

**РАННЕМЕЛОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ КЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА – ФРАГМЕНТА
МОНЕРОНО-САМАРГИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ*****В.П. Симаненко, А.И. Малиновский, В.В. Голозубов****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приведены данные по геологии, петрографии, химическому составу породообразующих минералов, петрохимии и геохимии раннемеловых базальтов кемской свиты Приморья в бассейне р. Кемы, являющейся одним из основных элементов строения Кемского террейна – сихотэалинского фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы. Рассматриваются вопросы петрогенезиса базальтов и геодинамические условия проявления раннемелового магматизма. Показано, что по основным петролого-геохимическим характеристикам раннемеловые (апт–альбские) вулканические породы являются аналогами базальтов высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий тыловых частей зрелых островных дуг. Предполагается формирование базальтовых расплавов из мантии, по геохимическим меткам близкой к внутриплитному источнику гавайского типа, обогащенному флюидом, поступавшим из субдуцирующего пелагического осадка. Низкие концентрации фемических элементов, а также величины ряда индикаторных отношений микроэлементов указывают на формирование исследованных базальтов из остаточных магм, образовавшихся путем фракционирования оливина и пироксенов и ранней сепарации плагиоклазов из первичных пикробазальтовых мантийных магм.

Ключевые слова: магматизм, островные дуги, базальты, шошониты, абсарокиты, ранний мел, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические породы в составе раннемеловых осадочных толщ, залегающих в фундаменте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, обнаружены при геологических съемках в 60-х годах прошлого столетия [5]. К настоящему времени установлена принадлежность этих пород к островодужному типу [13, 17–20], и на этом основании выделена Монероно-Самаргинская островодужная система, основные элементы которой обнаруживаются в Сихотэ-Алине и на островах Сахалин, Монерон, Ребун и Хоккайдо [18, 37]. В Сихотэ-Алине фрагментом этой системы является Кемский террейн [24]. Также были выполнены единичные определения возраста вулканитов с использованием Rb-Sr изохронного метода, указывающие на апт-альбское время проявления вулканизма [21], что хорошо согласуется с геологическими данными [15]. Цель настоящего исследования состояла в установлении специфики формирования апт-альбских островодужных образований Сихотэ-Алиния на примере вулканических пород кемской свиты, развитой в бассейне реки Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь). В этой связи было детально изу-

чено строение разрезов свиты [14], уточнены геологические взаимоотношения вулканических и осадочных образований, исследован фациальный, петрографический, петрохимический и геохимический состав вулканических пород. Проведено сопоставление вулканитов с эталонными сериями, характерными для различных геодинамических обстановок, оценены составы их возможных мантийных источников и условия кристаллизации магм.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Химический состав минералов выполнен на микрозонде JXA-5A (оператор Н.А. Екимова); состав газов в минералах определен на газовом хроматографе ЛКМ-8МД (аналитик Н.П. Коновалова); содержания петрогенных элементов в породах определялись традиционным химическим методом (аналитики С.П. Славкина, С.П. Баталова); содержания микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn, Sn) определены количественным спектральным анализом (аналитик Л.И. Азарова); Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb в большинстве образцов определены рентгено-флюоресцентным методом (аналитик А.В. Белоглазов) в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В части

образцов эти элементы, а также Hf, Ta, Th, U и редкоземельные элементы (REE) определены методом плазменной спектрометрии (ICP-MS) в аналитическом центре СИБ ГЕОХИ РАН (г. Иркутск).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Район исследований расположен в пределах Кемского террейна [24], который надвинут на распо-

ложенный западнее Журавлевский террейн [9], образованный мощной (до 15 км) толщей турбидитов берриас-альбского возраста (рис.1). Кемский террейн сложен баррем-альбскими образованиями, которые разделены на баррем-раннеаптскую меандровскую свиту, представленную ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов мощностью до 1100 м, раннеаптско-позднеальбскую кемскую свиту,

