней континентальной коре.

Фигуративные точки курунгского комплекса на диаграмме Ta/Yb—Th/Yb (рис. 11) располагаются преимущественно близ границы полей шошонитовой и известково-щелочной серий, попадая в оба поля. Распределение их (исключая составы, близкие составу верхней континентальной коры) параллельно тренду внутриплитного обогащения инициального (базитового) расплава.

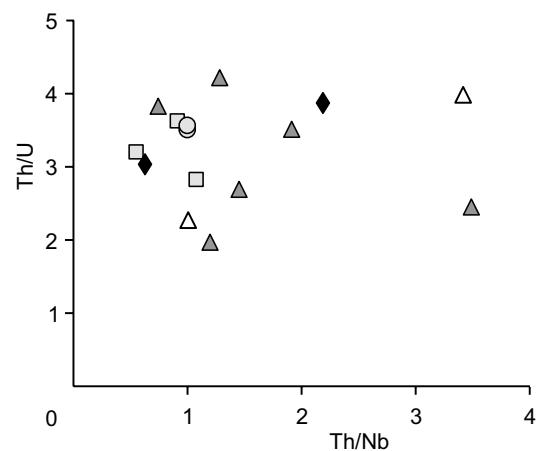


<sup>3</sup> Эта их особенность, отмечаемая исследователями и в раннемеловых щелочных породах АЩ, как и ее возможное объяснение, будут рассмотрены ниже, при обсуждении результатов.

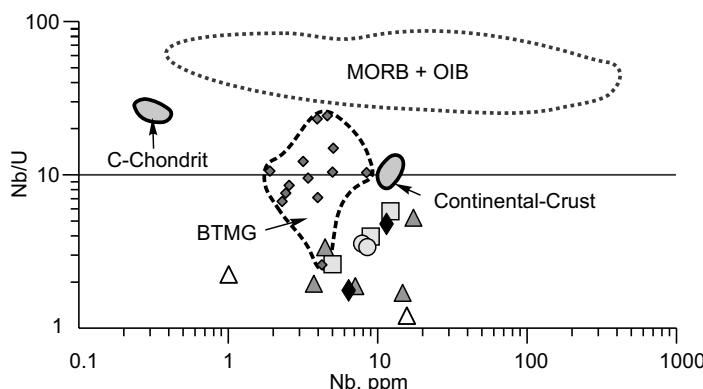


**Рис. 8. Диаграмма La/Nb—Ba/Nb распределения составов пород курунгского комплекса и кислых метавулканитов батомгского комплекса батомгской гранит-зеленокаменной области Алданского щита.**

1 — контур поля островодужных пород Земли; 2 — контур поля метадиабазов-метариолитов батомгского комплекса. Мелкие ромбы здесь и далее на рисунках — фигуративные точки батомгских метавулканитов.



**Рис. 9. Положение составов фоидовых и щелочных сиенитов курунгского комплекса на диаграмме Th/Nb—Th/U.**



**Рис. 10. Диаграмма Nb—Nb/U [Hofmann, 1986; Hofmann et al., 1986] для сиенитов курунгского комплекса и батомгских метавулканитов.**

Оконтурены поля составов базальтов MORB + OIB и метапород батомгского комплекса.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

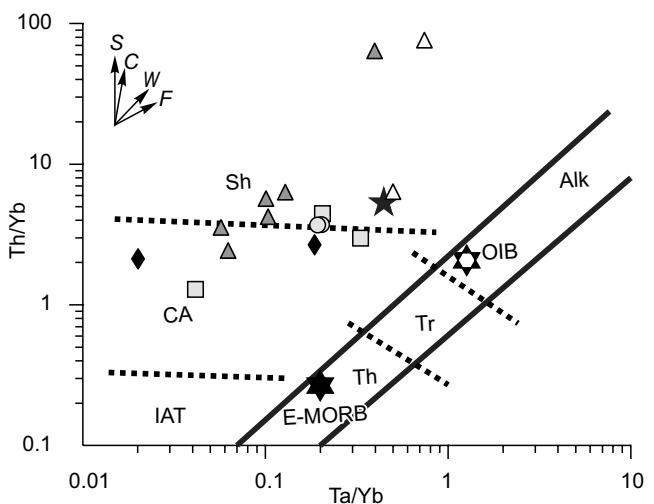
Анализ использованных геохимических диаграмм показывает, что сиенитам курунгского комплекса присущи, с одной стороны, некоторые специфические черты пород латитового ряда (мантийных дериватов), с другой, — образований континентальных вулканических дуг<sup>4</sup>.

Это указывает на гибридный (мантийно-коровый) характер геохимических характеристик пород и «переходность» их составов между надсубдукционным и внутриплитным геохимическими типами. Петрогохимическая типизация курунгских сиенитов свидетельствует о принадлежности их к производным лейцитит-щелочно-сиенитовой формации с первичной магмой щелочно-базальтового (тефритово-го?) состава. Геохимия рубидия, стронция, урана, тория, церия, лантана, иттрия, ниобия указывает на существенную роль корового вещества в составе источников щелочно-салических образований, что подтверждает выводы, сделанные ранее на основе изотопно-геохимических показателей состава некоторых типов курунгских сиенитов [Полин и др., 2013, 2015, 2016].

<sup>4</sup> Подчеркнем, что наиболее существенная из них — ниобиевый (и танталовый тоже) «трог» — может указывать не на надсубдукционную природу щелочных магматитов АШ, как полагают некоторые исследователи [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010], а на метасоматически измененный мантийный источник или возможную значимую (до 20 %) роль амфиболсодержащих метапород (кристаллосланцев, амфиболитов) [Полин и др., 2013] в источнике некоторых из видов (натриево-калиевых) сиенитов.

**Рис. 11. Положение щелочных и фоидовых сиенитов курунгского комплекса на диаграмме Ta/Yb—Th/Yb, по [Pearce, 1982].**

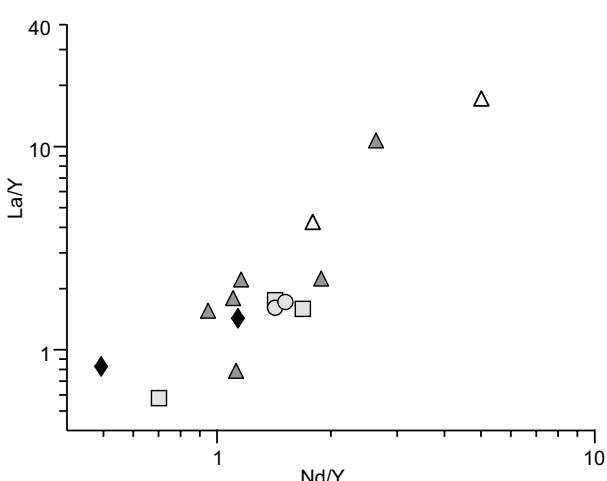
Векторы показывают направления возможных изменений состава инициальных расплавов:  $S$  — субдукционное обогащение,  $C$  — коровая контаминация,  $W$  — внутриплитное обогащение,  $F$  — фракционная кристаллизация. Поля различных серий магматических пород: Sh — шошонитовая, CA — известково-щелочная, IAT — островодужных толеитов. OIB — базальты океанических островов, Th — толеиты срединно-океанических хребтов; Tr — субщелочные внутриплитные серии и переходные серии срединно-океанических хребтов; Alk — щелочные внутриплитные серии. Шестиконечные звезды — средние составы E-MORB и OIB; пятиконечная звезда — средний состав верхней континентальной коры.



Ряд геохимических черт изученных пород (минимумы содержаний HREE<sup>5</sup>, прямая корреляция между отношениями La/Y и Nd/Y (рис. 12) говорят в пользу предположения о наличии граната в остаточном мантийном субстрате, т. е. формировании щелочно-базитовых расплавов на довольно значительных глубинах в мантии. Еще одним подтверждением представлений о глубинном происхождении щелочно-базитовых расплавов, участвовавших в становлении меловых щелочных комплексов Алдана, служат геофизические данные, свидетельствующие о повышенной (порядка 125–127 км) мощности литосферы, подстилающей выходы позднемезозойских магматитов в пределах АЦ [Малышев и др., 2012]. Однако более надежное суждение о составе мантийного источника курунгских сиенитов сделать затруднительно из-за отсутствия в составе комплекса пород необходимого и достаточно примитивного состава.

**Возможные модели петрогенезиса курунгского комплекса.** Существующие модели мезозойского магматизма Алданского щита увязывают его проявления либо с коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит [Парфенов, 1984; Гордиенко, Киселев, 2000], либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа [Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Митрофанов, 2001; и др.]. Есть представления и о возможной его надплюмовой [Ярмолюк и др., 1995; Богатиков, Симон, 1997; Ярмолюк и др., 2000; и др.] либо надсубдукционной [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010] природе. Исходя из этого, для мезозойских щелочных комплексов Алдана могут быть предложены следующие гипотезы петрогенезиса: 1А, 1Б — ассимиляция древней континентальной коры Алданского щита магмами мантийного происхождения в обстановках АКО (А) или скольжения литосферных плит (Б); 2 — фракционная кристаллизация мантийных магматических расплавов в рифтогенной обстановке; 3 — парциальное плавление неистощенного мантийного перidotита над воздымющимся мантийным плюмом или астеносферным выступом.

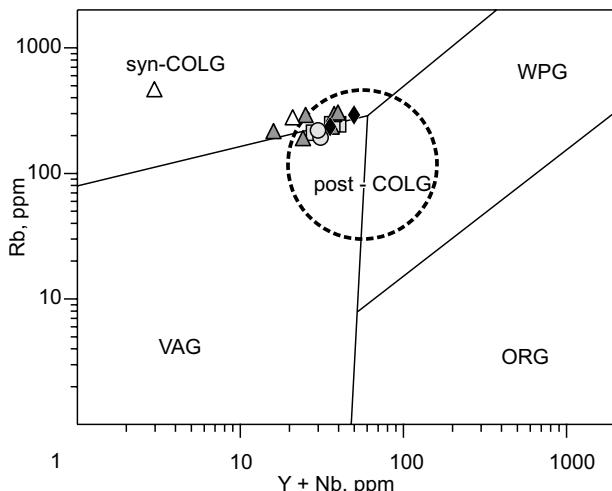
Ниже приведены доводы «за» и «против» той или иной гипотезы.



