



УДК 553.53(571.5)

Вещественные особенности и петрогенезис вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской рифтогенной впадины Юго-Восточного Забайкалья

Н. Кхлиф, С. А. Сасим, Ю. С. Андреева

Иркутский государственный университет

Аннотация. Рассматриваются классификационная принадлежность и особенности вещественного состава позднеюрско-раннемеловых вулканических пород кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской впадины Юго-Восточного Забайкалья. При изучении вещественных характеристик пород выявлено, что происхождение вулканитов кайласской свиты связано с кристаллизационной дифференциацией в сочетании с выраженным процессом коровой контаминации, а кислые вулканиты тургинской свиты представляют собой вероятные продукты плавления верхней континентальной коры. Согласно классификации вулканические породы нижней пачки кайласской свиты относятся к шошонит-латитовой серии, а верхней пачки – трахибазальтовой серии. Традиционное выделение в пределах территории Забайкалья магматических ассоциаций, имеющих близкое пространственно-временное положение, позволяет объединить вулканиты верхней пачки кайласской свиты и кислые вулканиты тургинской свиты в позднеюрско-раннемеловую рифтогенную ассоциацию Александрово-Заводской впадины. Следует отметить, что проявления магматизма шошонит-латитовой серии принято связывать с активными континентальными окраинами и островными дугами, а вулканиты трахибазальтовой серии, как правило, приурочены к рифтогенным обстановкам. Минеральные парагенезисы вулканитов нижней пачки кайласской свиты имеют пироксен-полевошпат-биотитовый и амфибол-полевошпат-биотитовый состав. Вулканические породы верхней пачки характеризуются более «сухим» пироксен-полевошпатовым и амфибол-полевошпатовым парагенезисами. Предварительная оценка температур кристаллизации пород кайласской свиты с использованием двуполевошпатовых и двупироксеновых термометров дает значения 980–1030 °С для вулканитов нижней пачки и 915–990 °С для вулканитов верхней пачки.

Ключевые слова: Александрово-Заводская впадина, Юго-Восточное Забайкалье, минералогия, трахибазальтовая серия, шошонит-латитовая серия, двуполевошпатовый и двупироксеновый геотермометры.

Введение

История геодинамического развития забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса в фанерозое рассматривается [3; 8] как последовательность различных геодинамических обстановок.

Переход Монголо-Охотского орогенного пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался на границе средней юры – раннего мела широким проявлением магматизма различных геохимических ти-

пов [1; 14]. Согласно [9], позднемезозойский этап тектонической эволюции территории Юго-Восточного Забайкалья подразделяется на две стадии. Для ранней стадии (средняя – поздняя юра) характерно наличие субщелочных эффузивов повышенной калиевости, относимых к шошонит-латитовой серии. На поздней стадии (поздняя юра – ранний мел) формируются породы бимодальной трахиандезибаазальт – трахириолитовой ассоциации, включающей трахибаазальты повышенной титанистости, дациты, трахидациты, риолиты и субщелочные риолиты.

Породы обеих стадий широко развиты на территории Александрово-Заводской рифтогенной впадины, где на сравнительно небольшой площади наблюдаются вулканы как шошонит-латитовой серии [1; 14], так и более молодой трахиандезибаазальт-трахириолитовой ассоциации, являющихся типоморфными для постаккреционной стадии развития Монголо-Охотского орогенного пояса.

Особенности геологического строения Александрово-Заводской впадины

Александрово-Заводская впадина расположена в центральной части Юго-Восточного Забайкалья, в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса и входит в состав Аргунского супертеррейна (рис. 1). Она представляет собой рифтогенную депрессионную структуру, образовавшуюся в период перехода Монголо-Охотского пояса к внутриконтинентальному этапу развития в мезозойское время [2].

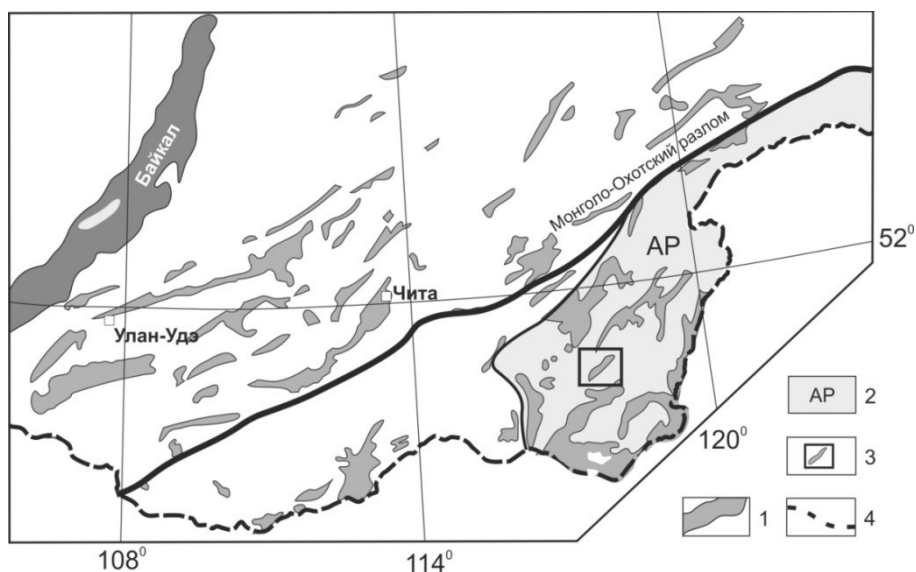


Рис. 1. Схема расположения крупнейших позднемезозойских (J_{2-3} - K_1) рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья.

Условные обозначения: 1 – позднемезозойские рифтогенные впадины; 2 – Аргунский супертерреин пассивной континентальной окраины; 3 – расположение Александрово-Заводской рифтогенной впадины; 4 – контур государственной границы РФ

На территории Александрово-Заводской впадины среди стратифицированных образований развиты карбонатные отложения нижнего кембрия (локально на севере впадины), терригенные образования нижней и средней юры, средне-верхнеюрские вулканические субщелочные породы основного и среднего составов, раннемеловые кислые вулканиты и четвертичные отложения (рис. 2). Интрузивные образования представлены позднепалеозойскими гранитоидами ундинского и кутомарского комплексов (широко распространенных в северном обрамлении впадины), средне-верхнеюрскими монцитонитовыми породами Акатуевского массива и раннемеловыми жильными трахидолеритами, относимыми к абагайтуйскому комплексу.

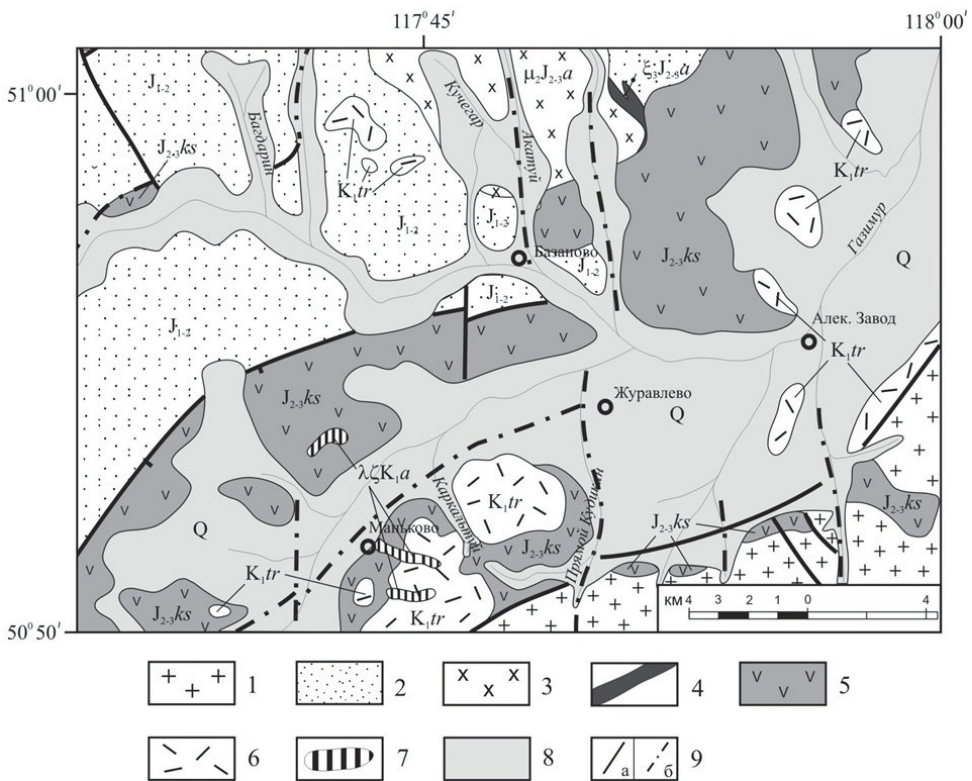


Рис. 2. Схема геологического строения Александрово-Заводской впадины по [7], с упрощениями.