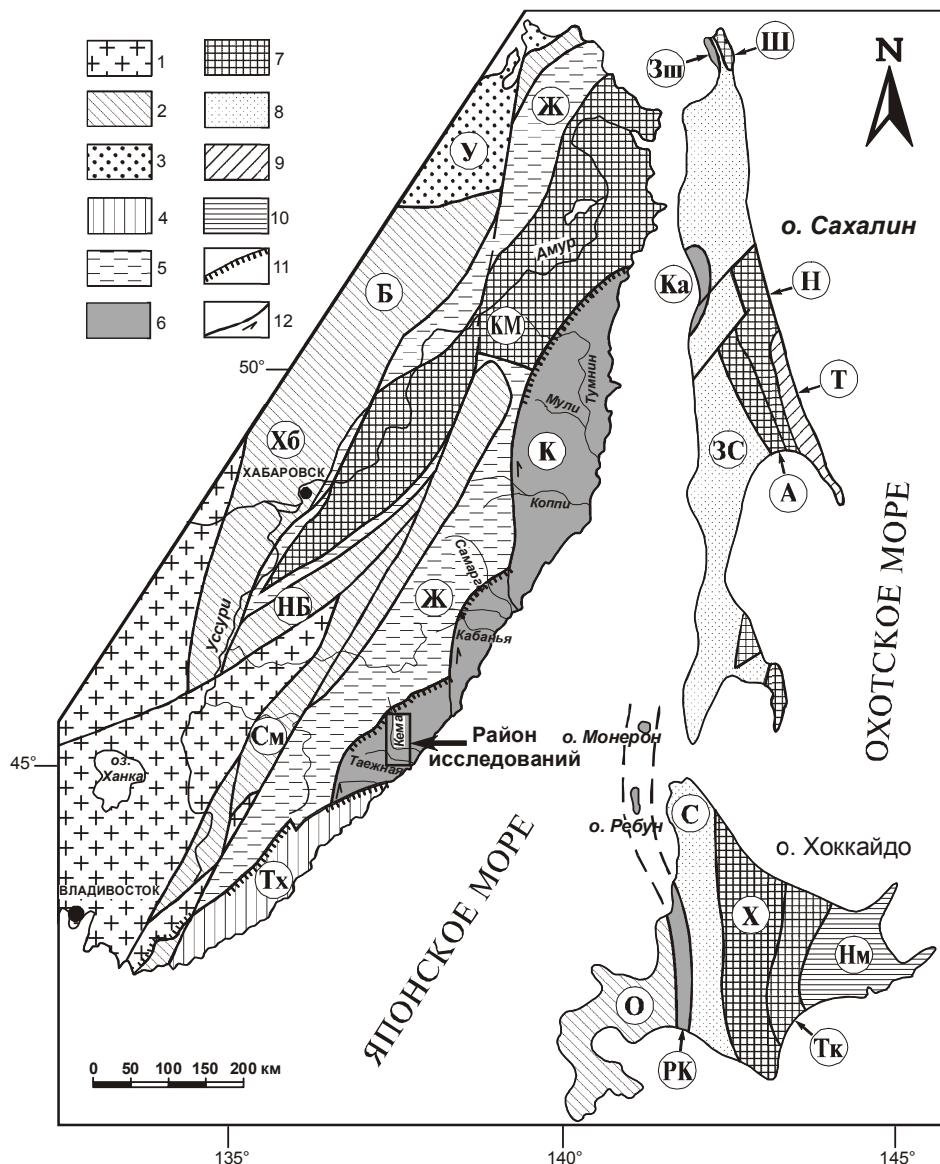


Рис. 1. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий [14, 24].

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские: 2 – аккреционные призмы, 3 – турбидитовые; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционные призмы, 5 – турбидитовые, 6 – островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционные призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – позднемеловые-палеогеновые; 11–12 разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Стрелками показаны направления движения вдоль сдвигов. Террейны: См – Самаркинский; НБ – Наданьхада-Бикинский; Хб – Хабаровский; Б – Баджалский; У – Ульбанский; КМ – Киселевско-Маноминский; Тх – Таухинский; Ж – Журавлевский; К – Кемский; ЗС – Западно-Сахалинский; А – Анивский; Н – Набильский; Ш – Шмидтовский; Зш – Западно-Шмидтовский; Ка – Камышовый; Т – Терпения; О – Ошима; РК – Ребун-Кабато; С – Сорачи – Йезо; Х – Хидака; Тк – Токоро; Нм – Немуро.

в которой наряду с терригенными породами широко развиты разнообразные вулканические и вулканогенно-осадочные образования (до 4000 м), и средне-позднеальбскую лужкинскую свиту, в которой среди преобладающих терригенных пород встречаются пласты вулканических образований (около 550 м). Кемская свита по литологическому составу разделена на три подсвиты [14]: нижнекемскую (мощность до 1800 м), в которой преобладают терригенные породы, а вулканические составляют менее 10 %; среднекемскую (до 770 м), в которой главная роль принадлежит вулканическим породам; и верхнекемскую (до 1500 м), сложенную ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов.

Наиболее полные разрезы свиты изучены в среднем течении р. Кемы (рис. 2). Вулканические и вулканогенно-осадочные породы представлены здесь потоками базальтов, пластами и пачками вулканогенно-осадочных образований. Эти породы переслаиваются с пачками турбидитов, в которых присутствует примесь пирокластического материала.

Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями размером 0,5–2,5 м. В основании потоков пиллоу-лавы насыщены обломками осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. В мощных потоках наблюдаются "плавающие" включения уплощенных глыб и "блоков" осадочных пород, ориентированные согласно движению потоков. Наблюдаются также мало-мощные (до 1 м) потоки базальтов, которые при излиянии в водной среде растрескиваются и расщепляются на сегменты. Вертикальные трещины между сегментами иногда заполнены алевролитовым материалом, который в момент излияния базальтов представлял собой неконсолидированный илистый осадок. При налегании базальтовой массы на этот осадок он выжимался вверх по трещинам, образуя "осадочные дайки", а в отдельных случаях выплескивался и на поверхность лавовых потоков. В других случаях наблюдаются базальтовые "капли" или "бомбы", включенные в алевролиты. По краю таких образований развиты стекловатые корки или цеолитовые оторочки. Все это указывает на то, что лавы изливались на неконсолидированный осадок в условиях морского бассейна.

Пирокластические образования составляют около 20 % мощности среднекемской подсвиты и представлены разнообразными туфами базальтового состава. Туфы обычно градационнослоистые, характеризующиеся постепенной сменой агломератовых туфов у основания пластов тонкослоистыми псаммитовыми и пелитовыми в их кровле. Широко развиты также гиалокластиты – продукты дробления базальтовых пород, образовавшиеся при соприкосновении

магмы с водой под воздействием быстро освобождающихся из лав летучих компонентов.