**Гипотеза 1А — ассимиляция древней континентальной коры Алданского щита магмами мантийного происхождения в обстановке АКО.** Рассматривая вероятность проявлений позднемезозойского магматизма АЦ в обстановке АКО, следует учитывать не только петрогохимические и изотопные данные, но и результаты прецизионной геохронологии. Немаловажно в этом плане, что магматические проявления на юго-востоке щита (Кеткапско-Юнская и Тыркандинская магматические провинции), с одной стороны, и в его центре и на северо-западе (Центрально-Алданская, Верхнеам-

**Рис. 12. Диаграмма La/Y—Nd/Y для магматитов курунгского комплекса.**

<sup>5</sup> Следует иметь в виду, что низкая степень фракционирования HREE отличает также тоналит-трондьемитовые магматические ассоциации и их протолиты — «серые гнейсы», отчего, взятый в отрыве от других, этот показатель не может быть убедительным доказательством наличия граната в остаточном мантийном субстрате.



**Рис. 13. Положение составов курунгских сиенитов на объединенной дискриминантной геохимической диаграмме [Pearce, 1982; [Pearce et al., 1984].**

Поля гранитоидов различных геодинамических обстановок: VAG — островных дуг, syn-COLG, post-COLG — коллизионных и постколлизионных обстановок, WPG — внутриплитных обстановок, ORG — океанических хребтов.

столь значимую (~15 млн лет) задержку во времени начала субдукции на юго-востоке щита относительно западных и центральных его провинций, при том что подразумевается близортогональное простиранию щита направление субдукции (с юга-юго-востока на север-северо-запад).

Противоречит гипотезе «надсубдукционности» курунгских сиенитов и распределение их фигуративных точек на диаграмме Дж.А. Пирса [Pearce et al., 1984], где они занимают пограничное положение между полями гранитоидов островных дуг и синеклизионных, более тяготея к последнему (полю гранитов S-типа) (рис. 13). В целом распределение большинства фигуративных точек пород совпадает с областью постколлизионных гранитоидов, по [Pearce, 1982]. К тому же не связанное с субдукционной гипотезой объяснение ниобий-танталовым трогам (которые представляются некоторым авторам [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010] веским доказательством надсубдукционного происхождения магматитов) приведено в широко известных работах [Gill, 1981; Сондерс, Тарни, 1987], на что указывалось нами и в более ранних работах [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2008; и др.].

Общеизвестно, что составы с так называемыми «надсубдукционными» характеристиками образуются не только вследствие контаминации «мантийного клина» над зоной субдукции водно-кремнеземистыми щелочными флюидами, но и в результате повторного плавления базальтов (эклогитов) с экстракцией несовместимых элементов [Сондерс, Тарни, 1987] или парциального плавления амфиболитов [Gill, 1981]. Вполне очевидно, что «надсубдукционные» характеристики в нашем случае можно (и нужно) объяснять не только (и не столько) возможной контаминацией «мантийного клина»<sup>6</sup>, но и вполне вероятным участием в магмогенезе коровых источников вещества. В частности, высокая фракционированность пород комплекса по легким РЗЭ (см. рис. 7, б), при слабом фракционировании по тяжелым (что обычно характерно и для тоналит-трондемитовых ассоциаций, производных «серых гнейсов», а не только для надсубдукционных образований) может интерпретироваться как указание на влияние коры в составе их (смешанного) источника. Последнее подтверждается также изотопным составом пород и присутствием в них древних, «унаследованных», цирконов [Полин и др., 2012, 2013, 2014б, 2016; Полин, Дриль, 2015; и др.]. В этом же плане показательна отмеченная выше близость топологии спайдерграмм некоторых проб нефелиновых сиенитов нормированным графикам батомгских (протерозойских) известково-щелочных метадацитов, метариодидацитов и даже метариолита из комплекса основания ККЮМП (см. рис. 7, в), равно как и прочих проб сиенитов — среднему составу континентальной коры (см. рис. 7, б). Этот факт также может свидетельствовать о значимости роли коровой компоненты в составе расплавов, сформировавших курунгские сиениты.

Признаки «надсубдукционности» курунгских пород прослеживаются и на диаграмме La/Nb—Ba/Nb (см. рис. 8), однако на ней же отмечается влияние мантийного источника и корового компонента. По величинам барий-ниобиевого отношения часть фигуративных точек сиенитов попадают в область составов метаморфитов батомгского комплекса [Вовна и др., 2014] батомгской гранит-зеленокаменной области одноименного поднятия Алданского щита, приближаясь при этом к среднему составу континентальной коры. Вероятно, взятые вместе эти характеристики свидетельствуют о присутствии среди источников курунгского комплекса, наряду с мантийным компонентом, значимой доли корового вещества.

**Гипотеза 1Б — аксилияция древней континентальной коры Алданского щита магмами мантийного происхождения в обстановке скольжения литосферных плит.** В пользу этой гипотезы свидетельствует распределение составов курунгских сиенитов на ряде дискриминантных петрогенетических и,

<sup>6</sup> Притом, что предполагаемая зона субдукции удалена к югу от ККЮМП более чем на 700 км.

**Рис. 14. Признаки мантийно-корового происхождения курунгских сиенитов на диаграмме Ce/Y—La/Nb [Barbarin, 1999].**

как будет показано ниже, геодинамических диаграмм. В частности, показательно поведение микроэлементов на диаграммах La/Nb—Ba/Nb, Th/Nb—Th/U, Nb—Nb/U, Ta/Yb—Th/Yb, Nb/Y—La/Y, Ce/Y—La/Nb и др.

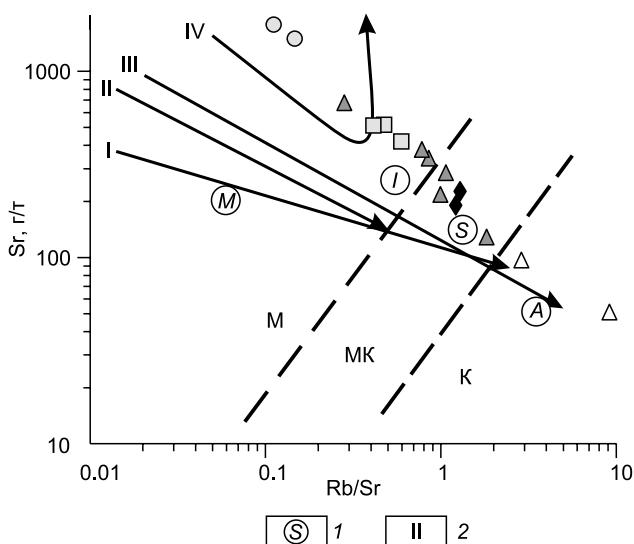
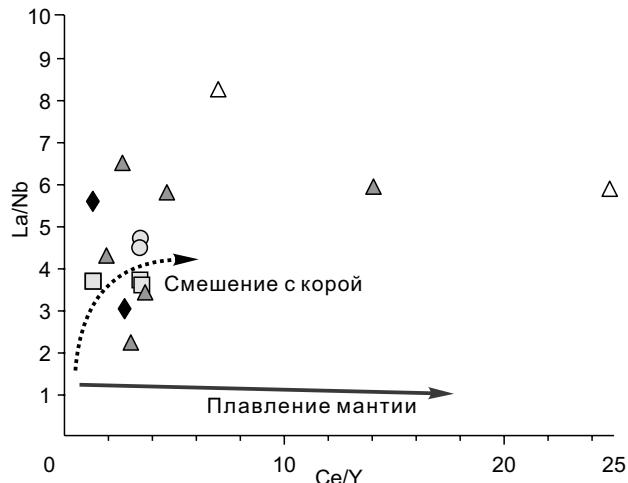
Фигуративные точки курунгского комплекса на диаграмме Th/Yb—Ta/Yb (см. рис. 11) расположены в области составов пород, формирующихся за счет мантийных источников, содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом. Отклонение от общего тренда точек составов двух проб сиенитов к точке среднего состава верхней континентальной коры трактуется как свидетельство возможного происхождения этих пород из расплавов, образовавшихся прямым плавлением корового материала.

На диаграмме Ce/Y—La/Nb (рис. 14) вариации значений Ce/Y и La/Nb отношений и распределение фигуративных точек пород вдоль тренда смешения мантийных составов с корой интерпретировано как указание на наличие мантийного источника курунгских сиенитов и участие в их становлении процессов смешения мантийных дериватов с коровым материалом.

Составы нескольких проб курунгских сиенитов на диаграмме Rb/Sr—Sr (рис. 15) расположены в поле типовых рифтогенных комплексов континентов; фигуративные точки прочих сиенитов как фоидовых, так и щелочных попадают в разряды мантийных, мантийно-коровых и коровых<sup>7</sup> производных, в чем также просматривается переменное по величине влияние мантийного и корового источников.

Вариации в курунгских породах содержаний тантала и тория (рис. 16) представляется возможным объяснить сочетанием влияния внутриплитного обогащения (превалирует в фоидовых сиенитах) и ассилияции материала коры (характерно для щелочных сиенитов). Аналогичное объяснение напрашивается и для значительной дисперсии величин отношений ряда микроэлементов:  $(La/Yb)_N$ , La/Ta, Ba/Nb; в меньшей мере — Rb/Sr (см. таблицу; рис. 15).