Условные обозначения: 1 – гранитоиды кутомарского комплекса (Р-Т₁); 2 – нижне-среднеюрские терригенные образования; 3 – монцитониты главной фазы акатуевского комплекса (J₂₋₃); 4 – сиениты заключительной фазы акатуевского комплекса; 5 – кайласская свита (J₂₋₃); 6 – тургинская свита (K₁); 7 – дайки абагайтуйского комплекса (K₁); 8 – четвертичные отложения; 9 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые

В строении разреза кайласской свиты выделяются две толщи эффузивов основного до среднего состава (нижняя и верхняя пачки), разделенных пачкой туфогенно-обломочных пород (рис. 3). Возраст пород кайласской свиты устанавливается из взаимоотношения с ниже- и вышележащими толщами: с угловым несогласием породы свиты залегают на фаунистически охарактеризованных терригенных отложениях ранней – средней юры, а также на доюрских гранитоидах и, в свою очередь, перекрываются раннемеловыми образованиями тургинской свиты. Кроме того, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопному датированию по амфиболам [12] возраст вулканитов нижней пачки кайласской свиты оценивается в $161,5 \pm 1,7$ млн лет.

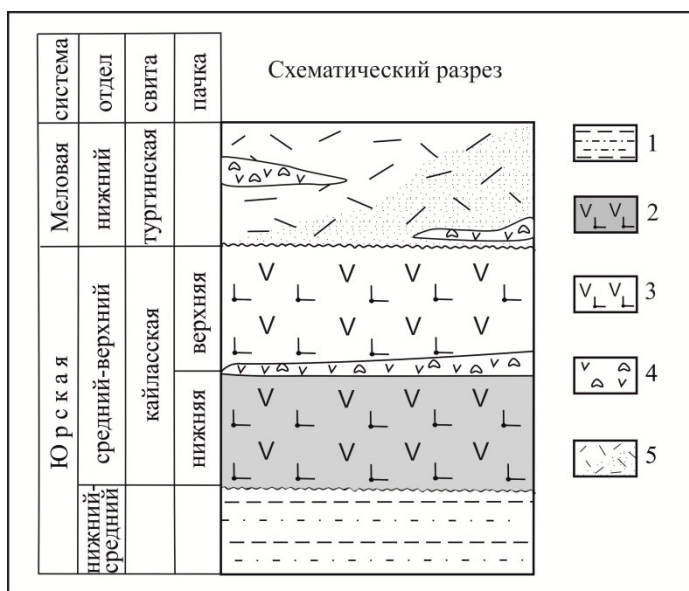


Рис. 3. Схематический разрез юрско-меловых вулканических пород Александрово-Заводской впадины.

Условные обозначения: 1 – ниже-среднеюрские терригенные образования; 2 – средне-позднеюрские вулканиты среднего и основного состава нижней пачки кайласской свиты; 3 – вулканиты среднего и основного состава верхней пачки кайласской свиты; 4 – туфогенно-обломочные породы; 5 – кислые вулканиты: риолиты, риолитовые туфы

Породы тургинской свиты с несогласием залегают на образованиях юрской системы, а в пределах рассматриваемой территории – преимущественно на образованиях кайласской свиты.

Методы исследования

Аналитические работы, включающие установление особенностей химического состава пород и изучение вариаций химизма породообразующих минералов, были проведены в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Минералого-петрографические особенности пород изучены с помощью поляризационного микроскопа «ПОЛАМ Р-211». Химический состав минералов исследовался с помощью электронно-зондового

рентгеноспектрального микроанализа JXA8200. Расчет кристаллохимических формул и миналов породообразующих минералов был выполнен с помощью программного продукта Crystal. Предварительная оценка температур кристаллизации вулканических пород кайласской свиты выполнена с помощью программного обеспечения Two-feldspar thermometers и Two-ругохene thermobarometers, разработанных Кейтом Путирка (Keith Putirka) на базе Microsoft Mackintosh Excel в соответствии с [19].

Классификация и петрохимические особенности пород кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской впадины

Содержания петрогенных элементов в вулканических породах кайласской и тургинской свит приведены в табл. 1.

Вулканиды нижней пачки кайласской свиты (SiO_2 : 51–64 мас. %; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 6,7–11,1 мас. %; TiO_2 : 0,6–1,0) и вулканиды верхней пачки (SiO_2 : 56–67 мас. %; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 6,3–9,3 мас. %; TiO_2 : 0,9–2,2) согласно [11] соответствуют умеренно-щелочной серии и локализуются на классификационной диаграмме TAS главным образом в областях трахиандезитобазальтов, трахиандезитов и трахидацитов (рис. 4). Однако принципиально различное содержание оксида титана при прочих равных классификационных параметрах позволяет сделать вывод, что вулканиды нижней пачки относятся к шошонитлатитовой серии (более низкотитанистые), а эффузивы верхней пачки кайласской свиты – к трахибазальтовой серии (более высокотитанистые) [12].

Вулканиды тургинской свиты характеризуются кислыми составами (SiO_2 : 66–78 мас. %; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 6,2–10,9 мас. %; TiO_2 : 0,1–0,7 мас. %) и относятся к щелочным риодацитам, трахириодацитам, трахириолитам и риолитам (см. рис. 4).

Поведение петрогенных элементов в рассматриваемых породах иллюстрируется вариационными диаграммами Харкера (рис. 5). Поведение щелочей с ростом кремнекислотности (в вулканидах нижней пачки) в целом согласуется с фракционной кристаллизацией, за исключением ряда составов, имеющих более высокие уровни накопления $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 11,1 мас. % и главным образом за счет Na_2O до 7,3 мас. %, что может быть связано с процессом фракционирования на данном этапе главной минеральной фазы – полевого шпата или процессами коровой контаминации отдельных порций расплава [5]. На это также указывают более высокие содержания в данных породах глинозема (до 18 мас. %) (см. на рис. 5).

В трендах дальнейшей дифференциации в вулканидах верхней пачки кайласской свиты от трахиандезитобазальтов к трахидацитам отчетливо проявлена отрицательная корреляция между содержаниями большинства петрогенных оксидов (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O) и SiO_2 . Лишь для K_2O характерно увеличение концентраций с ростом кремнекислотности пород.

Наиболее низкие концентрации в трахириолитах тургинской свиты характерны для TiO_2 (0–0,7 мас. %), MnO (<0,01–0,1 мас. %), MgO (0,1–1,8 мас. %), CaO (0,1–2,0 мас. %), P_2O_5 (<0,02–0,3 мас. %), которые входят в химический состав аксессуарных минералов или в породообразующие кварц и щелочной полевого шпата в виде изоморфных примесей.

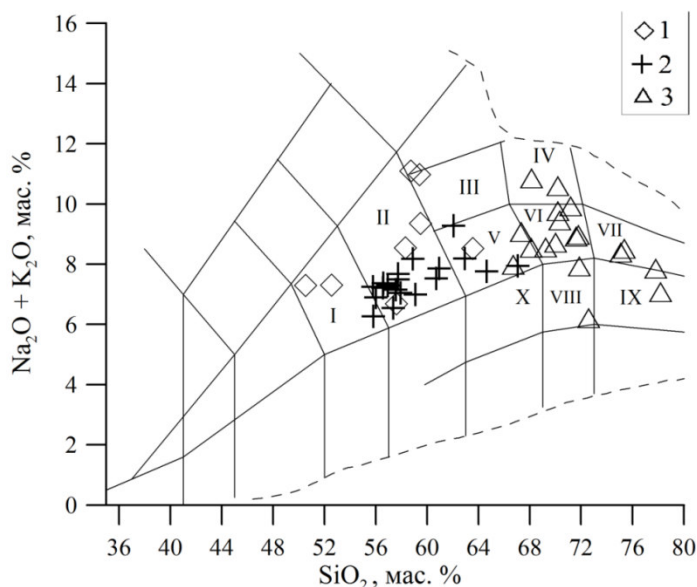


Рис. 4. Классификационная диаграмма TAS для вулканических пород кайласской и тургинской свит по [11].

Условные обозначения: 1 – вулканы нижней пачки кайласской свиты, 2 – вулканы верхней пачки кайласской свиты, 3 – вулканы тургинской свиты. Точками показаны границы области распространения составов магматических пород. Поля составов пород: I – трахиандезитобазальты, II – трахиандезиты, III – трахиты, IV – щелочные риодациты, V – трахидациты, VI – трахириодациты, VII – трахириолиты, VIII – риодациты, IX – риолиты, X – дациты

Результаты минералого-петрографических исследований

Вулканические породы нижней пачки кайласской свиты характеризуются переслаиванием черных до серых пород основного и среднего состава, представленных в основном шошонитовыми базальтами, шошонитами, латитами, высококалиевыми андезитами и высококалиевыми дацитами и имеющих массивную, реже пористо-миндалекаменную текстуру и мелкопорфировую структуру. Структура основной массы чаще интерсертальная, микролитовая.