Около 10 % разреза среднекемской подсвиты представлено брекчиями (микститами) – отложениями грязекаменных потоков на склонах вулканов, матрикс которых образован плохо отсортированным песчано-алевролитовым материалом. Кроме обычных осадочных пород в составе глыб и обломков в микститах присутствует переменное количество базальтов. Некоторые микститы сложены глыбами почти исключительно вулканитов.

Терригенные породы среднекемской подсвиты (гравелиты, песчаники, алевролиты) содержат различное количество примеси пирокластики (базальтов, вулканического стекла, фенокристаллов пироксенов и плагиоклаза).

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ

Базальты из генетически различных образований кемской свиты однотипны. Это окрашенные в зеленовато-серые тона плотные, массивные, резко порфиновые породы с вкрапленниками темноцветных минералов и плагиоклаза. Среди пиллоу-лав встречаются темно-зеленые миндалекаменные базальты с небольшим количеством хлоритовых и кальцитовых миндалинов. Преобладают толеитовая, стекловатая, интерсертальная, микролитовая структуры основной массы. Редко наблюдается диабазовая структура.

По соотношению и количеству вкрапленников выделяются клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, двупироксеновые и оливин-клинопироксеновые базальты и диабазы. В каждом из выделенных типов пород общее количество и соотношение вкрапленников варьирует от 15 до 35%. В клинопироксен-плагиоклазовых базальтах вкрапленники представлены плагиоклазом (50–65%) и клинопироксеном (до 50%). В них встречаются также единичные фенокристаллы оливина и буровато-зеленой роговой обманки. В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтах оливина больше (до 1–2% от общего количества вкрапленников). В оливин-клинопироксеновых базальтах вкрапленники плагиоклаза составляют 10–20%, оливина – 5–7%, остальное приходится на клинопироксен. В двупироксеновых базальтах вместе с оливином, клинопироксеном и плагиоклазом присутствует до 5% вкрапленников ортопироксена. Выделенные петрографические разновидности имеют общие черты минералогического (резкий порфиновый облик, высокий идиоморфизм вкрапленников, большое количество клинопироксена) и химического (высокая глиноземистость и калиевая щелочность, низкая ти-