Вариации отношений Th/Nb, Th/U, La/Ta, как следует из данных таблицы и диаграммы Th/Nb—Th/U (см. рис. 9), надо связывать, вероятно, не столько с различной кремнекислотностью пород, сколько с локальными неоднородностями магматического очага, обусловленными разной степенью контаминации первичного (щелочно-базитового) расплава коровым материалом. Нельзя не принять во внимание и особенности эволюции состава магмы, но, очевидно, последние играли значительно меньшую роль в изменении величин La/Ta, чем «загрязнение» первичного расплава веществом коры.



**Рис. 15. Диаграмма Rb/Sr—Sr М.Г. Руб—В.М. Даценко, по [Даценко, 2000], для пород курунгского комплекса.**

Поля составов магмообразующих источников: K — коровых, M — мантийных, MK — мантийно-коровых. 1 — типовые составы гранитов M-, I-, S- и A-типов; 2 — тренды дифференциации типовых вулканических серий: I — толеитовая ОД, II — известково-щелочная ОД, III — известково-щелочная АКО, IV — рифтовых зон континентов.

<sup>7</sup> В поле коровых образований попали составы лейкократовых фоидовых сиенитов с высокими содержаниями эгирина и при этом значительно отличными от других пород петрогохимическими характеристиками (см. таблицу). Показательна близость топологии их графиков на спайдер-диаграммах РЗЭ с таковыми для батомгских кислых метавулканитов (см. рис. 7), возможно, указывающая на происхождение родоначальных расплавов этих пород за счет прямых выплавок из кислых метапород батомгского комплекса.

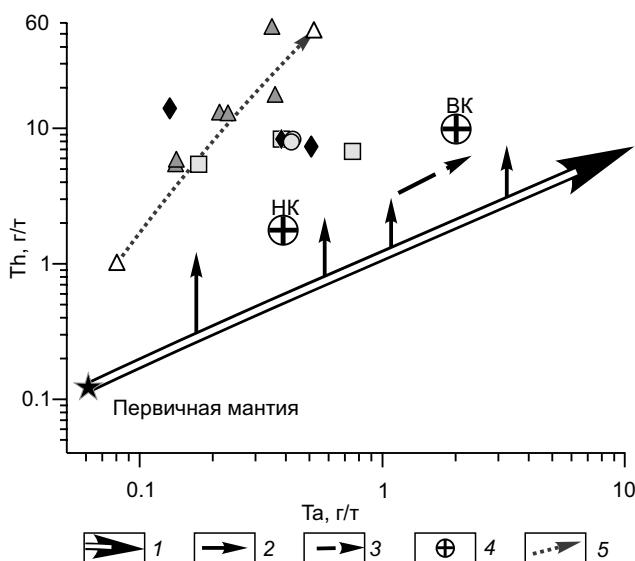


Рис. 16. Th—Ta диаграмма идентификации процессов.

1 — вариации внутриплитного источника; 2 — вариации источника, связанного с субдукцией; 3 — тренд асимиляции-фракционной кристаллизации; 4 — средний состав коры: НК — нижней, ВК — верхней, по [Thorpe et al., 1984]; 5 — вариационный тренд составов курунгских фоидовых сиенитов.

курунгского комплекса (см. рис. 10) свойственны материалу коры, в том числе составу батомгских метадиапсидитов. Поскольку величина Nb/U как отношения весьма несовместимых элементов в магматитах не должна меняться при изменении степени парциального плавления источника или степени фракционной кристаллизации расплава, она представляет собой возможный инструмент диагностики упомянутых петрологических процессов [Hofmann, 1986; Hofmann et al., 1986]. Основываясь на значительной дисперсии величин Nb/U на диаграмме Nb/U—Nb, можно предположить, что значительную часть составов курунгских сиенитов не связывают отношения фракционирования или парциального плавления единого источника. Те составы, где увеличение степени обогащения коррелируется с более высоким содержанием ниobia (что наблюдается в нашем случае, см. таблицу, рис. 10), могли быть получены контаминацией мантийных щелочно-базитовых выплавок кислым материалом континентальной коры, в частности, близким по составу умеренно кислым и кислым метапородам батомгского комплекса АШ [Вовна и др., 2014].

**Гипотеза 2 — фракционная кристаллизация мантийных мафических расплавов в рифтогенной обстановке.** Судить о возможности кристаллизационного фракционирования щелочно-базитового мантийного расплава при формировании рассматриваемого комплекса не представляется возможным ввиду отсутствия в его составе базитовых и/или переходных к средним разностей. В ряду от средних до умеренно кислых составов пород, слагающих комплекс, гипотеза фракционирования железо-титановых оксидов и железо-магнезиальных силикатов отвергается отсутствием выраженного снижения содержаний сидерофильных элементов (например, Ni, Sc, V) с ростом кремнекислотности (см. таблицу). В то же время закономерное увеличение Rb/Sr с ростом содержания SiO<sub>2</sub> (рис. 17, наблюдаются раздельные, субпараллельные тренды для фоидовых и щелочных сиенитов) может указывать на определенную роль процесса фракционирования («всплытия») полевых шпатов в становлении как высококалиевовой (щелочно-сиенитовой), так и ультракалиевой (фоидосиенитовой) серий магматитов. Однако, судя по незначительности величин европиевого минимума в курунгских сиенитах (вплоть до его отсутствия, см. рис. 7), петрологическая значимость этого явления была не очень велика.

**Гипотеза 3 — парциальное плавление неистощенного мантийного периодита над воздымющимся мантийным плутоном или астеносферным выступом.** Эту гипотезу невозможно квалифицированно оценить ввиду отсутствия в составе комплекса пород примитивного состава.

Подытоживая анализ полученной петрологической информации, можно заключить, что имеющиеся факты не противоречат представлению о происхождении родоначальных расплавов курунгских сиенитов за счет усвоения материала древней континентальной коры Алданского щита щелочно-базитовыми магмами мантийного происхождения.

**Возможная модель петрогенезиса курунгского комплекса.** Согласно опубликованным ранее данным по изотопии свинца, выделяются несколько типов источников вещества, принимавших участие в процессах петрогенезиса щелочных пород ККЮМП, в том числе курунгского комплекса [Полин и др., 2016]: мантийный, верхне- и нижнекоровый. Мантийный источник отождествляется с источником типа PREMA. Верхнекоровый источник по изотопным характеристикам свинца соответствует источнику типа «Ороген», по [Zartman, Doe, 1981], или среднему составу континентальной коры, по [Stacey, Kramers, 1975]. Третьим источником вещества является нижняя кора (это доказывают данные неодим-стронциевской изотопии, см. ниже), но тип нижнекорового протолита, вовлекаемого в магматический

То, что в курунгских магматитах величина Th/U (1.9—4.2) является промежуточной между таковой для метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой ( $\text{Th}/\text{U} \approx 1—3$ ) фаций, с одной стороны, и эпидотовой и амфиболитовой ( $\text{Th}/\text{U} \approx 3—5$ ), с другой, — представляется возможным интерпретировать как еще одно указание на значимую роль корового источника в составе родоначальных расплавов изученного комплекса.

Интервалы значений Nb/U в сиенитах курунгского комплекса (см. рис. 10) свойственны материалу коры, в том числе составу батомгских метадиапсидитов.

**Рис. 17. Вариационные тренды щелочных (1) и фоидовых (2) сиенитов курунгского комплекса на диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $\text{Rb/Sr}$ .**

процесс, по сведениям об изотопии свинца, остается пока неопределенным, что затрудняет оценку его роли в процессах петрогенезиса.

Изотопный состав кислорода в щелочно-салических образованиях комплекса также указывает на признаки вероятного смешения корового и мантийного материала [Полин и др., 2016]. В изученных породах курунгского комплекса (ПН-177.474 — тингуайт и ПН-177.557 — тенсбергит), имеющих смешанные, «мантийно-коровьи», значения рубидий-стронциевого отношения (см. таблицу, рис. 15), величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  (+6.4 и +6.7 ‰ в тингуайте и тенсбергите соответственно) находится в пределах верхних значений, характерных для магматических пород мантийного происхождения.

По распределению изотопов неодима и стронция (те же пробы) магматиты комплекса имеют отрицательные величины  $\varepsilon_{\text{Nd}} = -8.2$  и  $-7.5$  (соответственно в тингуайте и тенсбергите), что предполагает вероятный обогащенный мантийный источник (близкий к ЕМ-I), с одной стороны, и вклад коровой контаминации в генезис данных пород<sup>8</sup>, с другой. Первичный изотопный состав стронция, близкий к BSE (0.7048—0.7051), и схожие с таковыми в ЕМ-I первичные изотопные отношения неодима (0.5120—0.5121) свидетельствуют о близости источников родоначальных расплавов обоих видов сиенитов [Полин и др., 2013]. При этом распределение фигуративных точек тяготеет к гиперболе смешения пород нижней континентальной коры и континентальных оливиновых базальтов, по [Фор, 1989], на уровне ~0.25 частей примеси гранулитового вещества. Точки тингуайта и тенсбергита лежат на тренде, направленном к области составов обогащенной мантии ЕМ-I, что согласуется с распределением в них рубидия и стронция, предполагающим «мантийно-коровье» происхождение этих пород (см. рис. 15).