Сокращение минералов здесь и далее приняты согласно [21].

На рисунке 6 представлены классификационные диаграммы главных породообразующих минералов вулканических пород кайласской свиты (нижняя и верхняя пачки).

Вулканы нижней пачки кайласской свиты характеризуются следующими вариациями составов главных породообразующих минералов: клинопироксены $En_{36-48}Wo_{41-48}Fs_{8-17}$; ортопироксены $En_{64-72}Wo_{2-3}Fs_{25-34}$; амфиболы (магнезиальный гастингсит); плагиоклазы $Ab_{38-39}An_{57-59}$ в наиболее основных разностях, до $Ab_{96-99}An_{1-3}$ в наиболее кислых вулканических породах; щелочные полевые шпаты $Or_{93-96}Ab_{4-7}$ и $Or_{14-44}Ab_{44-85}$ в средних и более кислых разностях, соответственно. Второстепенные минералы представлены кальцитом, апатитом, титанитом, магнетитом, реже титаноммагнетитом и ильменитом.

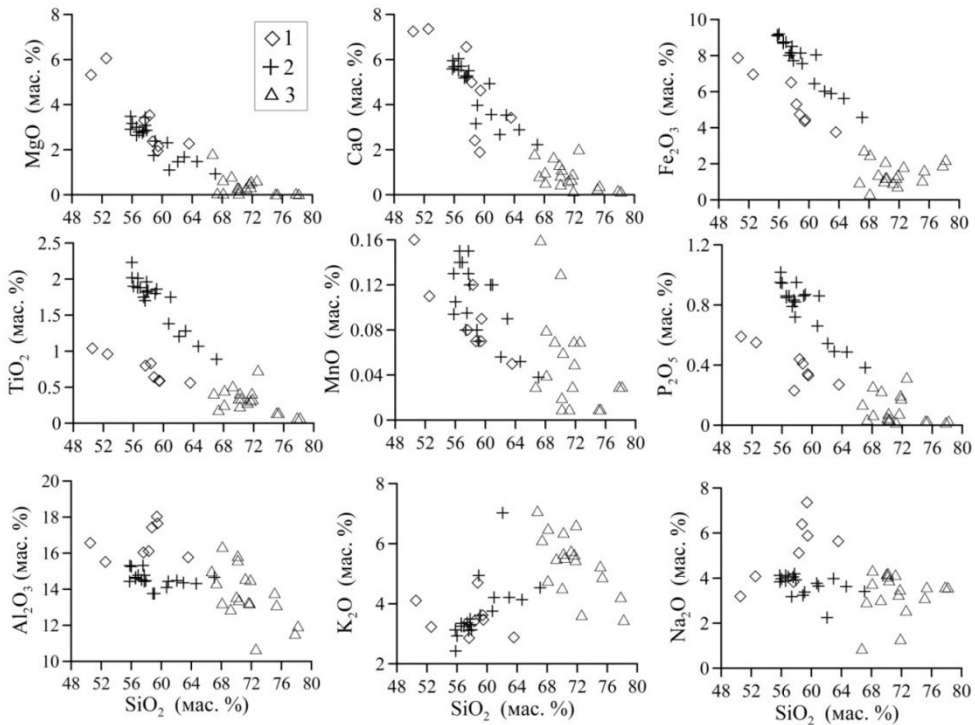


Рис. 5. Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской впадины, иллюстрирующие поведение петрогенных элементов с увеличением SiO_2 .

Условные обозначения: 1 – вулканиты нижней пачки кайласской свиты, 2 – вулканиты верхней пачки кайласской свиты, 3 – вулканиты тургинской свиты

Вкрапленники пироксенов, наблюдаемые в вулканитах основного и среднего состава нижней пачки кайласской свиты, представлены клино- и ортопироксеном. Вариации химического состава пироксенов характеризуются широким диапазоном вариации минеральных компонентов от диопсида и салита до авгита и в меньшей степени ферроавгита. В отдельных вулканических породах среднего состава среди вкрапленников клинопироксенов наблюдается зональность, выраженная, главным образом, в их химическом составе с изоморфными замещениями в зонах типа $\text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}\text{Cr}^{3+} \leftarrow \text{Na}^{+}\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}$ (рис. 7).

Ортопироксен, как правило, наблюдается в вулканитах среднего состава и соответствует бронзитам и гиперстенам.

Амфиболы в вулканических породах нижней пачки представлены хорошими таблитчатыми и идиоморфными кристаллами, в центральной области которых нередко сохранены реликты клинопироксена, а также в виде узких реакционных кайм вокруг пироксена и жильного характера. В фенокристаллах амфибола довольно часто проявляется зональное строение, а состав изменяется от магнезиального гастингсита до паргасита (в отдельных зонах). Реакционные каймы амфибола вокруг пироксена и прожилки, секущие фенокристаллы, представлены актинолитом (рис. 8).

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас. %) элементов в вулканитах кайласской и тургинской свит

Проба	Тип породы	Нижняя пачка кайласской свиты													Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП			
Ак-11	SH BS ¹	50,53	1,04	16,57	7,87	0,16	5,32	7,25	3,19	4,11	0,59	3,15	99,78		
Ак-14	HK AN ¹	59,49	0,59	17,65	4,44	0,09	2,16	4,63	5,88	3,47	0,33	0,99	99,71		
Ак 17	HK AN ¹	57,61	0,80	16,04	6,51	0,08	3,31	6,56	3,83	2,86	0,23	2,02	99,85		
Ак-17-2	HK AN ¹	59,40	0,59	18,03	4,36	0,07	1,95	1,89	7,36	3,62	0,34	2,16	99,76		
Ак-18	HK DC ¹	63,56	0,56	15,77	3,75	0,05	2,27	3,42	5,64	2,88	0,27	1,64	99,81		
Ак-18-1	HK AN ¹	58,32	0,83	16,12	5,30	0,12	3,53	4,99	5,12	3,42	0,44	1,73	99,91		
Ак-18-2	LT ¹	58,74	0,64	17,43	4,74	0,07	2,37	2,41	6,39	4,7	0,41	1,57	99,46		
Ак-20	SH ¹	52,55	0,96	15,52	6,95	0,11	6,06	7,36	4,08	3,23	0,55	2,57	99,93		
Верхняя пачка кайласской свиты															
Ак-29-1	TAB	55,81	2,02	15,31	9,09	0,09	3,48	5,95	3,84	2,43	1,02	0,74	99,78		
Ак-29-2	TA	57,55	1,70	15,32	8,16	0,10	2,82	5,27	4,05	3,11	0,83	0,83	99,74		
Ак-29-3	TDC	64,64	1,07	14,32	5,62	0,05	1,47	2,89	3,63	4,14	0,49	1,53	99,85		
Ак-29-4	TA	56,01	1,90	15,26	9,20	0,11	3,17	5,69	3,97	2,93	0,95	0,55	99,73		
Ак-29-5	TDC	67,07	0,89	14,67	4,57	0,04	0,93	2,22	3,41	4,54	0,38	1,21	99,93		
Ак-658А	TDC	62,94	1,28	14,36	5,90	0,09	1,68	3,54	3,98	4,21	0,49	1,34	99,61		
Ак-658Б	TA	55,78	2,23	14,44	9,13	0,13	2,91	5,59	4,12	3,13	0,95	1,44	99,43		
Ак-659	TA	57,74	1,96	14,44	8,51	0,15	3,08	5,26	4,19	3,49	0,82	0,99	100,24		

Окончание табл. 1

Тургинская свита													
Проба	Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
Ак-30-1	ARDC	70,18	0,42	15,63	1,24	<0,01	0,32	0,87	4,22	6,38	0,08	0,61	99,95
Ак-31	TRL	77,81	0,08	11,56	1,94	0,03	0,07	0,21	3,62	4,24	0,02	0,53	100,10
Ак-33	RL	78,19	0,08	11,98	2,23	0,03	<0,05	0,16	3,60	3,48	0,03	0,41	100,20
Ак-34	ARDC	68,14	0,46	16,38	2,51	0,04	0,08	0,56	4,35	6,51	0,07	0,89	99,97
Ак-36	TRDC	70,18	0,24	15,87	2,13	0,02	0,08	0,48	4,09	5,68	0,04	1,21	100,00
Ак-37	TRDC	67,34	0,19	14,36	2,76	0,16	0,09	0,85	2,95	6,13	0,04	5,26	100,10
Ак-37-1	TRL	75,35	0,15	13,14	1,66	0,01	<0,05	0,41	3,62	4,90	0,03	0,76	100,00
Ак-37-2	TRL	75,09	0,15	13,81	1,09	0,01	<0,05	0,29	3,13	5,26	0,03	1,23	100,10
Ак-54	RDC	68,10	0,26	13,25	7,29	0,08	0,67	1,01	3,77	4,78	0,26	0,93	99,71
Ак-257	TDC	72,60	0,74	10,70	4,48	0,07	0,66	2,04	2,58	3,64	0,32	2,28	99,85
Ак-349А	RDC	69,24	0,52	12,91	4,20	0,07	0,83	1,68	3,05	5,51	0,23	2,05	100,00
Ак-515	TRDC	71,78	0,42	13,25	3,67	0,07	0,36	0,93	3,51	5,47	0,20	0,69	100,10
Ак-622	TRDC	70,34	0,35	13,42	5,19	0,06	0,24	1,13	3,92	5,54	0,04	0,36	100,20
Ак-1144	DC	66,71	0,42	15,02	1,94	0,03	1,83	1,82	0,89	7,10	0,14	3,88	99,69

Примечание. Принятые сокращения типов пород: SH BS – шононитовый базальт; НК AN – высококалийный андезит; НК DC – высококалийный дацит; LT – латит; SH – шононит; DC – дацит; RL – риолит; TDC – трахидацит; TAB – трахиандезит; TA – трахиандезит; ARDC – щелочной риодацит; TRL – трахириолит; RDC – риодацит; TRDC – трахириодацит. Содержание в породах двух- и трехвалентного железа представлено в виде суммарного Fe₂O₃.