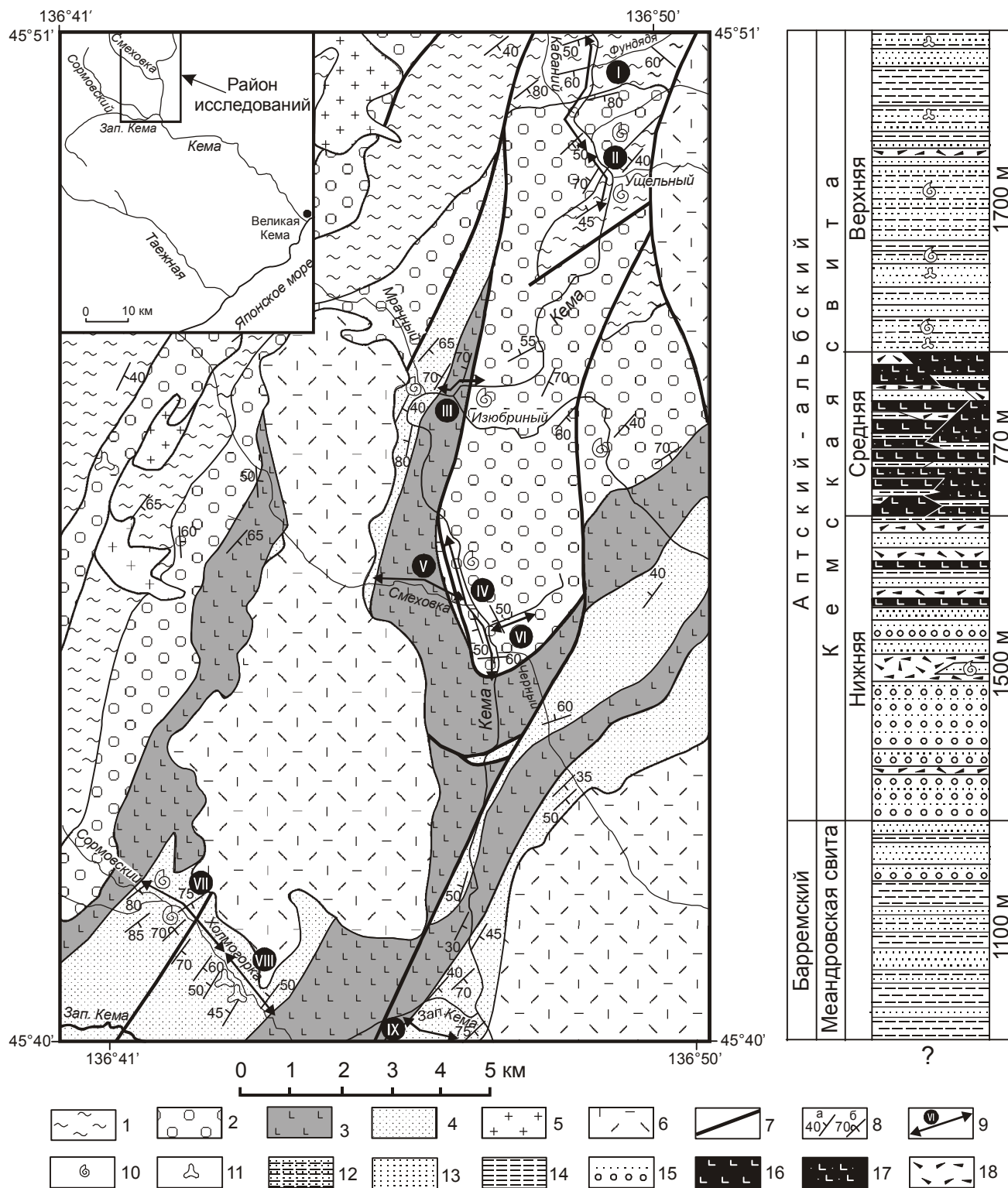


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна среднего течения р. Кема.
 1–4 – свиты: 1 – меандровская; 2–4 – кемская (2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя подсвиты); 5 – позднемеловые гранитоиды; 6 – позднемеловые вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 9 – изученные разрезы и их номера; 10 – макрофауна; 11 – споры и пыльца. На стратиграфической колонке: 12–14 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов (12 – с равным их соотношением, 13 – с преобладанием песчаников, 14 – с преобладанием алевролитов); 15 – ритмичное переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников; 16 – базальты; 17 – туфы и тефроиды; 18 – микститы.

танистость) состава, что свидетельствует об их генетическом единстве. Оливин-клинопироксеновые базальты залегают в нижней части вулканогенного разреза свиты и являются наиболее ранними образованиями. Об этом же свидетельствует и наличие ксенолитов оливин-клинопироксеновых базальтов в клинопироксен-плагиоклазовых агломератовых лавобрекчиях верхней части свиты.

Вкрапленники клинопироксена в базальтах представлены крупными (от 1–2 до 3–5 мм) отдельными кристаллами и гломерокристаллами (до 8 мм). Во всех разновидностях базальтов встречаются гломерокристаллы клинопироксена и плагиоклаза. Клинопироксены обычно сдвойникованы и имеют зональное строение с расплывчатыми границами между зонами. В двупироксеновых и оливин-пироксеновых базальтах ядра вкрапленников по составу отвечают диопсиду или салиту, а края – субкальциевому авгиту. В других разновидностях базальтов преобладают вкрапленники субкальциевого авгита (табл. 1). При этом центральные части кристаллов более магнезиальные ($mg\# = 0,89$), с содержанием кремнезема $SiO_2 = 49$ мас.%. От ядер кристаллов к периферийным зонам магнезиальность снижается до 0,72. Крупные кристаллы часто содержат включения вулканического стекла и титаномагнетита. В измененных породах клинопироксены по краям зерен и по трещинам замещаются бесцветными волокнистыми амфиболами актинолит-тремолитового ряда или агрегатами карбоната и хлорита с рудной пылью.

Оливины и ортопироксены в изученных базальтах почти всюду замещены вторичными минералами, распознаются только по форме вкрапленников и характеру вторичных изменений. Эти породообразующие минералы образуют в породах выделения размером 0,3–1 мм. Оливин полностью замещен смесью слоистых силикатов – хлорита, вермикулита, талька и серпентина, иногда с образованием характерных петельчатых форм, или же хлоритом, карбонатом, тальком и бурым веществом типа хлорофита. Первичный ортопироксен целиком замещен хлорит-серпентин-прениновыми агрегатами, а по краю минерала образуется каемка титаномагнетита, что для оливина не характерно. В двупироксеновых базальтах встречаются также единичные удлиненные кристаллы, полностью замещенные псевдоморфозами вторичных минералов, возможно принадлежащие высокотемпературной роговой обманке.

Вкрапленники плагиоклаза образуют идиоморфные таблитчатые кристаллы и гломерокристаллы зонального строения, размером 1–3 до 5 мм. Некоторые зерна имеют оплавленные края и содержат включения стекла вдоль зон роста. Центральные ча-

сти зерен по составу отвечают битовниту или лабрадору (An_{75-81}), а краевые зоны – андезину (An_{50}) (табл. 2). Вкрапленники из пироксен-плагиоклазовых базальтов по сравнению с таковыми других минералогических типов в целом богаче альбитовой компонентой. Плагиоклазы подвергнуты вторичным преобразованиям с развитием в ядерных зонах сапонита, хлорита и глинистых минералов группы монтмориллонита, либо карбонатизированы и смектитизированы.

Титаномагнетит (табл. 3) образует гипидиоморфные и ксеноморфные зерна во включениях в клинопироксене, плагиоклазе и в мезостазице породы, а также вместе с хлоритом является продуктом распада ортопироксена и роговой обманки, образуя оторочки на этих минералах. Титаномагнетит из включений в пироксене двупироксеновых базальтов соответствует магнетиту с низким содержанием TiO_2 (до 6 %). Содержание TiO_2 в титаномагнетите из включений и мезостазица пироксен-плагиоклазовых базальтов – 10–12 %. Для базальтов характерно наличие акцессорного апатита, который образует длиннопризматические кристаллы, включенные в клинопироксен.