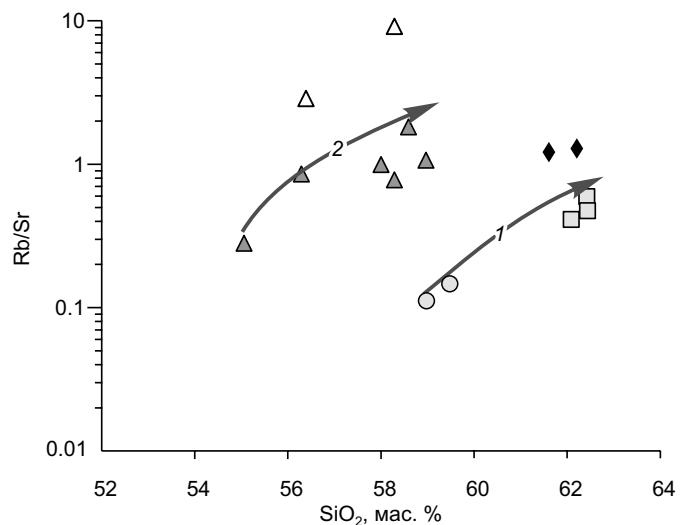
Величины модельного Sm-Nd возраста источников расплавов для тингуайта и тенсбергита составляют соответственно:  $T_{\text{DM}} = 1354$  и 1309 млн лет,  $T_{\text{DM2}} = 1620$  и 1552 млн лет, из чего явствует продолжительность коровой предыстории источника курунгских щелочно-салических пород, позволяющая предположить гибридность величин модельных возрастов последних от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и мантийного резервуара.

Резюмируя результаты изотопно-геохимических исследований, следует отметить присутствие несомненных признаков влияния на изотопный состав курунгских сиенитов источников как мантийного, так и корового происхождения, согласующегося с петрогохимическими данными.

Анализ петро- и геохимических диаграмм, представленных в работе, в совокупности с данными изотопно-геохимических исследований [Полин и др., 2013, 2016; Полин, Дриль, 2015] позволяют допускать, что генезис фоидовых и щелочных сиенитов курунгского комплекса может быть связан с различной степенью контаминации коровым материалом мантийной щелочно-базитовой магмы. Как показывают результаты петрогохимического изучения, среднеосновные и умеренно кислые породы комплекса являются продуктами или относительно «самостоятельных» расплавов, или, что представляется более вероятным, производными щелочно-базитового расплава, в разной степени контаминированного кислым коровым веществом.

В пользу этой гипотезы свидетельствуют: малая величина либо полное отсутствие европиевого минимума, вариации значений величины  $\text{Rb/Sr}$  от мантийных, через мантийно-коровьи в типично коровьи, отсутствие коррелятивных связей у  $\text{Zr}$  и  $\text{Ti}$ , равно как и отсутствие постоянства отношений подвижных некогерентных элементов к относительно инертным:  $\text{Ba/Nb}$ ,  $\text{Th/Ta}$ ,  $\text{Zr/Nb}$ , говорящее о различных типах источников или их сложном сочетании.

В то же время ряд фактов противоречит альтернативной предыдущей гипотезе о становлении рассматриваемой серии пород путем фракционной кристаллизации, по крайней мере, фемических силикатов и рудных оксидов: 1) особенности распределения сидерофильных элементов (см. таблицу), не согласующиеся с моделью фракционирования рудных минералов и железо-магнезиальных силикатов; 2)



<sup>8</sup> Это заключение подтверждается присутствием в пр. 177.506/5 (содалитсодержащий нефелиновый сиенит) унаследованных (ксеногенных, дегритовых) цирконов с возрастом 2746—1060 млн лет [Полин и др., 2014г].

непостоянство отношений подвижных некогерентных элементов к относительно инертным: Rb/Zr; Ba/Nb (см. таблицу) и др. Короткие «минитренды», образуемые отношениями этих элементов, можно интерпретировать либо как свидетельство «индивидуальности» источника у каждой разновидности сиенитов, либо как подтверждение вывода о различном сочетании в родительских расплавах мантийной и коровой компонент. Исключение составляют лишь лейкократовые фоидовые сиениты (пробы ПН-174.506/5 и ПН-177.536), состав которых, судя по топологии спайдерграмм редкоземельных элементов, может свидетельствовать о прямом выплавлении родоначальных для них расплавов из батомгских метадицитов-метариолитов (см. рис. 7, б, в; 15) с последующим повышением щелочности образовавшихся расплавов, возможно, при взаимодействии с высокоосновными (карбонатными) породами «рамы» и/или (вероятнее) под влиянием мантийного щелочного флюидно-теплового потока, проводником и, отчасти, источником которого могли быть мантийные щелочно-базитовые магмы.

Совокупность указанных выше признаков при учете геологической ситуации и данных изотопной геохимии позволило остановиться в качестве рабочей на модели флюидного синтексиса, в понимании Н.Л. и Г.Л. Добрецовых [1983], как механизма образования щелочно-салических магматитов курунгского комплекса. Модель предусматривает возникновение, последующее ощелачивание и десиликацию очага вторичной кислой магмы под воздействием потока тепла и флюидов исходящего от внедрившегося в земную кору высокотемпературного мантийного (щелочно-базитового) расплава. В ее рамках находят объяснение многие из особенностей состава пород курунгского комплекса.

Согласно указанной модели, изученный комплекс может рассматриваться как пример производного от взаимодействия щелочно-базитового расплава с кислым коровыми веществом в ходе завершающего этапа позднемезозойского тектонического цикла, связанного с существованием обстановки скольжения литосферных плит. Фрагменты подобной геодинамической ситуации рассматриваются в ряде работ, посвященных геодинамике и тектонической эволюции Дальневосточного региона [Уткин, 1984; Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Митрофанов, 2001].

В соответствии с развиваемыми в них представлениями, можно предположить, что в течение первого этапа ТМА косое столкновение Сибирского кратона с Удско-Мургальской островной дугой перешло в трансформное(?) перемещение, сопровождавшееся либо образованием «слэб-виндоу» [Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999], либо близким этому процессом внедрения в ослабленную зону астеносферного диапира с раздвигом трансформной зоны [Митрофанов, 2001]<sup>9</sup>. Взаимодействие астеносферного диапира с литосферной мантией привело к заложению мантийных очагов щелочно-базитовых магм и под их воздействием нижнекоровых очагов щелочноземельных расплавов. Определенную роль в увеличении в расплавах концентрации калия сыграли, вероятно, как его непосредственный привнос в составе трансмагматического глубинного флюида, так и возможные процессы флюидно-синтексического взаимодействия мантийного щелочно-базитового и «вторичных» коровых кислых расплавов. Как показано [Добрецов, Добрецов, 1983], тип щелочности в подобной ситуации в значительной мере регулируется составом мантийной магмы и степенью обводненности взаимодействующих магм и вмещающей среды, т. е. глубинами зарождения расплавов и глубиной протекания синтексиса. При одинаковом составе мантийной магмы в обстановке гранулит-базитового субстрата легче реализуются условия для выплавления калиевых расплавов, тогда как относительно обводненный гнейсоамфиболитовый субстрат более благоприятен для появления калинатриевых и даже существенно натриевых магм. Составы пород курунгского комплекса, с этих позиций, отражают множественность источников их материнских расплавов (метаперidotитовый, гранулит-базитовый, возможно, в меньшей мере, и гнейсоамфиболитовый).

**Источник щелочно-базитовых калиевых расплавов.** Наблюдаемая в курунгском комплексе отчетливая прямая корреляция между отношениями La/Y и Nd/Y (см. рис. 12) свидетельствует, согласно представлениям [Wood et al., 1979], о наличии граната в остаточном мантийном субстрате (рестите). Возможность этого подтверждается глубоким минимумом спайдерграмм в области тяжелых РЭ (см. рис. 7, б). В сочетании эти факты могут указывать на расположение мантийных магматических источников на глубинах существования гранатсодержащих ассоциаций. Не противоречат этому предположению и геофизические материалы, свидетельствующие о значительной (125—127 км) мощности литосферы под территорией АЦ [Малышев, 2012]. Однако ввиду отсутствия среди пород комплекса примитивных составов, надежное выявление источников мантийной составляющей его родоначальных расплавов не представляется возможным.

Кислородная и неодим-стронциевая изотопные систематики калиевых пород Чара-Токкинской (ЧТМП), Верхнеамгинской (ВАМП), Центрально-Алданской (ЦАМП), Тыркандинской (ТМП) и Кет-капско-Юнской (ККЮМП) магматических провинций Алданского щита [Махоткин, 1991; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Кононова и др., 1995; Богатиков, Симон, 1997; Davies et al., 2006; Полин и др., 2013; Doroshkevich et al., 2020; Васюкова и др., 2020; и др.] позволяют допускать, что одним из ман-

<sup>9</sup> На земной поверхности зоны глубинного разуплотнения в пределах АЦ выражены системой Южно-Якутских угленосных впадин позднеюрского возраста.

тийных источников высококалиевых щелочно-базитовых расплавов в пределах позднемезозойских зон ТМА Алдана была древняя метасоматизированная литосферная мантия, близкая по составу к ЕМ-I<sup>10</sup>. Открытым в этой гипотезе остается вопрос о причине, вызвавшей столь масштабные (охватившие огромную по площади область под Алданским щитом) метасоматические изменения мантийного вещества.

По мнению авторов ряда работ [Bogatikov et al., 1994; Кононова и др., 1994, 1995; Богатиков, Симон, 1997; и др.], источник калиевых пород Центрально-Алданской зоны ТМА — метасоматизированная мантия, по неодим-стронциевым изотопным характеристикам близкая к ЕМ-I. Предполагаемый мантийный метасоматоз имеет древний (порядка 1.5—2.0 млрд лет) возраст и объясняется «затягиванием корового материала в мантийные глубины» через так называемую «тектоносферную воронку».

Необходимо заметить, что, хотя немало исследователей магматизма Центрально-Алданской и Чара-Токкинской магматических провинций и приняли эту гипотезу за основу [Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Vladikin et al., 2005; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020; и др.], существует альтернативная ей точка зрения на происхождение обогащенной мантии ЕМ-I не только под Алданским щитом, но и в пределах других кратонных областей Земли [Когарко, 1996]. Согласно представлениям Л.Н. Когарко [1996], крупномасштабный метасоматоз мантии Земли был вызван глобальным окислением «мантийной атмосферы» в раннем протерозое (2500—1600 млн л. н.). Первопричиной этого были близ возрастной границы «архей—протерозой» процессы окисления атмосферы Земли как результат смены геодинамического режима планеты и резкая активизация взаимодействия мантии—коры. Окисление мантийной «атмосферы», в свою очередь, привело к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате — источнике щелочного магматизма.