* Классификация пород нижней пачки кайласской свиты проведена с помощью диаграммы K₂O-SiO₂ по [17] с дополнениями [10] с учетом принадлежности пород к шононит-латитовой серии и подробно освещена в работе [13].

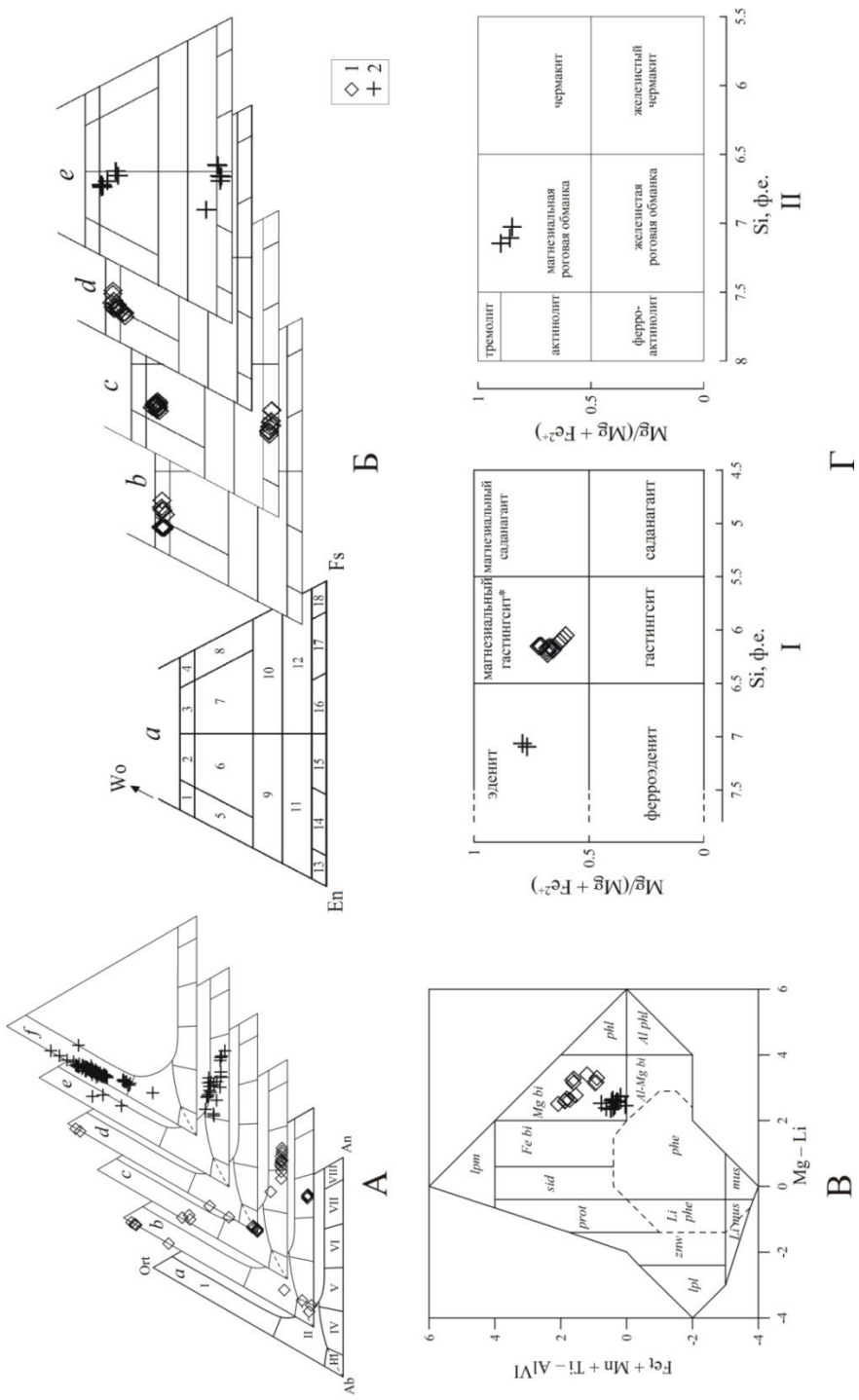


Рис. 6. Классификационные диаграммы породобразующих минералов для вулканических пород кайласской свиты

Условные обозначения к рис. 6:

1 – составы вулканических пород нижней пачки кайласской свиты; 2 – составы вулканических пород верхней пачки кайласской свиты.

А. Классификационные диаграммы для полевых шпатов; диаграмма *a*: деление плагиоклазов и щелочных полевых шпатов (высокотемпературная неупорядоченная серия) по [4]; поля составов полевых шпатов: I – санидин, II – анортклаз, III – альбит, IV – олигоклаз, V – андезин, VI – лабрадор, VII – битовнит, VIII – анортит; диаграмма *b*: из шошонитового базальта; диаграмма *c*: из высококалийевого андезита; диаграмма *d*: из высококалийевого дацита; диаграмма *e*: из трахиандезита; диаграмма *f*: из трахидацита.

Б. Классификационные диаграммы для пироксенов; диаграмма *a*: номенклатура пироксенов ряда диопсид-геденбергит-энстатит-ферросилит по [18] с дополнениями [6]. На диаграмме *b* показаны составы пироксенов из шошонитовых базальтов; на диаграмме *c* – пироксены из высококалийевого андезита; на диаграмме *d* – высококалийевого дацита; на диаграмме *e* – пироксены из трахиандезита. Области составов пироксенов: 1 – диопсид, 2 – салит, 3 – ферросалит, 4 – геденбергит, 5 – магнизиальный авгит, 6 – авгит, 7 – ферроавгит, 8 – феррогеденбергит, 9 – бедный Са авгит, 10 – бедный Са ферроавгит, 11 – магнизиальный пижонит, 12 – ферропижонит, 13 – энстатит, 14 – бронзит, 15 – гиперстен, 16 – феррогиперстен, 17 – эвлит, 18 – ферросилит.

В. Классификационные диаграммы для слюд по [20]; поля составов слюд: Al phl – Al флогопит; Al-Mg bi – Al-Mg биотит; Fe bi – Fe биотит; Li mus – Li мусковит; Li phe – Li фенгит; lpm – лепидомелан; lpl – лепидолит; Mg bi – Mg биотит; mus – мусковит; phe – фенгит; phl – флогопит; prot – протолитионит; sid – сидерофиллит; znw – цинвальдит.

Г. Классификационные диаграммы для амфиболов по [16]; диаграмма I – из высококалийевого андезита и трахиандезита; диаграмма II – из трахидацита.

В составе вулканических пород полевые шпаты имеют достаточно широкую вариацию химического состава. Щелочной полевой шпат основной массы в вулканитах нижней пачки варьирует от состава $Or_{93-96}Ab_{4-7}$ в шошонитовых базальтах, $Or_{51-55}Ab_{44-47}$ в высококалийевого андезитах, до $Or_{14-25}Ab_{75-85}$ в высококалийевого дацитах.

Плагиоклазы имеют состав $Ab_{38-39}An_{57-59}$ во вкрапленниках, а микролиты основной массы – $Ab_{38-39}An_{57-58}$ и $Ab_{85-92}An_{6-9}$ в шошонитовом базальте; $Ab_{38-46}An_{51-59}$ в фенокристаллах и $Ab_{41-47}An_{45-56}$ в основной массе высококалийевого андезита; $Ab_{96-99}An_{1-3}$ (при ортоклазовом минале до 3 мол. %) в основной массе и $Ab_{98-99}An_{1-2}$ (при отсутствии ортоклазового компонента) в высококалийевого дацитах.

Биотит представлен в вулканических породах нижней пачки в виде небольших гипидиоморфных кристаллов и имеет железистый состав.