Основная масса пород состоит из микролитов плагиоклаза, небольшого количества зерен клинопироксена, а также мелких зерен титаномагнетита, погруженных в хлоритизированное вулканическое стекло. Микролиты плагиоклаза по составу (An_{45-50}) (табл. 2) близки плагиоклазу из краевых зон вкрапленников. Клинопироксены из основной массы обладают низкой магнезиальностью ($mg\# = 0,62$). Вулканическое стекло мезостазица (табл. 4) по кремнекислотности близко андезиту ($SiO_2 = 56,4–56,9\%$), обладает высокими содержаниями глинозема и щелочей. Остаточное стекло из включений в плагиоклазе характеризуется высоким содержанием калия (10 мас.% K_2O). Миндалины в базальтах выполнены карбонатом и хлоритом и по краю часто имеют оторочку из цеолитов. Основная масса замещается псевдоморфозами вторичных минералов, среди которых преобладают хлорит и карбонаты. В двупироксеновых и оливин-пироксеновых базальтах присутствуют мелкие чешуйки биотита, приуроченные к скоплениям хлорита, а в отдельных участках развиваются цеолиты и анальцим.

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Петрогеохимическая характеристика вулканических пород кемской свиты основывается на более чем 50 химических, количественных спектральных и рентгено-флюоресцентных определениях главных и редких элементов. В таблице 5 приведены анализы

Таблица 1. Химический состав клинопироксенов из базальтов кемской свиты.

Образец Компонент	КМ-511			КМ-514				
	Срх _с	Срх _г	Срх _м	Срх _с ¹	Срх _г ¹	Срх _с ²	Срх _с ³	Срх _с ⁴
SiO ₂	55,10	54,50	40,25	49,40	49,79	50,65	49,99	50,99
TiO ₂	0,74	0,60	0,06	0,99	1,07	0,89	1,01	0,63
Al ₂ O ₃	3,04	3,06	4,23	4,29	3,94	3,17	3,66	3,11
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	4,91	8,01	11,29	7,52	8,20	8,29	8,07	7,94
MnO	0,04	0,20	0,76	0,13	0,15	0,19	0,17	0,16
MgO	15,58	13,87	10,30	15,27	14,67	15,62	15,22	15,60
CaO	21,07	19,76	15,29	22,92	22,25	21,31	21,56	21,93
Na ₂ O	0,35	0,36	0,59	0,42	0,38	0,42	0,43	0,33
K ₂ O	0,01	0,01	0,19	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Сумма	100,85	100,42	83,19	100,95	100,45	100,55	100,11	100,72
Si	1,980	1,998	1,846	1,830	1,854	1,878	1,863	1,885
Ti	0,020	0,017	0,002	0,028	0,030	0,025	0,028	0,018
Al	0,129	0,132	0,229	0,187	0,173	0,138	0,161	0,136
Cr	0,010	0,010	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,147	0,244	0,433	0,233	0,255	0,257	0,251	0,245
Mn	0,001	0,060	0,029	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005
Mg	0,834	0,754	0,703	0,842	0,813	0,863	0,845	0,859
Ca	0,811	0,772	0,751	0,909	0,887	0,846	0,860	0,869
Na	0,024	0,025	0,052	0,030	0,027	0,030	0,031	0,024
K	0,001	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	3,948	3,941	4,065	4,064	4,044	4,043	4,044	4,041
Wo	43,3	43,7	39,6	45,9	43,4	43,1	44,0	44,1
En	48,5	42,6	37,5	42,4	41,6	43,9	43,2	43,5
Fs	8,2	13,7	22,9	11,7	13,0	13,0	12,8	12,4
Mg#	0,84	0,75	0,62	0,78	0,76	0,77	0,77	0,77

Таблица 1. (Продолжение).

Образец Компонент	КМ-515					КМ-517/1		
	Срх _с ¹	Срх _г ¹	Срх _с ²	Срх _с ³	Срх _с ⁴	Срх _с ¹	Срх _г ¹	Срх _с ²
SiO ₂	51,07	49,50	51,19	50,13	49,48	51,06	51,03	50,96
TiO ₂	0,28	0,65	0,68	1,07	0,82	0,99	0,86	0,95
Al ₂ O ₃	2,82	2,63	2,98	3,63	3,09	2,59	2,01	2,08
Cr ₂ O ₃	0,20	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,76	7,95	8,55	8,94	8,48	9,09	10,08	9,74
MnO	0,05	0,19	0,19	0,22	0,11	0,21	0,28	0,22
MgO	17,49	16,25	15,56	15,19	16,61	16,91	15,97	15,83
CaO	23,50	21,49	20,64	21,27	21,88	19,39	19,66	19,30
Na ₂ O	0,21	0,36	0,026	0,37	0,23	0,28	0,28	0,30
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Сумма	99,38	99,03	100,12	100,83	100,70	100,54	100,17	99,40
Si	1,887	1,868	1,901	1,860	1,841	1,889	1,905	1,912
Ti	0,008	0,018	0,019	0,030	0,023	0,028	0,024	0,027
Al	0,123	0,117	0,131	0,159	0,135	0,113	0,088	0,092
Cr	0,006	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00
Fe	0,116	0,251	0,265	0,277	0,264	0,281	0,315	0,306
Mn	0,002	0,006	0,006	0,007	0,003	0,006	0,009	0,007
Mg	0,963	0,914	0,8650	0,839	0,921	0,932	0,888	0,885
Ca	0,930	0,864	0,821	0,845	0,872	0,768	0,786	0,776
Na	0,015	0,026	0,019	0,027	0,017	0,020	0,020	0,022
K	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,001	0,000
Сумма	4,048	4,069	4,023	4,044	4,076	4,037	4,036	4,026
Wo	44,3	42,7	42,2	43,1	42,4	39,2	39,6	39,5
En	47,9	45,0	44,2	42,8	44,8	47,5	44,6	45,0
Fs	7,8	12,3	13,6	14,1	12,8	14,3	15,8	15,5
Mg#	0,89	0,78	0,76	0,75	0,77	0,77	0,74	0,74

Таблица 1. (Окончание).