Привлекательно в модели Л.Н. Когарко то, что она исключает необходимость поиска сведений о существовании в пределах каждой из зон ТМА Алдана «тектоносферной воронки», подобной Центрально-Алданской (наличие которой вряд ли можно признать абсолютно бесспорным). На наш взгляд, модель эта более удовлетворительно объясняет особенности изотопных составов щелочных пород КЮМП<sup>11</sup>, и в частности, раннемелового дарьинского комплекса [Полин и др., 2013], чем предлагаемый в работах [Кононова и др., 1994, 1995; Bogatikov et al., 1994; Богатиков, Симон, 1997; и др.] механизм, и вполне может быть принята в качестве главенствующей гипотезы при объяснении феномена обогащенной мантии ЕМ-I типа под кратонными областями Земли, в том числе под АЩ.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА СТАНОВЛЕНИЯ КУРУНГСКОГО КОМПЛЕКСА

**Обзор существующих геодинамических гипотез; постановка проблемы.** Традиционно [Максимов, 1982; Магматические..., 1984; Кочетков и др., 1989; и др.] позднемезозойский щелочной магматизм Алданского щита увязывали с процессами рифтогенеза, обусловленного мезозойской тектонической активацией этой глобальной структуры. Еще в начале 1980-х годов Е.П. Максимовым [1982] было отмечено, что, несмотря на наличие в составе магматитов из зон позднемезозойской ТМА Алдана ряда так называемых «надсубдукционных» характеристик, значительная подборка геологических и геофизических данных свидетельствует о проявлении на Алданском щите рифтогенного режима в позднем мезозое.

Несколько более поздние модели мезозойского магматизма АЩ связывали его проявления либо с коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит [Парфенов, 1984], либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа [Полин, Сахно, 2004; Геодинамика..., 2006; Полин и др., 2006, 2008]. Имеются указания и на возможную его надплюмовую [Ярмолюк и др., 1995, 2000; Богатиков, Симон, 1997; и др.] либо надсубдукционную [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010] природу.

Согласно мнению приверженцев надсубдукционной и коллизионной гипотез, позднеюрско-меловой магматизм в пределах Алданского щита был обусловлен процессами, связанными с замыканием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Монголо-Китайского и Сибирского палеоконтинентов. На основе этих представлений имеется серия работ, в которых позднемезозойский магматизм АЩ связывается с постколлизионной [Кононова и др., 1994, 1995] или окраинно-континентальной (АКО) [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010] геодинамическими обстановками. Соответственно, высказаны противоречивые суждения об участии или неучастии субдуцированной океанической коры Монголо-Охотского бассейна в становлении полиформационных магматических очагов, родоначальных для зон ТМА АЩ. Так, Е.П. Максимов [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010], отказавшись от своих более ранних представлений [Максимов, 1982], предположил, что субдуцированная кора Монго-

<sup>10</sup> Следует, однако, помнить, что аналогичные результаты получаются и при смешении мантийного базитового расплава с гранулитовым веществом земной коры.

<sup>11</sup> Именно вариации их неодим-стронциевых изотопных составов от BSE до ЕМ-I.

ло-Охотского палеоокеана входила в число источников позднемезозойских щелочных и щелочноземельных магм АШ и зоны его обрамления. Еще до него близкое этому мнение высказывали А.Я. Кочетков и К.А. Лазебник [1984] и другие, ставившие во главу угла определенную петрохимическую и геохимическую близость магматических пород Приалданья вулканитам островных дуг.

Иную позицию, основанную на анализе данных по распределению изотопов стронция и неодима, а также геохимии редких элементов в раннемеловых калиевых породах Центрально-Алданской магматической провинции, занимали В.А. Кононова и ее коллеги [1994, 1995] и В.А. Первов с соавторами [1997]. Ими была сформулирована гипотеза, по которой источник калиевых пород Западных и Центральных провинций АШ сформирован в палео- и мезопротерозое, в результате метасоматоза мантии в этом регионе под воздействием флюидов, источником которых был субдуктированный коровый материал. В работе [Кононова и др., 1994], посвященной геодинамической обстановке становления позднемезозойских полиформационных магматитов, предполагается на базе дискриминантных геодинамических диаграмм Д. Мюллера с соавтором [Müller, Graves, 1993, 2019], что проявления высококалиевого магматизма ЦАМП могли быть связаны с постколлизионной обстановкой. В то же время они отмечали определенное сходство щелочных пород ЦАМП и пород вулканических дуг разных типов (Испания, Италия, Индонезия), равно как отличие первых от рифтогенных образований, проявленных на древних платформах (Африканской и Австралийской). Однако, учитывая значительную (500—700 км) удаленность выходов калиевых щелочных пород ЦАМП от предполагаемой мезозойской зоны субдукции (южное обрамление Сибирской платформы), авторы [Кононова и др., 1994, с. 953] пришли к выводу, что субдукция, связанная с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана, «не оказывала непосредственного влияния на состав источников калиевых магм Центрального Алдана», хотя и «могла создавать определенные условия для магмообразования». В итоге, исследователи сделали вывод, что геодинамический режим формирования мезозойского калиевого магматизма Центрального Алдана имеет сходство с «современными сложными геодинамическими обстановками» (по терминологии [Магматические..., 1987]), в условиях которых проявлялся щелочной магматизм Италии и Запада США. В последующей работе В.А. Кононова и коллеги [1995] предложили двухстадийную модель образования калиевых пород АШ, объясняющую сочетание в их составе надсубдукционных и внутриплитных характеристик. Причину появления признаков «надсубдукционности» в составе щелочных магматитов ЦАМП они видели в том, что источником материнских расплавов этих пород была литосферная мантия типа ЕМ-I, сформированная в протерозое «под влиянием древних субдукционных процессов», в результате действия так называемой «субдукционной тектоносферной воронки», наличие которой здесь и в то время подтверждается, по их мнению, геофизическими данными, приводимыми в работе [Абрамов, 1993].

Л.М. Парfenov [1984] вначале постулировал постколлизионное происхождение позднемезозойских полиформационных магматитов Алдана. В более поздней работе [Парfenов и др., 2003] он с коллегами допустил становление мезозойских (в числе прочих) орогенных поясов северо-западной окраины Тихого океана в процессе конвергенции плит Тихого палеоокеана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит, по предлагаемой исследователями модели, сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг. Данная гипотеза, вначале получившая название модели «обстановки трансформной континентальной окраины»<sup>12</sup>, приобрела дальнейшее развитие в работах А.И. Ханчука и его коллег [Геодинамика..., 2006] и использована в работах В.Ф. Полина с соавторами [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2008, 2012, 2013, 2014а, б, 2016, 2022; Полин, Дриль, 2015] как вариант объяснения геодинамической обстановки становления позднемезозойских полиформационных комплексов ККЮМП и других провинций АШ, не противоречащий имеющимся геологическим фактам и согласующийся с составами позднемезозойских магматитов.

Как сказано выше, существуют и иные геодинамические модели развития территории АШ и его обрамления в позднемезозойское время, в целом близкие представлениям о причинах ТМА, изложенных в [Парfenов и др., 2003; Геодинамика..., 2006]. Так, В.В. Ярмолюком с соавторами [1995, 2000; и др.] предположено, что внедрение щелочных и субщелочных расплавов было инициировано воздействием на литосферу серии небольших мантийных плутонов, принадлежащих общему для них «горячему полю мантии»; сопровождалось это интенсивным рифтогенезом и внутриплитной вулканоплутонической активностью. Близкий к этому подход был представлен ранее в классификационной таблице Петрографического комитета ОГГГ АН СССР [Магматические..., 1984], где калиевые фoidовые и щелочные базиты и мезиты позднемезозойской «Алданской петрографической провинции» отнесены к образованиям «зон тектономагматической активизации древних щитов и платформ». При этом, как отмечается в [Магматические..., 1987], магматизм некоторых регионов «автономной активизации» (в том числе Приалданья — авторы) весьма близок магматизму континентальных рифтов и горячих точек.

<sup>12</sup> Спустя время переименованная в модель «обстановки скольжения литосферных плит» [Геодинамика..., 2006; и др.].

Наблюдаемая связь континентальных рифтов и «горячих точек», по развивающимся в [Магматические..., 1987] представлениям, согласуется с идеей Дж. Дьюи и К. Берка о начале развития континентального рифтогенеза за счет слияния соседних горячих точек.

Подытоживая приведенную выше информацию, отметим, что экскурс в область существующих представлений о геодинамической ситуации становления позднемезозойского магматизма АЩ показывает необходимость попытки решения этого вопроса на основе серии современных дискриминантных геодинамических диаграмм с использованием вновь полученных материалов петрогохимических исследований.

Учитывая противоречивость имеющихся представлений о геодинамической обстановке становления позднеюрско-раннемеловых калиевых магматитов АЩ и с целью получения дополнительных критериев достоверности представлений об условиях становления позднемелового курунгского комплекса, авторы применили серию дискриминантных диаграмм, позволяющих различать магматические породы, в том числе калиевые, формировавшиеся в различных геодинамических ситуациях. Были использованы дискриминантные диаграммы: Г.Б. Ферштатера [1981], Д.А. Симонова [1998] и А.В. Гребенникова [Grebennikov, Khanchuk, 2020; Гребенников, Ханчук, 2021].