Таким образом, наиболее основные вулканиты нижней пачки кайласской свиты имеют следующий минеральный парагенезис вкрапленников: $Px+Fsp+Bt+Mag\pm Ol$, а эффузивные породы среднего состава – $Hbl+Px+Fsp+Bt+Mag\pm Plm$.

Породы верхней пачки кайласской свиты характеризуются свежим обликом с серым, темно-серым до черного цветом, микропорфировой структурой с массивной, реже пористо-миндалекаменной текстурами и микролитовой структурой основной массы. Эти породы представлены в основном трахиандезитами, трахидацитами и реже трахиандезибазальтами.

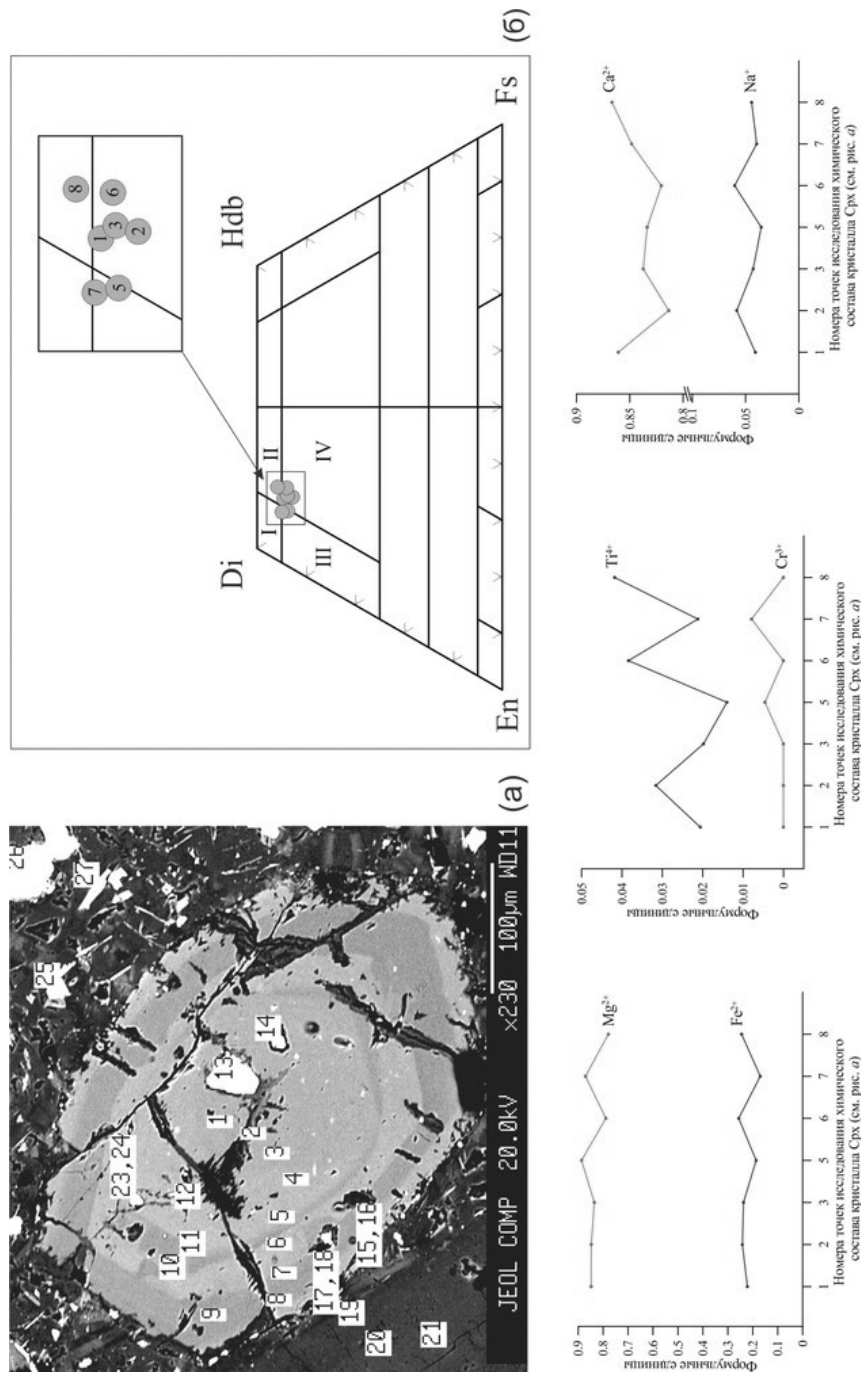


Рис. 7. Микрофотография (а) и классификационная диаграмма (б) зонального кристалла моноклинного пироксена из шощонитового базальта.

Отмеченные области составов моноклинных пироксенов на рисунке (б) по [18] с дополнениями [6]: I – диопсид, II – салит, III – магнетальный авгит, IV – авгит

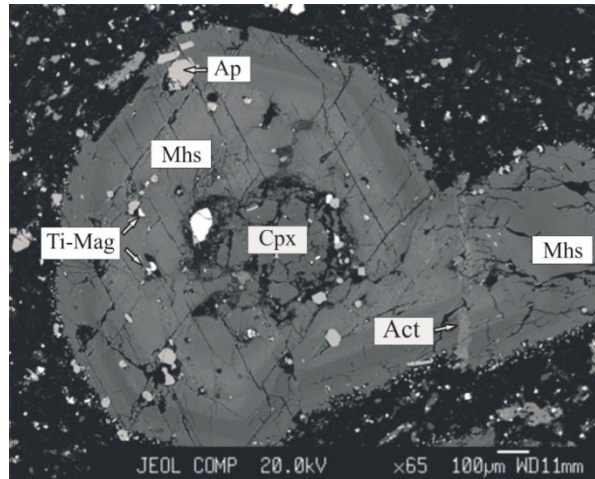


Рис. 8. Микрофотография амфиболов из шошонитового базальта нижней пачки кайласской свиты.

Принятые сокращения минералов по [21]: Act – актинолит; Ap – апатит; Cpx – клинопироксен; Mhs – магнизиальный гастингсит; Ti-Mag – титаномагнетит

Вкрапленники наиболее основных разновидностей пород представлены пироксеном, плагиоклазом, амфиболом, а более кислые разновидности характеризуются вкрапленниками щелочного полевого шпата, биотита и кварца (рис. 9). Второстепенными минералами являются апатит, титаномагнетит, титанит, магнетит, ильменит.

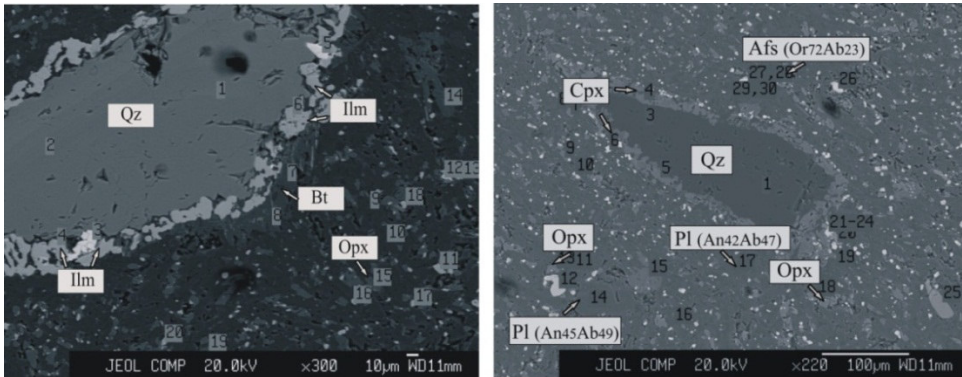


Рис. 9. Микрофотографии ксеногенных вкрапленников кварца в трахиандезитах верхней пачки кайласской свиты.

Принятые сокращения минералов по [21]: Qz – кварц; Cpx – клинопироксен; Opx – ортопироксен; Ilm – ильменит; Bt – биотит; Pl – плагиоклаз; Afs – щелочной полевого шпат

Фенокристаллы пироксенов в трахиандезитах верхней пачки характеризуются широким диапазоном вариации минеральных компонентов от гиперстена и феррогиперстена до авгита. Ортопироксены представлены гиперстином $Fs_{45-47}En_{49-51}$ и реже феррогиперстином $Fs_{50}En_{46}$ в трахиандезитах, а клинопироксены – авгитом $Wo_{39-44}En_{30-33}Fs_{23-30}$.

Плагиоклазы в породах верхней пачки имеют состав $Ab_{37-64}An_{29-61}$ в трахиандезитах и $Ab_{45-53}An_{40-49}$ в трахидацитах. Щелочной полевой шпат варьирует от состава $Or_{56-72}Ab_{23-35}$ в трахиандезитах до $Or_{62-68}Ab_{30-36}$ в трахидацитах.

В вулканических породах верхней пачки кайласской свиты амфиболы относятся к магнезиальной роговой обманке и эдениту. Слюды представлены магнезиальным биотитом.