Образец	KM-517/1	KM-536					
		Срх ³ _с	Срх ¹ _с	Срх ¹ _г	Срх ² _с	Срх ³ _с	Срх ⁴ _с
SiO ₂	50,83	49,58	49,41	49,51	52,44	47,70	50,03
TiO ₂	0,43	0,92	0,93	1,44	1,23	1,12	1,04
Al ₂ O ₃	2,53	3,77	3,34	3,96	3,75	4,82	3,37
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,34	0,10	0,00	0,22	0,15
FeO	5,13	8,38	8,96	9,60	9,28	9,28	8,76
MnO	0,12	0,18	0,22	0,21	0,20	0,17	0,22
MgO	17,46	14,16	13,57	13,87	13,25	15,06	15,66
CaO	22,36	21,72	22,07	20,50	19,50	21,64	19,72
Na ₂ O	0,22	0,33	0,34	0,38	0,56	0,39	0,37
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,02	0,10	0,00	0,00
Сумма	99,26	99,17	99,37	99,58	100,31	100,40	99,32
Si	1,886	1,869	1,869	1,863	1,936	1,792	1,875
Ti	0,012	0,026	0,027	0,041	0,034	0,031	0,029
Al	0,111	0,167	0,149	0,176	0,163	0,213	0,149
Cr	0,000	0,030	0,010	0,003	0,000	0,006	0,004
Fe	0,159	0,264	0,283	0,302	0,287	0,291	0,274
Mn	0,004	0,006	0,007	0,006	0,006	0,005	0,007
Mg	0,976	0,795	0,774	0,777	0,729	0,843	0,875
Ca	0,889	0,877	0,894	0,826	0,771	0,871	0,792
Na	0,016	0,024	0,025	0,028	0,040	0,029	0,027
K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,005	0,000	0,000
Сумма	4,053	4,032	4,038	4,022	3,971	4,081	4,032
Wo	44,0	45,4	45,8	43,1	43,0	43,5	40,9
En	48,2	41,0	39,7	41,0	41,0	42,0	45,0
Fs	7,8	13,6	14,5	15,9	16,0	14,5	14,1
Mg#	0,85	0,75	0,73	0,72	0,73	0,74	0,77

Примечание. KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-514, KM-536 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, KM-515, KM-517/1 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты. Срх¹_с – центр, Срх¹_г – край кристаллов вкрапленников, Срх_м – состав микролитов.

Таблица 2. Химический состав плагиоклазов из базальтов кемской свиты.

Компо- ненты	KM-511			KM-514				
	Pl _с	Pl _г	Pl _м	Pl ¹ _с	Pl ¹ _г	Pl ² _с	Pl ³ _с	Pl ⁴ _с
SiO ₂	47,90	51,93	54,37	49,54	50,79	49,79	49,41	49,47
TiO ₂	0,03	0,07	0,01	0,04	0,02	0,05	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	33,52	29,67	24,82	31,61	31,53	32,80	32,65	32,97
Cr ₂ O ₃	0,02	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,08	0,98	2,04	0,82	0,28	0,30	0,30	0,30
MgO	0,00	0,00	0,34	0,03	0,07	0,13	0,11	0,08
MnO	0,09	0,05	0,90	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	15,52	11,20	10,47	14,42	13,57	14,36	15,11	14,77
Na ₂ O	1,86	4,51	5,78	2,82	3,51	2,61	2,27	2,46
K ₂ O	0,13	0,48	0,51	0,19	0,20	0,17	0,13	0,13
Сумма	99,88	99,73	99,26	99,48	99,97	100,23	100,01	100,23
Si	2,197	2,374	2,513	2,277	2,313	2,263	2,254	2,250
Ti	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Al	1,811	1,158	1,352	1,712	1,692	1,757	1,755	1,767
Cr	0,001	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,031	0,037	0,079	0,031	0,011	0,011	0,011	0,011
Mn	0,000	0,000	0,013	0,001	0,003	0,005	0,004	0,003
Mg	0,006	0,004	0,062	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,762	0,548	0,518	0,710	0,661	0,699	0,738	0,719
Na	0,166	0,339	0,518	0,251	0,309	0,230	0,200	0,217
K	0,007	0,028	0,030	0,011	0,011	0,010	0,008	0,008
Сумма	4,982	5,023	5,085	4,996	5,001	4,977	4,972	4,977
An, %	81,5	56,2	48,6	73,0	67,3	74,4	78,0	76,1
Ab, %	17,7	40,9	48,6	25,8	31,4	24,5	21,1	23,0
Or, %	0,8	2,9	2,8	1,2	1,3	1,1	0,9	0,9