**Результаты дискриминантного геодинамического анализа курунгского комплекса.** Из диаграммы Rb—Sr (рис. 18), предложенной Г.Б. Ферштатером [1981] с учетом зависимостей между содержаниями Rb и Sr в магматических породах, геодинамическим режимом их образования и мощностью земной коры, установленных в работе [Condie, 1973], в применении к курунгским магматитам вытекает важное следствие: расположение их фигуративных точек в области составов (выше линии *FL*, см. рис. 18), характерных для «магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре» [Ферштатер, 1981, с. 87], вполне согласуется с внутриплитной геологической позицией комплекса. Родоначальная магма подобных образований, по Г.Б. Ферштатеру, — калиевая щелочно-базальтовая.

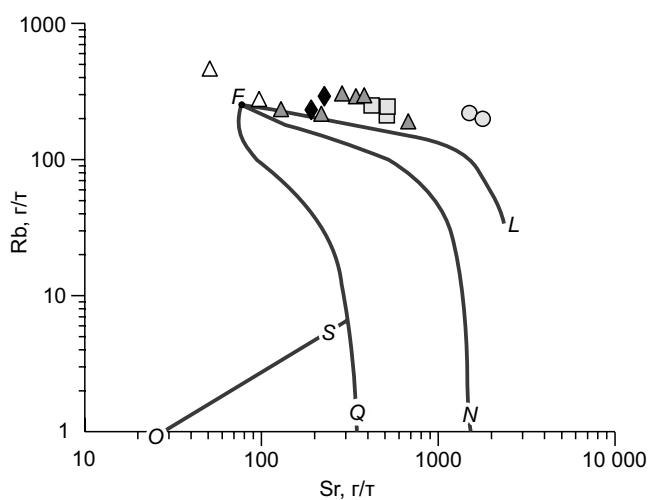
На диаграммах Д.А. Симонова [1998], способных дискриминировать вулканоплутонические породы из областей межконтинентальной коллизии, океанического спрединга, субдукции и континентального рифтинга (рис. 19), курунгские породы группируются в полях континентально-рифтогенных магматитов, подобных, согласно представлениям автора диаграмм, породам африканских рифтов.

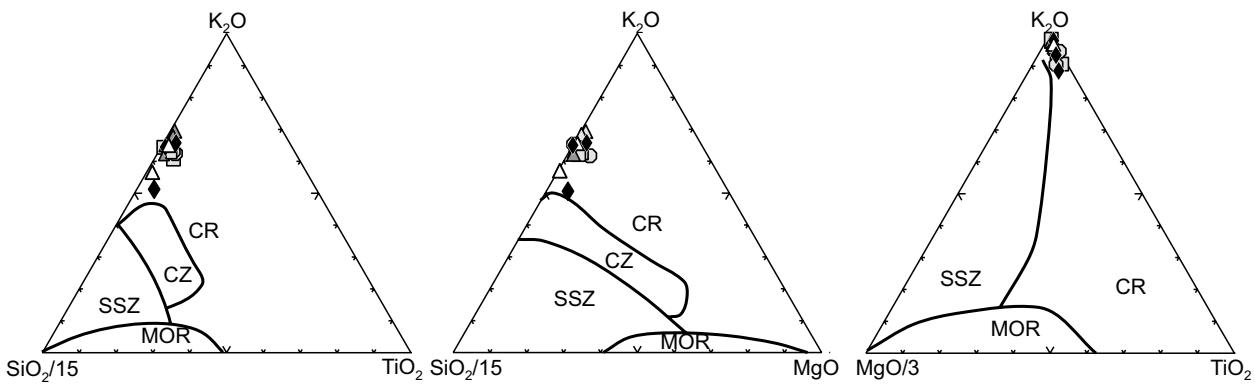
Схожая ситуация наблюдается на дискриминантных диаграммах геодинамических обстановок А.В. Гребенникова [Grebennikov, Khanchuk, 2020; Гребенников, Ханчук, 2021], позволяющих отличать магматические породы надсубдукционного (островодужного и окраинно-континентального) типа, связанного с конвергентными границами литосферных плит, от магматитов, образованных в обстановках (трансформного) скольжения плит. На серии диаграмм этого автора (рис. 20) курунгские щелочные и фельдшпатоидные сиениты попадают в поля пород из областей скольжения плит, представляющих «трансформные окраины континентов и островных дуг», что в принципе согласуется с результатами дискриминантного анализа на диаграммах Д.А. Симонова [1998].

Как отмечено выше, с целью определения геодинамических обстановок проявлений позднемезозойского магматизма АЩ ряд исследователей использовали ранее [Кононова и др., 1994] и в настоящее время (работы В.Е. Гузева и коллег) дискриминантные геодинамические диаграммы Д. Мюллера—Д.И. Гроувза [Müller, Groves, 1993, 2019]. Однако магматические породы позднемезозойских зон ТМА Алдана, в том числе и курунгского комплекса ККЮМП, не удовлетворяют ограничениям этих диаграмм как по возрасту (диаграммы вышеуказанных исследователей рассчитаны на породы кайнозойского возраста), так и по составу (могут быть дискриминированы магматиты и вулканиты только «примитивного» состава с магнезиальностью (Mg#), находящейся в диапазоне величин 0.5—0.8 [Müller, Groves, 2019]).

**Рис. 18. Дискриминантная геодинамическая диаграмма Rb—Sr [Ферштатер, 1981] для пород курунгского комплекса.**

Области составов пород, характерные для разных геодинамических режимов: OSQ — производные океанических толеитов; QFN — производные континентальных толеитов; NFL — производные континентальных андезитов. Выше линии *FL* — область производных щелочно-базитовой магмы: магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре.





**Рис. 19. Составы пород курунгского комплекса на диаграммах [Симонов, 1998].**

Поля составов магматитов типовых геодинамических обстановок: MOR — срединно-океанических хребтов; SSZ — надсубдукционных обстановок; CZ — областей континентальной коллизии; CR — континентальных рифтов.

Нельзя не учитывать и еще одно важное обстоятельство: значительный ряд составов вулканитов, принятых Д. Мюллером и Д.И. Гроувзом за эталонные для «континентальных островных дуг» (например, породы Римской магматической провинции, Эоловой островной дуги, рифта Рио-Гранде), далеко не всеми исследователями принимаются за производные надсубдукционных дуг. В частности, как следует из анализа публикаций, вопрос о геодинамической обстановке формирования Эгейских (Липарских) островов, принадлежащих Эоловой дуге, равно как всего Центрального Средиземноморья, весьма далек от разрешения.

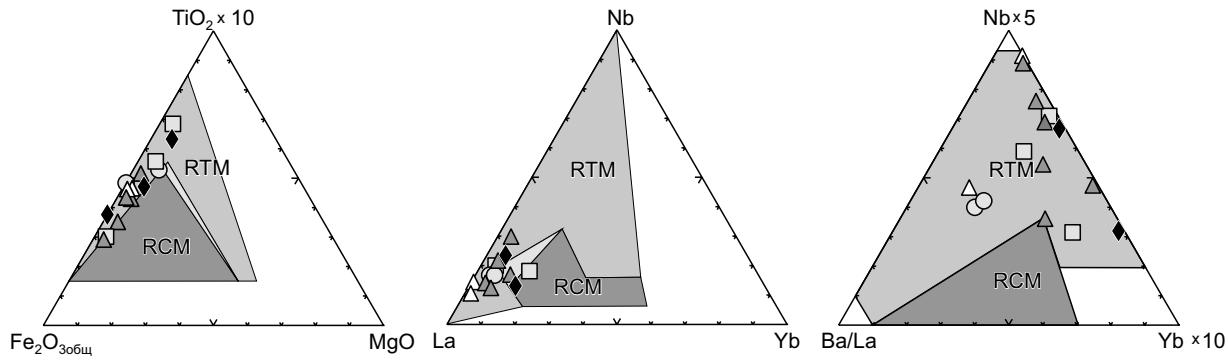
Вот уже несколько десятилетий ведутся споры о том, можно ли рассматривать континентальные вулканические дуги типа Эоловой, Кикладской и им подобные как классические надсубдукционные. Ряд исследователей [Mitropoulos et al., 1987; Mazzuili et al., 1995] отмечают, что некоторые особенности их строения и составов пород, скорее, указывают на задуговую тектоническую обстановку. В таком случае субдукция, по мнению [Ellam et al., 1989], могла оказывать лишь косвенное влияние на магмогенез. По представлениям, изложенным в [Harangi et al., 2006], основной причиной образования магм могло быть пассивное расширение континентальной литосферы, приводящее к декомпрессионному плавлению литосферной и астеносферной мантии, по-разному метасоматизированной предыдущими процессами субдукции.

Наконец, авторы работ [Lavecchia et al., 2003; Bell et al., 2004] пришли к заключению, что геодинамическая эволюция Центрального Средиземноморья контролировалась восходящим плюмом, а субдукция не играла здесь никакой роли. Эта точка зрения согласуется с высказанным ранее мнением [Gasperini et al., 2002], что химический характер многих вулканических пород в Центральном Средиземноморье может быть однозначно связан с восходящим плюмом.

Таким образом, имеется не менее трех альтернативных точек зрения на геодинамическую обстановку становления не только Эоловой и Кикладской дуг, но и всего Центрального Средиземноморья: одна, действительно, относит вулканические дуги Средиземноморья к структурам надсубдукционным<sup>13</sup> [Barberi et al., 1974]; другая увязывает их происхождение с постколлизионной обстановкой (растяжение в тылу коллизии); третья считает эти вулканы внутриплитными образованиями, связанными с действием плюмов. Согласно последнему представлению, действующие вулканы Средиземноморья (Этна в Сицилии, вулканы Липарских (Эоловых) островов, Везувий на Апеннинском полуострове, вулканы Кикладской дуги в Эгейском море) принадлежат тому же типу вулканических областей, что и связанные с континентальными рифтами в пределах Восточной, Центральной и Западной Африки, возникновение которых обязано воздействию обширных горячих полей мантии. Сюда отнесены такие известные вулканы, как Килиманджаро, Ол-Доиньо-Ленгаи, Нираонго, Ньямлагира, Камерун и другие, извергающие высокощелочную магму.