На врезке над классификационной диаграммой (б) показана увеличенная область локализации составов вкрапленника клинопироксена в разных участках кристалла. Примечание: на врезке (б) области составов клинопироксена указаны арабскими цифрами, соответствующими цифрам микрофотографии (а). Светлые зоны кристалла характеризуются более железистым составом по сравнению темными. Эволюция состава пироксена светлых зон в направлении от центра к периферии идет в сторону увеличения ферросилитового компонента при весьма незначительных вариациях волластонитового минала. Согласно классификационной диаграмме (б) состав вкрапленника пироксена от его центральной части к периферии изменяется по следующей схеме: авгит (зона 1 (центральная часть)) – магнезиальный авгит (зона 2) – авгит (зона 3) – магнезиальный авгит (зона 4) – салит (зона 5 (периферическая область)).

Светлые порфиновые вулканы тургинской свиты имеют массивную и флюидальную текстуры. С основной массой, обладающей витрофировой, сферолитовой, реже перлитовой структурой. Породы тургинской свиты классифицируются как риолиты, трахириолиты, щелочные риодациты и дациты.

Вкрапленники в вулканиках тургинской свиты представлены в основном щелочными полевыми шпатами $Ab_{28-41}Or_{54-72}$ в щелочных риодацитах и $Ab_{0-69}Or_{23-100}$ в риолитах, кварцем и биотитом (железистый биотит) (рис. 10). Второстепенными минералами выступают апатит и циркон. Основная масса состоит из вулканического стекла, микролитов щелочного полевого шпата, реже кварца, железистого биотита. Наиболее распространен среди вкрапленников в кислых вулканиках полевой шпат. Он образует сростки кристаллов или единые зерна со структурой распада твердых растворов (рис. 11).

Предварительные результаты оценки температуры кристаллизации пород кайласской свиты

Температура кристаллизации магматического расплава является одним из главных параметров, определяющих физико-химические условия формирования минеральных парагенезисов.

Геотермометры широко применяются для изучения магматических пород. При изучении вулканических пород следует учитывать, что метод допускает различие между равновесными и неравновесными минеральными парами. В случае неравновесной минеральной пары полученные изотермы плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата отразят минимальную температуру кристаллизации [15].

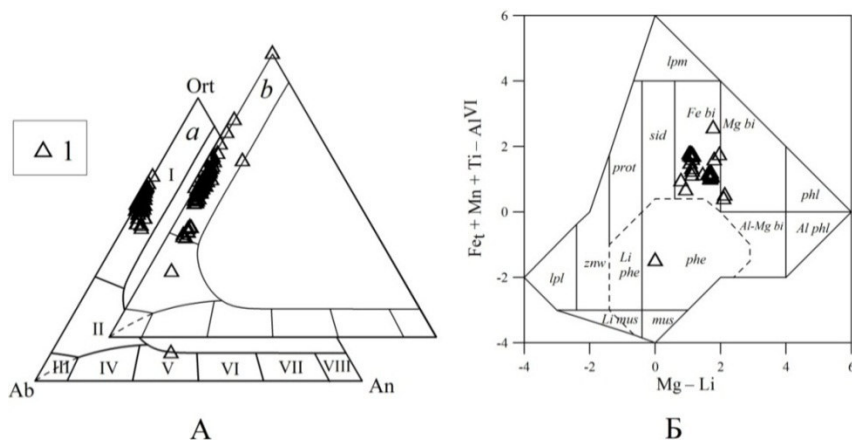


Рис. 10. Классификационные диаграммы породообразующих минералов для вулканических пород тургинской свиты
 для вулканических пород тургинской свиты
 Условные обозначения: 1 – составы вулканических пород тургинской свиты.
 А. Классификационная диаграмма для полевых шпатов; диаграмма а – из щелочного риодацита; диаграмма b – из риолита. Б. Классификационная диаграмма для слюд. Поля составов полевых шпатов и слюд см. на рис. 6.

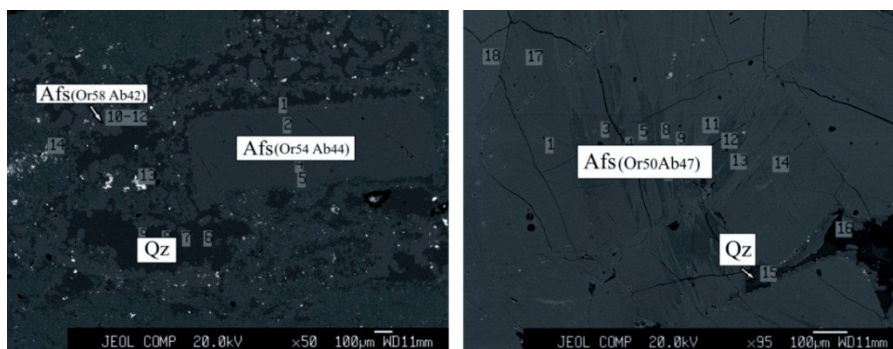


Рис. 11. Микрофотографии щелочного полевого шпата и кварца из риолита тургинской свиты. Принятые сокращения минералов см. на рис. 9

В настоящей работе для вулканических пород применялись расчеты по двуполевошпатовому и двупироксеновому геотермометрам.

Для расчетов температуры по двуполевошпатовому термометру были выбраны соразмерные кристаллы щелочного полевого шпата и плагиоклазов, отвечающие стадии медленного охлаждения расплава и, таким образом, отражающими возможное равновесие между двумя фазами. Расчеты проводились для двух пар полевых шпатов из пород нижней пачки кайласской свиты (проба Ак-17) и двух пар полевых шпатов верхней пачки (проба Ак 29-2).

Аналогичная выборка была проведена для пироксенов. Наиболее представительными являются данные, полученные из зональных зерен орто- и клинопироксенов. Количество проб для двупироксенового термометра для нижней пачки и верхней составили 4 и 3 соответственно.

Расчет производился в программе MS Excel, формулы для расчета описаны в [19].

Двуполюсовый термометр предполагает расчет температуры по двум рабочим формулам:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 9,8 - 0,098P(\text{кбар}) - 2,46 \ln\left(\frac{X_{\text{Ab}}^{\text{afs}}}{X_{\text{Ab}}^{\text{plag}}}\right) - 14,2(X_{\text{Si}}^{\text{afs}}) + 423(X_{\text{Ca}}^{\text{afs}}) - 2,42 \ln(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) - 11,4(X_{\text{An}}^{\text{afs}} X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}), \quad (1)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-442 - 3,72P(\text{кбар})}{-0,11 + 0,1 \ln\left(\frac{T_{\text{Ab}}^{\text{afs}}}{T_{\text{Ab}}^{\text{pl}}}\right) - 3,27(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0,098 \ln(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0,57(X_{\text{An}}^{\text{plag}} X_{\text{Ab}}^{\text{pl}})}, \quad (2)$$

где $X_{\text{Ab}}^{\text{afs}}$ – мольная доля альбита в щелочном полево шпате; $X_{\text{Ab}}^{\text{plag}}$ – мольная доля альбита в плагиоклазе; $X_{\text{Si}}^{\text{afs}}$ – доля катиона кремния в щелочном полево шпате; $X_{\text{Ca}}^{\text{afs}}$ – доля катиона кальция в щелочном полево шпате; $X_{\text{An}}^{\text{afs}}$ – мольная доля анортита в щелочном полево шпате; $X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}$ – мольная доля альбита в плагиоклазе.

В данных формулах ($X_{\text{Si}}^{\text{afs}}$) соответствует доле катиона Si в щелочном полево шпате. Для проверки корректности полученных данных применяется тест на равновесие, заключающийся в расчете разницы между параметрами активности щелочных полево шпатов и плагиоклазов – $\Delta(\text{An})$, $\Delta(\text{Ab})$, $\Delta(\text{Or})$, значения которых должны стремиться к нулю.

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что точность расчетов температуры с применением данного термометра составляет $\pm 30^{\circ}\text{C}$ [19]. Сrostки кристаллов двух полево шпатов, помимо температуры, позволяют установить равновесное давление при кристаллизации магматического расплава.

С другой стороны, температура равновесного минералообразования рассчитывается по ортопироксену и клинопироксену, зерна которых находятся в сrostках. Метод расчета базируется на разделении энстатитового и ферросилитового минала ($\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \text{EnFs}$; $\text{FmO} = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$) между орто- и клинопироксеном, где Fm – молекулярное количество железа и железа.