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	KM-536			KM-515				
	Pl _c	Pl _r	Pl _m	Pl ¹ _c	Pl ² _c	Pl ³ _c	Pl m ¹	Pl m ²
SiO ₂	50,22	52,34	54,91	48,19	50,15	50,79	56,98	57,30
TiO ₂	0,01	1,09	0,01	0,09	0,07	0,03	0,01	0,09
Al ₂ O ₃	30,85	28,99	25,65	32,70	32,13	31,15	27,35	27,28
Cr ₂ O ₃	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,71	1,25	1,40	0,90	0,63	0,68	0,67	0,86
MgO	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02
MnO	0,07	0,27	0,89	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	14,60	10,03	10,49	15,70	14,60	15,15	9,09	8,98
Na ₂ O	2,79	5,00	5,71	2,87	3,12	3,03	5,39	5,62
K ₂ O	0,10	0,52	0,51	0,11	0,12	0,15	0,63	0,48
Сумма	100,54	99,63	99,65	100,66	100,84	101,00	100,25	100,64
Si	2,282	2,392	2,513	2,205	2,273	2,702	2,556	2,560
Ti	0,000	0,037	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,003
Al	1,705	1,561	1,383	1,762	1,716	1,663	1,446	1,436
Cr	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,027	0,048	0,054	0,034	0,024	0,026	0,025	0,032
Mn	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001
Mg	0,004	0,018	0,061	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,710	0,491	0,514	0,769	0,709	0,735	0,437	0,430
Na	0,245	0,443	0,506	0,254	0,274	0,266	0,468	0,487
K	0,006	0,034	0,030	0,006	0,007	0,009	0,063	0,027
Сумма	4,988	5,027	5,063	5,044	5,007	5,002	4,973	4,976
An, %	73,8	50,7	48,9	74,1	71,6	72,7	46,4	45,5
Ab, %	25,5	45,7	48,2	24,7	27,6	26,3	49,7	51,5
Or, %	0,7	3,6	2,9	1,2	0,8	1,0	3,9	3,0

Таблица 2. (Окончание).

Компо- ненты	KM-517/1							
	Pl ¹ _c	Pl ² _c	Pl ² _r	Pl ³ _c	Pl ³ _r	Pl m ¹	Pl m ²	Pl m ³
SiO ₂	49,08	49,94	51,02	49,87	52,42	56,81	52,12	53,27
TiO ₂	0,06	0,04	0,05	0,08	0,02	0,13	0,01	1,27
Al ₂ O ₃	31,65	29,55	28,58	32,32	30,10	26,67	32,96	21,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00	0,14
FeO	0,38	0,50	0,42	0,48	0,68	0,63	0,63	4,68
MnO	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,06
MgO	0,05	0,09	0,13	0,06	0,20	0,10	0,21	1,64
CaO	15,66	14,47	14,20	15,28	11,70	10,35	9,63	8,59
Na ₂ O	2,36	2,41	4,10	2,87	3,62	5,23	2,86	4,50
K ₂ O	0,13	0,25	0,76	0,15	0,19	0,67	0,48	3,59
Сумма	99,40	97,24	99,32	101,14	99,06	100,61	98,93	98,78
Si	2,260	2,340	2,361	2,257	2,393	2,550	2,359	2,536
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004	0,000	0,046
Al	1,717	1,632	1,558	1,724	1,619	1,410	1,758	1,180
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,005
Fe	0,015	0,020	0,016	0,018	0,026	0,023	0,024	0,186
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003
Mg	0,004	0,006	0,009	0,004	0,013	0,007	0,014	0,116
Ca	0,772	0,726	0,704	0,741	0,572	0,498	0,467	0,438
Na	0,211	0,219	0,368	0,252	0,319	0,455	0,251	0,415
K	0,008	0,015	0,045	0,009	0,011	0,038	0,028	0,218
Сумма	4,988	4,959	5,065	5,008	4,959	4,987	4,0901	5,142
An, %	77,9	75,6	63,0	73,9	63,4	50,2	62,6	40,8
Ab, %	21,2	22,8	32,9	25,1	35,3	45,9	33,6	38,7
Or, %	0,9	1,6	4,1	1,0	1,3	3,9	3,8	21,5

Примечание. Pl¹_c – центр вкрапленника, Pl¹_r – край вкрапленника, Pl_m – микролит основной массы, KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-514, KM-536 – оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые базальты, KM-515, KM-517/1 – клинопироксен-плаггиоклазовые базальты.

Таблица 3. Химический состав титаномагнетитов из базальтов кемской свиты.

Образец Компонент	KM-515				
	KM-511	TiMt ¹	TiMt ²	TiMt ³	TiMt _m
TiO ₂	5,61	10,84	11,70	11,59	9,76
Al ₂ O ₃	4,66	5,11	4,70	5,22	5,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,26	0,36	0,20	0,22
FeO	33,80	39,24	39,57	40,24	38,29
Fe ₂ O ₃	53,96	42,00	41,09	39,70	43,71
MnO	1,02	1,96	2,43	1,53	2,29
MgO	1,85	0,49	0,54	0,39	0,18
ZnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	95,00	95,70	96,28	94,90	95,22
Ti	0,155	0,301	0,324	0,325	0,273
Al	0,201	0,223	0,204	0,230	0,225
Cr	0,000	0,008	0,011	0,006	0,007
Fe ²⁺	1,022	1,212	1,218	1,255	1,190
Fe ³⁺	1,489	1,168	1,138	1,114	1,223
Mn	0,032	0,061	0,076	0,048	0,072
Mg	0,101	0,027	0,030	0,021	0,010
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
f	96,13	99,98	98,76	99,10	99,59
Cr/Cr+Al	0,06	3,27	4,91	2,49	2,81
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Fe ²⁺	59,31	49,06	48,30	47,02	50,46

Примечание. KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-515 – клинопироксен-плагиоклазовый базальт. TiMt – титаномагнетит из включений в клинопироксенах, TiMt_m – титаномагнетит основной массы.