Возвращаясь с учетом сказанного к вопросу применимости диаграмм Д. Мюллера—Д.И. Гроувза в целях геодинамического дискриминирования производных высококалиевого магматизма, приходим к заключению о необходимости внесения в них определенных корректив с выделением полей обстановок окраинно-континентального рифтинга. При этом, конечно же, никак не следует забывать о важности соблюдения ограничений, установленных авторами диаграмм.

<sup>13</sup> Но субдуцирует здесь не океаническая, а континентальная плита под континентальную же. Возможность подобного механизма сама по себе вызывает сомнения у ряда исследователей, в том числе у авторов статьи.



**Рис. 20. Дискриминантные диаграммы, по [Grebennikov, Khanchuk, 2020; Гребенников, Ханчук, 2021], для интерпретации геодинамических обстановок магматизма конвергентных и трансформных границ плит.**

Поля магматитов различных обстановок: RTM — трансформных окраин; RCM — конвергентных границ плит; треугольники со светло-серой заливкой — участки перекрытия полей различных обстановок.

Подытоживая результаты геодинамического дискриминирования образований курунгского комплекса, еще раз подчеркнем, что все использованные, разнотипные по характеру, дискриминантные геодинамические диаграммы свидетельствуют о континентально-рифтогенном (или близком к нему, по сути) происхождении магматитов рассматриваемого комплекса. Это заключение вполне согласуется с предложенной ранее [Максимов, 1982; Магматические..., 1984; Парфенов и др., 2003; Полин, Сахно, 2004; Геодинамика..., 2006; Полин и др., 2008; и др.] трактовкой геодинамической позиции становления магматитов зон позднемезозойской ТМА Алданского щита.

На основе наблюдаемого по многим параметрам несоответствия составов сиенитов курунгского комплекса типичным надсубдукционным образованиям и при учете геологических, геохронологических и геофизических сведений, результатов геодинамической типизации его пород на диаграммах Г.Б. Ферштатера, Д.А. Симонова и А.В. Гребенникова авторы приняли в качестве рабочей гипотезу о становлении этого комплекса в условиях завершающей фазы континентального рифтинга, связанного с существованием геодинамической обстановки скольжения литосферных плит. Такая позиция не противоречит высказанным ранее соображениям по поводу геодинамической ситуации образования раннемеловых щелочных и щелочноземельных пород ККЮМП, равно как и других позднемезозойских магматогенных провинций АШ, основанным на анализе их состава, геологического положения и данных геофизических исследований [Максимов, 1982; Магматические..., 1984; Кочетков и др., 1989; Парфенов и др., 2003; Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2006; 2008; Геодинамика..., 2006; и др.]. По сведениям, приведенным в этом разделе, можно заключить, что не только раннемеловые щелочные калиевые породы позднемезозойских магматических провинций ТМА АШ [Полин, Сахно, 2004; Геодинамика..., 2006], но и позднемеловые фоидовые, фоидсодержащие и щелочные сиениты курунгского комплекса ККЮМП в своем происхождении связаны с окраинно-континентальным рифтогенезом, обусловленным обстановкой скольжения литосферных плит.

## ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические сведения и петрогохимические характеристики магматитов курунгского комплекса ККЮМП в совокупности с опубликованными ранее данными изотопной геохронологии и геохимии свидетельствуют о формировании его в позднем мелу, в обстановке (завершающей фазы) окраинно-континентального рифтогенеза. Как и предшествующий ему раннемеловой полиформационный вулканоплутонизм Алданского щита, позднемеловой щелочной гипабиссальный магматизм ККЮМП связан с процессами тектономагматической активизации, которые проявились главным образом в виде окраинно-континентального рифтинга, сопряженного с коренной структурной перестройкой юго-западного, южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы, обусловленной обстановкой скольжения литосферных плит.

Как следует из результатов петрогохимического изучения магматитов комплекса, среднеосновные и умеренно кислые группы пород в его пределах являются, вероятно, производными от взаимодействия мантийного щелочно-базитового расплава и кислого корового материала.

Согласно предлагаемой схеме, щелочно-базитовые расплавы формировались при парциальном плавлении обогащенной в разной степени мантии, широко распространенной под Алданским щитом и

варьирующей по составу от обогащенной BSE до близкой к EM-I. Зарождение столь глубинных областей плавления было связано с присдвиговым рифтингом, обусловленным существованием обстановки скольжения литосферных плит [Геодинамика..., 2006]. Образование щелочно-салических магм курунгского комплекса увязывается с масштабным избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности, возможно, как результат флюидного синтексиса при взаимодействии щелочно-базитовых мантийных магм и коровых выплавок (появившихся под воздействием мантийного флюидно-теплового потока).

Результаты многолетних исследований магматизма ККЮМП [Полин, Петраченко, 2001; Полин, Сахно, 2004; Геодинамика..., 2006; Полин и др., 2006, 2008, 2012, 2013, 2014а, 2014б, 2016, 2022; Полин, Дриль, 2015] с учетом литературных сведений по позднемезозойскому магматизму всего АЩ (работы Г.С. Анисимовой, О.А. Богатикова, А.С. Борисенко, А.Г. Дорошкевич, Е.А. Васюковой, В.Г. Ветлужских, Н.В. Владыкина, В.В. Врублевского, М.В. Горошко, В.А. Гурьянова, А.А. Ефимова, Э.К. Ибрагимовой, А.В. Иванова, В.И. Казанского, А.С. Каретникова, В.А. Кононовой, А.В. Кравченко, К.А. Кукушкина, В.И. Леонтьева, Е.П. Максимова, К.Н. Малича, А.О. Морина, А.Г. Мочалова, И.Я. Некрасова, Л.М. Парфенова, В.Ф. Полина, А.В. Пономарчука, И.Р. Прокопьева, Ю.Д. Пушкарева, А.В. Радькова, Ю.Л. Ронкина, С.А. Рямова, А.В. Терехова, А.Н. Тимашкова, В.В. Шатова, Н.В. Шатовой с их соавторами и др.) позволили принять гипотезу, объясняющую проявления позднемезозойского магматизма Алданского щита обстановкой скольжения литосферных плит (континентальной трансформной окраины калифорнийского типа, согласно терминологии, принятой в [Геодинамика ..., 2006]). Основано это на том, что геологическая ситуация на Алданском щите, возраст и состав позднемезозойских магматитов зон ТМА Алдана не позволяют увязывать полиформационный позднемезозойский магматизм щита с субдукцией океанической (Монголо-Охотский палеоокеан) плиты. Более логичным представляется, исходя из совокупности имеющихся данных, в том числе и представленных в этой работе, трактовать его или как постколлизионный (зона растяжения в тылу коллизии), или, вероятнее, как окраинно-континентально-рифтогенный, связанный с обстановкой скольжения литосферных плит. В пользу последнего представления, помимо геологических сведений и петрогохимических особенностей состава пород, служит также сходство неодим-стронциевой изотопной систематики алданских высококалиевых магматитов [Махоткин, 1991; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Кононова и др., 1995; Богатиков, Симон, 1997; Davies et al., 2006; Полин и др., 2013; Doroshkevich et al., 2020; Васюкова и др., 2020; и др.] с таковой высококалиевыми внутриплитными породами Колорадо, Крэзи-Маунтинз, Лейцит-Хиллз, Смоки-Бьют, гор Хайвуд и др. (запад США), тяготеющих к полю EM-I, и резко отличной от полей высококалиевых пород, лежащих на тренде, направленном к EM-II (Сьерра-Невада, Навахо, Два Бьюта (США), Южная Австралия и др.), часть из которых отнесена некоторыми исследователями к производным так называемых «континентальных дуг».

В соответствии с изложенными ранее [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2006, 2008, 2012, 2013, 2014а, 2014б, 2016, 2022; Полин, Дриль, 2015] взглядами, раннемеловой магматизм ККЮМП проявился вдоль Кет-Капского и Кондеро-Инглийского глубинных разломов, в областях синсдвигового окраинно-континентально-рифтowego растяжения, обусловленного существованием на АЩ в поздней юре—раннем мелу (вероятно, и в позднем — завершающая фаза) трансформной континентальной окраины (по терминологии, принятой в [Геодинамика..., 2006]), связанной с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит. Появление в позднем мелу в пределах ККЮМП малоглубинных магматитов рифтогенного типа отражает возобновление в это время деятельности в ККЮМП вышеупомянутых крупных сдвиговых систем, с оперяющими их разломами второго и более высоких порядков. Очевидно, сдвиги эти определяли не только общий структурный план, но и всю меловую геодинамику ККЮМП. В результате возобновления сдвиговой активности, в позднем мелу здесь возникали вновь (или подновлялись) локальные зоны растяжения, охватывавшие не только верхнюю часть земной коры, но и распространявшиеся вглубь, до верхнемантийного уровня. По-видимому, это и послужило одной из причин возобновления в ККЮМП в позднем мелу щелочного магматизма, во многом сходного с рифтогенным.

Авторы глубоко признательны рецензентам за конструктивную критику и детальный анализ рукописи статьи, несомненно, способствовавшие ее улучшению, и Л.С. Цуриковой за неоценимую помощь при технической подготовке рукописи к печати.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А.** Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч. 1, 2. Владивосток, Дальнаука, 1993, 377 с.  
**Богатиков О.А., Симон А.К.** Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGMS RAS, 1997, № 2, v. 1, <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dggms/2-97/magma.htm>.

**Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г.** Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Былымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (4), с. 489—507.

**Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Полин В.Ф., Бадрединов З.Г., Ясныгина Т.А.** Геохимия и исходная природа метаморфических пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 1, с. 66—74.