Большое значение для оценки результатов расчетов температуры имеет тест на равновесие, заключающийся в расчете соотношения железа и магния:

$$K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-opx}} = \left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}}\right) / \left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{opx}}}\right) = 1,09 \pm 0,14, \quad (3)$$

где $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-opx}}$ – тест на равновесие, заключающийся в расчете соотношения железа и магния; $X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}$ – доля катионов железа в клинопироксене; $X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}$ – доля катионов магния в клинопироксене; $X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}$ – доля катионов железа в ортопироксене; $X_{\text{Mg}}^{\text{opx}}$ – доля катионов магния в ортопироксене;

Для расчета температуры по двум пироксенам разработаны [20] несколько формул. Первая имеет вид:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 11,2 - 1,96 \ln \left(\frac{X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}} \right) - 3,3 (X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}}) - 25,8 (X_{\text{CrCa}}^{\text{cpx}}) + \\ + 33,2 (X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}) - 23,6 (X_{\text{Na}}^{\text{opx}}) - 2,08 (X_{\text{En}}^{\text{opx}}) - 8,33 (X_{\text{Di}}^{\text{opx}}) - 0,05P (\text{кбар}), \quad (4)$$

где $X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}$ – мольная доля энстатита и ферросилита в клинопироксене; $X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}$ – мольная доля энстатита и ферросилита в ортопироксене; $X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}}$ – доля катионов кальция в клинопироксене; $X_{\text{CrCa}}^{\text{cpx}}$ – доля катионов хрома и кальция в клинопироксене; $X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}$ – доля катионов марганца в ортопироксене; $X_{\text{Na}}^{\text{opx}}$ – доля катионов натрия в ортопироксене; $X_{\text{En}}^{\text{opx}}$ – мольная доля энстатита в ортопироксене; $X_{\text{Di}}^{\text{opx}}$ – мольная доля диопсида в ортопироксене.

Эта модель корректнее работает при расчете мафических систем, в которых значение магнезиальности клинопироксена ($\text{Mg}^{\# \text{cpx}}$) больше 0,75. Неравенство $\text{Mg}^{\# \text{cpx}} > 0,75$ выполняется только для пары 370–390 (табл. 2). Для других анализов значения магнезиальности составляет меньше 0,75, поэтому расчет температуры должен быть произведен по формуле:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 13,4 - 3,4 \ln \left(\frac{X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}} \right) + 5,59 \ln (X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) - 8,8 (\text{Mg}^{\# \text{cpx}}) + \\ + 23,85 (X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}) + 6,48 (X_{\text{FmAl}_2}^{\text{opx}} \text{SiO}_6) - 2,38 (X_{\text{Di}}^{\text{cpx}}) - 0,044P (\text{кбар}), \quad (5)$$

где $X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}$ – мольная доля энстатита и ферросилита в клинопироксене; $X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}$ – мольная доля энстатита и ферросилита в ортопироксене; $X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}$ – доля катионов магния в клинопироксене; $X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}$ – доля катионов марганца в ортопироксене; $X_{\text{FmAl}_2}^{\text{opx}}$ – доля катионов магния, железа и алюминия в ортопироксене; $X_{\text{Di}}^{\text{cpx}}$ – мольная доля диопсида в клинопироксене; $\text{Mg}^{\# \text{cpx}}$ – значение магнезиальности клинопироксена.

Результаты расчетов термометрии для вулканических пород нижней и верхней пачек кайласской свиты представлены в табл. 2, 3. Температура, рассчитанная по двум различным минеральным парам, позволяет оценить сходимость и проверить корректность полученных результатов. Двуполовошпатовый термометр для нижней пачки кайласской свиты воспроизводит температуры несколько выше, чем двупироксеновый для аналогичных пород. Равновесная температура кристаллизации находится в диапазоне 980–1030 °С для пород нижней пачки кайласской свиты, а для пород верхней пачки – в диапазоне 915–990 °С.

Тесты на равновесие подтверждают точность полученных результатов.

Таблица 2

Результаты расчета температуры по пироксенам Ак-17, Ак-29-2

№ анализа		Температуры		Тест на равновесие
Срх	Орх	формула 3 T(°C)	формула 4 T(°C)	
Ак-17 (высококальциевый андезит)				
365	387	978	983	0,870
366	388	983	983	0,931
369	389	983	987	0,982
370	390	994	995	0,825
Ак-29-2 (трахиандезит)				
109	117	970	960	0,823
39	122	985	979	0,788
129	117	965	978	0,795

Таблица 3

Результаты расчета температуры кристаллизации по двуполовшатовому термометру

Исходные данные		Плаггиоклаз				Температуры		Тест на равновесие				
Щелочной полевой шпат		№	Or	Ab	An	Ab	Or	формула 1 T(°C)	формула 2 T(°C)	Δ(An)	Δ(Ab)	Δ(Or)
Ак-17 (высококальциевый андезит)												
338	0,036	0,449	0,515	0,531	0,445	0,024	1250	1028	0,32	0,00	-0,26	
338	0,036	0,449	0,515	0,498	0,471	0,031	1226	1013	0,30	-0,01	-0,20	
Ак-29-2 (трахиандезит)												
25	0,064	0,452	0,484	0,469	0,512	0,019	987	983	0,03	-0,01	-0,35	
25	0,064	0,452	0,484	0,417	0,543	0,041	915	918	-0,32	-0,01	0,00	

Выводы

Вулканические породы кайласской свиты Александрово-Заводской впадины подразделяются на производные шошонит-латитовой (нижняя пачка) и трахибазальтовой (верхняя пачка) магматических серий. Концентрации петрогенных оксидов в трахиандезитах-трахидацитах верхней пачки кайласской свиты и трахириолитах-трахириодацитах тургинской свиты типичны для пород бимодальных мезозойских ассоциаций Восточного Забайкалья, отличаясь от них наличием промежуточных составов по кремнезему и отсутствием пород основного состава. Трахиандезиты и трахидациты верхней пачки кайласской свиты вместе с кислыми вулканитами тургинской свиты представляют собой позднечурско-раннемеловую рифтогенную ассоциацию Александрово-Заводской впадины.

На основе анализа минералого-петрографических и петрохимических данных выявлено, что петрогенезис вулканитов как нижней, так и верхней пачек кайласской свит обусловлен процессами кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации расплавов. Минеральный состав трахиандезитов верхней пачки кайласской свиты характерен для эффузивов основного состава: наличие вкрапленников клинопироксена и основного плагиоклаза и присутствие в породах ксеногенных вкрапленников кварца и щелочного полевого шпата, вероятно захваченных в результате контаминации базальтоидного расплава коровым веществом, приводят к смещению эволюционного тренда составов пород в «кислую» сторону. На процесс коровой контаминации в вулканитах нижней пачки указывают в большей степени особенности минерального состава пород, в частности плагиоклаз, наблюдающийся в некоторых разностях (высококалиевых дацитах и др.), характеризующийся ксеногенным происхождением, что отражается на его аллотриоморфных очертаниях, наряду с их альбитовым составом.

Наиболее основные вулканиты нижней пачки кайласской свиты имеют следующий минеральный парагенезис вкрапленников: $Px+Afs+Bt+Mag\pm Ol$, а эффузивные породы среднего состава – $Hbl+Px+Afs+Bt+Mag\pm Ilm$. Для вулканитов верхней пачки характерны $Srx\pm Orx+Pl+Afs\pm Qz+Ar+Ti-Mag$ и $Hbl-Pl-Afs\pm Qz+Ar\pm Ti-Mag\pm Ilm$ – минеральные парагенезисы.

Предварительные результаты оценки температуры кристаллизации вулканических пород кайласской свиты с использованием двуполевошпатового и дупироксенового термометров дают значения в диапазоне 980–1030 °С для вулканитов нижней пачки и 915–990 °С для вулканитов верхней пачки.

Список литературы

1. Антипин В. С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма / В. С. Антипин. – Новосибирск : Наука, 1992. – 223 с.
2. Булнаев К. Б. Формирование впадин «Забайкальского» типа // Тихоокеан. геология. – 2006. – Т. 25, № 11. – С. 18–30.
3. Гордиенко И. В. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона / И. В. Гордиенко, М. И. Кузьмин // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – С. 1545–1562.