**Геодинамика**, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 2, 408 с.

**Головко А.Ф., Диваев Ф.К.** Некимберлитовые алмазоносные породы Узбекистана // Труды VII международного семинара «Щелочной магматизм, его источники и пломбы». Иркутск-Неаполь, Изд-во Института географии СО РАН, 2007, с. 124—145.

**Гордиенко И.В., Киселев А.И.** Механизм постколлизионных этапов развития Монголо-Сибирского региона как отражение гравитационной нестабильности литосферы // Материалы Второго всероссийского петрографического совещания. Т. II. Сыктывкар, 2000, с. 23—25.

**Гребенников А.В., Ханчук А.И.** Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа. Основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 1, с. 3—24, doi: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.

**Даценко В.М.** Петрогохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Материалы Второго всероссийского петрографического совещания. Т. II. Сыктывкар, 2000, с. 270—274.

**Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л.** К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геология и геофизика, 1983 (1), с. 69—74.

**Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм и эволюция окислительного потенциала мантии Земли // Геохимия, 1996, № 5, с. 387—390.

**Классификация** и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Гонышакова, Н.П. Михайлова. М., Недра, 1981, 160 с.

**Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А., Еремеев Н.В., Саддэби П.** Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия, 1994, № 7, с. 937—954.

**Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.** Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995, № 3, с. 35—45.

**Кочетков А.Я., Лазебник К.А.** Щелочные ультрабазиты и базиты Якутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия базальтов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, с. 62—82.

**Кочетков А.Я., Кравченко С.М., Лазебник К.А.** Мезозойские магматические формации и серии Алданского щита // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм: докл. советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989 г.). М., 1989, с. 226—235.

**Кузнецова А.И., Петров Л.Л., Финкельштейн А.Л., Меньшиков В.И.** Оценка качества элементного анализа силикатных горных пород по результатам участия в международной программе профессионального тестирования геоаналитических лабораторий — GEORT // Аналитика и контроль, 2002, т. 6, № 5, с. 584—592.

**Магматические горные породы** / Под ред. О.А. Богатикова, В.А. Кононовой. М., Наука, 1984, т. 2, 416 с.

**Магматические горные породы** / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, т. 6, 440 с.

**Максимов Е.П.** Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика, 1982 (5), с. 11—19.

**Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис.... д. г.-м. н., Якутск, 2003, 36 с.

**Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская сверхпродуктивная золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 3—26.

**Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б., Романовский Н.П., Гурович В.Г.** Геофизическая характеристика и металлогения востока Алдано-Станового щита (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2012, т. 31, № 4, с. 3—16.

**Махоткин И.Л.** Петрология пород лампроитовой серии Лено-Алданского региона: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., 1991, 30 с.

**Методические указания № 74. НСАМ. Управление качеством аналитической работы. М., ВИМС, 1997, 15 с.**

**Митрофанов Н.П.** Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Т. 1. Владивосток, Дальнаука. 2001, с. 104—119.

**Орлова М.П., Авдонцев С.Н., Щаденков Е.М.** Щелочной магматизм Алданского щита и его минералогическая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций Малого БАМа. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1986, с. 4—12.

**Парфенов Л.М.** Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.

**Парфенов Л.М., Берzin Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

**Первов В.А., Кононова В.А., Саддэби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Аптон Б.Г.Дж., Вулли А.Р.** Калиевый магматизм Алданского щита — индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 467—484.

**Пермяков Б.Н.** Петрохимическая типизация магматических ассоциаций // Материалы Второго всероссийского петрографического совещания (Сыктывкар, 27—30 июня 2000 г.). Т. I. Сыктывкар, 2000. с. 159—161.

**Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова.** СПб, ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

**Полин В.Ф., Петраченко Е.Д.** Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО. Т. 1, Магадан, 2001, с. 185—191.

**Полин В.Ф., Сахно В.Г.** Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // ДАН, 2004, т. 394, № 3, с. 364—367.

**Полин В.Ф., Дриль С.И.** Вариации изотопных отношений свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции (Алданский щит) — свидетельство взаимодействия мантийных диапиров с континентальной корой // Крупные изверженные провинции, мантийные плумы и металлогенез в истории Земли (материалы конференции). Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015, с. 78—80.

**Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С.** Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2006, т. 409, № 2, с. 241—247.

**Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С.** Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2008, т. 418, № 1, с. 74—80.

**Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С.** Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2012, т. 442, № 1, с. 83—89.

**Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В., Сандимиров И.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.** Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные // ДАН, 2013, т. 448, № 2, с. 181—187.

**Полин В.Ф., Чащин А.А., Нечаюк О.Е., Чащин С.А., Коновалова Н.П., Баранова Л.В.** Флюидный режим начальных условий кристаллизации пород Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Иркутск, ИГХ СО РАН, 10—14 сентября 2014). Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014а, с. 42—43.

**Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселев В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Баринов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В.** Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН, 2014б, т. 459, № 1, с. 67—72.

**Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И., Веливецкая Т.А., Владимирова Т.А., Ильина Н.Н.** Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // ДАН, 2016, т. 468, № 5, с. 566—571.

**Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В.** Возраст золотого оруденения Кет-капско-Юнской магматической провинции, формационная принадлежность рудоносных комплексов и разновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита // Тихоокеанская геология, 2022, т. 41, № 5, с. 3—19.

**Пономарёв А.И.** Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, 414 с.

**Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф.** Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973, 392 с.

**Симонов Д.А.** Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., МГУ, 1998, 27 с.

**Сондерс А.Д., Тарни Дж.** Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов, М., 1987, с. 102—133.

**Уткин В.П.** Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса востока Азии. М., Наука, 1984, с. 328—352.

**Ферштатер Г.Б.** Rb-Sr-диаграммы для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Ежегодник-1980, Информационные материалы. Свердловск, УрО АН СССР, 1981, с. 86—88.

**Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

**Ханчук А.И., Иванов В.В.** Мезокайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

**Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.** Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тезисы XXX тектонического совещания. М., 1997, с. 240—243.

**Химический** анализ горных пород и минералов / Под ред. Н.П. Поповой, И.А. Столяровой. М., Недра, 1974, 248 с.

**Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.** TAS-диаграмма: сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики plutонических пород // Региональная геология и металлогения, 2013, № 56, с. 40—56.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Barbarin B.A.** Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605—626.

**Barberi F., Innocenti F., Ferrara G., Keller J., Villari L.** Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea) // Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 21, p. 269—276, doi: 10.1016/0012- 821X(74)90161-7.

**Bell K., Castorina F., Lavecchia G., Rosatelli G., Stoppa F.** Is there a mantle plume below Italy? // EOS Trans., AGU, 2004, v. 85, p. 541—547.

**Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D.** Petrogenesis of Mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and geodynamic model // Int. Geol. Rev., 1994, v. 36 (7), p. 629—644.

**Condie K.C.** Archean magmatism and crustal thickening // GSA Bull., 1973, v. 84 (9), p. 2981—2991.

**Davies G.R., Stoltz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.** Trace elements and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan shield lamproites // J. Petrol., 2006, v. 47 (6), p. 1119—1146.

**Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C.** Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // Int. J. Earth Sci., 2020, v. 109, p. 2407—2423.

**Ellam R.M., Hawkesworth C.J., Menzies M.A., Rogers N.W.** The volcanism of southern Italy: Role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, p. 4589—4601.

**Gasperini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Telouk P., Albarède F.** Upwelling of deep mantle material through a plate window: Evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, p. 2367—2371.

**Gill J.B.** Orogenic andesites and plate tectonics. New York, Springer, 1981, 390 p.

**Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.** Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev., 2021, v. 63, p. 601—629, doi: 10.1080/00206814.2020.1848646.

**Harangi S., Downes H., Seghedi I.** Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region // European lithosphere dynamics / Eds. D.G. Gee, R. Stephenson. Geological Society of London, Memoir 32. London, 2006, v. 32, p. 167—190, <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.10>.

**Hofmann A.W.** Nb in Hawaiian magmas: Constraints on source composition and evolution // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57 (1), p. 17—30, doi: 10.1016/0009-2541(86)90091-4.

**Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M.** Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 79 (1—2), p. 33—45, doi: 10.1016/0012-821X(86)90038-5.

**Lavecchia G., Boncio P., Creati N., Brozzetti F.** Some aspects of the Italian geology not fitting with a subduction scenario // *J. Virtual Explorer*, 2003, v. 10, p. 1—14.

**Leontev V.I., Skublov S.G., Shatova N.V., Berezin A.V.** Zircon U-Pb geochronology recorded Late Cretaceous fluid activation in the Central Aldan Gold Ore District, Aldan Shield, Russia: First data // *J. Earth Sci.*, 2020, v. 31 (3), p. 481—491, doi: 10.1007/s12583-020-1304-z.

**Mackenzie D.E., Chappell B.W.** Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1972, v. 35, p. 50—62.

**Mazzuoli R., Tortorici L., Ventura G.** Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands (Aeolian island, southern Italy) // *Terra Nova*, 1995, v. 7, p. 444—452.

**Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.** Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos*, 1994, v. 32, p. 243—248.

**Mitropoulos P., Tarney J., Saunders A.D., Marsh N.G.** Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean Island Arc // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1987, v. 32, p. 177—193.

**Müller D., Groves D.I.** Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits // *Ore Geol. Rev.*, 1993, v. 8, p. 383—406.

**Müller D., Groves D.I.** Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization // *Mineral Resour. Rev.*, Springer Nature, 2019, p. 31—71, doi: 10.1007/978-3-319-92979-8.

**Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.

**Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

**Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221, doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.

**Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989, p. 313—345.

**Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L.** Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1984, Ser. A, v. 310, p. 675—692.

**Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T.** Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of Sources of Deep Magmatism and Plumes*. Irkutsk, 2005, v. 1, p. 19—37.

**Wedepohl K.H.** The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1217—1232.

**Wood D.A.** A variably veined suboceanic mantle—genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geol.*, 1979, v. 7 (3), p. 499—503.

**Zartman R.E., Doe B.R.** Plumbotectonics—the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162.