4. Дир У. А. Породообразующие минералы : в 5 т. / У. А. Дир, Р. А. Хауди, Дж. Зусман. – М. : Мир, 1965–1966: 1965. – Т. 1. – 372 с.; 1965. – Т. 2. – 406 с.; 1966. – Т. 3. – 318 с.; Т. 4. – 482 с.; Т. 5. – 408 с.
5. Кокс К. Г. Интерпретация изверженных горных пород / К. Г. Кокс, Дж. Д. Белл, Р. Дж. Панкхерст. – М. : Недра, 1982. – 414 с.
6. Минералы : справ. Т. 3. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочкам кремнекислородных тетраэдров / гл. ред. Ф. В. Чухров. – М. : Наука, 1981. – Вып. 2. – 614 с.
7. Объяснительная записка к геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Лист М-50-Х. – М., 2000. – 132 с.
8. Парфёнов Л. М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л. М. Парфёнов, Н. А. Берзин, А. И. Ханчук // Тихоокеан. геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
9. Первов В. А. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий поздне-мезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия. – 1987. – № 6. – С. 798–811.
10. Перепелов А. Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки : дис. канд. геол.-минерал. наук / А. Б. Перепелов. – Иркутск, 1989. – 394 с.
11. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
12. Сасим С. А. Шошонит-латитовая и трахибазальтовая серии Восточного Забайкалья: изотопно-геохимические особенности и генезис магматических пород Александрово-Заводской впадины : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / С. А. Сасим. – Иркутск, 2014. – 22 с.
13. Сасим С. А. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород Акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины / С. А. Сасим, С. И. Дриль, А. В. Травин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 962–982.
14. Таусон Л. В. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л. В. Таусон, В. С. Антипин, М. Н. Захаров – Новосибирск : Наука, 1984. – 205 с.
15. Benisek A. New developments in two-feldspar thermometry / A. Benisek, H. Kroll, L. Cemic // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 89. – P. 1496–1504.
16. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral and Mineral Names / B. E. Leake, A. R. Wooley, C. E. S. Aprs // European Journal of Mineralogy. – 1997. – Vol. 9. – P. 623–651.
17. Peccerillo A. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey / A. Peccerillo, S. R. Taylor // Contribution to Mineralogy and Petrology. – 1976. – Vol. 58, N 1. – P. 63–81.
18. Poldervaart A. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma / A. Poldevaart, H. H. Hess. – Journal of Geology. – 1951. – Vol. 59. – 472 p.
19. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems / K. Putirka // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2008. – Vol. 69. – P. 61–120.
20. Tischendorf G. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation / G. Tischendorf, B. Gottesmann, H.-F. Forster // Mineral Magazine. – 1997. – Vol. 61. – P. 809–834.
21. Whitney D. L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D. L. Whitney, B. W. Evans // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 95. – P. 185–187.

Elemental Features and Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Kailassk and Turginsk Suites of the Alexandrovo-Zavodsk Depression, South-East Transbaikalia

N. Khlif, S. A. Sasim, U. S. Andreeva

Irkutsk State University

Abstract. Classification and elemental features of the Kailassk and Turginsk suite volcanic rocks of the Alexandrovo-Zavodsk depression (South-East Transbaikalia area) are considered. Based on mineralogical, petrographic and petrochemical characteristics of rocks revealed that the Kailassk rocks are formed by processes of assimilation-fractional crystallization. Acidic rocks of the Turginsk suite probably are products by melting of continental crust material. Complex classification criteria the volcanic rocks of the lower unit of the Kailassk suite refer to the shoshonite series, while upper one – trachybasalt series; the volcanic rocks of the upper unit of the Kailassk suite with the acidic volcanic rocks of the Turginsk are Late Jurassic-Early Cretaceous rift association of the Alexandrovo-Zavodsk depression. Lower unit of Kailassk suite are characterized by $Px+Fsp+Bt+Mag\pm Ol$ (basic-intermediate rocks) and $Hbl+Px+Fsp+Bt+Mag\pm Ilm$ (intermediate rocks) phenocryst assemblages while the upper one are more dry $Px-Pl-Afs$ and $Hbl-Pl-Afs$ phenocryst assemblages. Preliminary assessment of the crystallization temperature of Kailassk suite volcanic rocks using the two-feldspar and two-pyroxene pyroxene thermometers are estimated to range of 980–1030°C for the volcanic rocks of the lower unit and 915–990 °C for the upper unit.

Keywords: Alexandrovo-Zavodsk depression, South-East Transbaikalia, mineralogy, trachybasalt and shoshonite series, two-pyroxene and two-feldspar thermometry.

References

1. Antipin V.S. *Geohimicheskaja jevoljucija izvestkovo-shhelochnogo i subshhelochnogo magmatizma* [Geochemical evolution of calc-alkaline magmatism and subalkalic]. Novosibirsk, Nauka, 1992. 223 p.
2. Bulnaev K.B. Formation of cavities “TransBaikal” type. *Tihookean. Geologija* [Pacific Geology], 2006, vol. 25, no. 11, pp. 18-30 (in Russian).
3. Gordienko I.V., Kuzmin M.I. Geodynamics and metallogeny of the Mongolian-Transbaikalia region. *Geologija i geofizika* [Geology and Geophysics], 1999, vol. 40, pp. 1545-1562 (in Russian).
4. Dir U.A., Haudi R.A., Zusman Dzh. *Porodoobrazujushhie mineraly: v 5 t.* [Pore-forming minerals]. Moscow, Mir, 1965–1966: 1965, vol. 1, 372 p.; vol. 2, 406 p.; 1966, vol. 3, 318 p.; vol. 4, 482 p.; vol. 5, 408 p.
5. Koks K.G., Bell Dzh. D., Pankherst R. Dzh. *Interpretacija izverzhennyh gornyh porod* [Interpretation of igneous rocks]. Moscow, Nedra, 1982. 414 p.
6. *Mineraly: sprav. Vol. 3. Silikaty s linejnymi trekhchlennymi gruppami, kol'cami i cepochkami kremneklislorodnyh tetrajedrov* [Silicates with a linear three-term groups, rings and chains of silicon-oxygen tetrahedra]. Moscow, Nauka, 1981, i. 2, 2614 p.
7. *Objasnitel'naja zapiska k geologicheskoj karte RF masshtaba 1:200 000. List M-50-X.* Moscow, 2000. 132 p.
8. Parfjonov L.M., Berzin N.A., Hanchuk A.I. The model of formation of orogenic belts in Central and North-East Asia. *Tihookeanskaja geologija* [Pacific Geology], 2003, vol. 22, no. 6, pp. 7-41 (in Russian).
9. Pervov V.A. Geochemistry of sub-alkaline volcanic series of two stages of tectonic Late-magaticheskoy intensify South-East Transbaikalia. *Geohimija* [Geochemistry], 1987, no. 6, pp. 798-811 (in Russian).
10. Perepelov A.B. Geochemistry of Late Cenozoic high-K volcanic series of island-arc system of Kamchatka. *Candidate's thesis.* Irkutsk, 1989. 394 p. (in Russian).

11. *Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact obrazovaniya* [Magmaticcheskie, metamorficheskie, metasomaticcheskie, impaktnye obrazovaniya]. St. Petersburg, Izd-vo VSEGEI, 2009. 200 p.

12. Sasim S.A. Shoshone-latite and trachybasaltic Series East Transbaikalia: isotopic and geochemical characteristics and genesis of igneous rocks Aleksandrov-Factory depression. *Extended abstract of candidate's thesis*. Irkutsk, 2014. 22 p. (in Russian).

13. Sasim S.A. Shoshone-latite series of East Transbaikalia: 40Ar / 39Ar age, geochemistry and Sr-Nd isotopic composition of rocks Akatuevskoy volcanoplutonic association Aleksandrov-Factory depression. *Geologija i geofizika* [Geology and geophysics], 2016, vol. 57, no. 5, pp. 962-982 (in Russian).

14. Tauson L.V., Antipin V.S., Zaharov M.N. *Geohimija mezozojskij latitov Zabajkal'ja* [Geochemistry of Mesozoic latites Transbaikalia]. Novosibirsk, Nauka, 1984. 205 p.

15. Benisek A., Kroll H., Cemic L. New developments in two-feldspar thermometry [American Mineralogist], 2010, vol. 89, pp. 1496-1504.

16. Leake B.E., Wooley A.R., Aprs C.E.S. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral and Mineral Names [European Journal of Mineralogy], 1997, vol. 9, pp. 623-651.

17. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [Contribution to Mineralogy and Petrology], 1976, vol. 58, no. 1, pp. 63-81.

18. Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma [Journal of Geology], 1951, vol. 59, 472 p.

19. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems [Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry], 2008, vol. 69, pp. 61-120.

20. Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.-J. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation [Mineral Magazine], 1997, vol. 61, pp. 809-834.

21. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals [American Mineralogist], 2010, vol. 95, pp. 185-187.

Кхлиф Незар
магистрант

Иркутский государственный университет
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
тел. (3952) 20-09-31
e-mail: nezar.khlif@mail.ru

Khelif Nezar

Undergraduate

Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003
tel. (3952) 20-09-31
e-mail: nezar.khlif@mail.ru

Сасим Сергей Александрович
кандидат геолого-минералогических
наук, заведующий кафедрой полезных
ископаемых

Иркутский государственный университет
г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
тел.: (3952) 20-09-31
e-mail: sasimserg@mail.ru

Sasim Sergei Aleksandrovich
Candidate of Sciences (Geology
and Mineralogy), Head of Department
of Mineral Resources

Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003
tel.: (3952) 20-09-31
e-mail: sasimserg@mail.ru

Андреева Юлия Сергеевна
преподаватель

Иркутский государственный университет
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
тел.: (3952) 24-34-89
e-mail: afanasevaus@mail.ru

Andreeva Julia Sergeevna
Lecturer

Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003
tel.: (3952) 24-34-89
e-mail: afanasevaus@mail.ru