Таблица 4. Химический состав вулканического стекла.

Образец	KM-536	KM-514	KM-515	KM-517/1
SiO ₂	61,90	56,43	56,60	56,90
TiO ₂	0,62	1,02	0,70	0,43
Al ₂ O ₃	18,58	17,65	18,50	21,8
Cr ₂ O ₃	0,40	0,00	0,00	0,12
FeO	1,92	4,65	3,95	3,00
MnO	0,07	0,20	0,05	0,05
MgO	0,50	5,42	4,50	1,12
CaO	1,60	7,72	8,12	9,95
Na ₂ O	1,66	3,81	4,25	4,45
K ₂ O	9,98	3,10	2,68	2,41
Сумма	97,21	100,00	99,35	100,23
F, %	79,3	46,1	46,7	72,8

Примечание. KM-536 – включение остаточного стекла в плагио-клазе, KM-514, KM-515, KM-517/1 – стекло основной массы базальтов.

только менее измененных основных петрографических разновидностей пород, для которых выполнен наиболее полный спектр элементов, включая и данные по редкоземельным элементам. Индекс измененности $AI=100\% (K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$ [35] в этих образцах колеблется от 29,3 до 47 %, а хлорит-карбонат-пиритовый индекс $CCPI=100\% (MgO+FeO)/(MgO+FeO+Na_2O+K_2O)$ [40] – от 66 до 79 %, что указывает на слабую степень измененности этих пород и позволяет использовать их при петролого-геохимических и геодинамических интерпретациях.

К особенностям химического состава базальтов относятся: недосыщенность кремнеземом (44–50,6 мас.% SiO₂), переменные, но в целом умеренные содержания MgO (3,9–8,9 мас.%), низкие содержания TiO₂ (0,7–1,25 мас. %), высокие – глинозема (15,1–19,7 мас. %) и калия (K₂O от 1,6 до 3,9 масс %). Особенно недосыщены кремнеземом и богаты магнием оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты. Им же свойственны пониженные содержания глинозема (15,1–15,8 мас. %). В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых и клинопироксен-плагиоклазовых базальтах сильно возрастают концентрации щелочей, особенно K₂O (до 3,9 мас. %), и глинозема (до 17–19 мас. %), а магния – уменьшаются (до 3,6–5,5 мас. %). По соотношениям щелочей и кремнезема (рис. 3) изученные породы чаще попадают в поле базальтов шошонитовой (высококалиевой субщелочной), реже – высококалиевой известково-щелочной серий. При этом оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты соответствуют абсарокитам, а оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые разности отвечают либо шошонитовым базальтам с пониженными содержаниями магния (MgO ниже 5 мас. %), либо высококалиевым базальтам. На диаграммах K₂O–SiO₂, MgO–K₂O, K₂O–Na₂O, разделяющих шошониты, абсарокиты и известково-щелочные базальты более подробно на низкокалиевые (LK), умеренно-калиевые (МК) и высококалиевые

Таблица 5. Содержания главных, малых и редких элементов в базальтах кемской свиты.

Элементы	КМ-503	КМ-507	КМ-509	КМ-511	КМ-516	КМ-519	КМ-514	КМ-520
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,40	44,80	48,80	49,30	48,80	50,66	48,40	46,00
TiO ₂	0,93	1,10	0,78	0,75	0,99	0,80	0,83	0,84
Al ₂ O ₃	15,10	15,60	15,70	15,80	18,50	17,80	17,70	18,30
Fe ₂ O ₃	2,05	3,50	2,51	1,94	4,83	3,10	3,90	4,70
FeO	5,74	5,37	6,38	7,52	4,20	4,20	3,60	3,30
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,12	0,12	0,13	0,18
MgO	8,85	6,92	5,80	5,83	4,60	4,70	5,47	5,30
CaO	8,42	11,00	9,02	9,66	8,80	8,80	12,40	12,50
Na ₂ O	2,80	1,80	4,30	2,40	3,50	2,80	2,50	2,20
K ₂ O	1,50	2,00	1,45	1,85	1,64	2,30	1,70	1,60
P ₂ O ₅	0,32	0,39	0,31	0,28	0,33	0,26	0,35	0,30
H ₂ O	0,21	1,36	0,34	0,45	0,28	0,03	0,31	0,42
п.п.п.	7,11	5,65	4,00	4,02	3,10	4,00	3,06	3,95
Сумма	99,58	99,64	99,84	99,96	99,69	99,51	100,35	99,49
Sc	49,1	24,8	53,4	35,1	25,2	27,6	35,7	26,2
V	150	170	200	240	230	220	300	260
Cr	170	210	80	91	20	100	145	62
Co	24	34	27	29	18	16	37	23
Ni	130	150	50	54	29	73	81	62
Cu	118	55,6	135	45,4	83,6	50,2	110	97,4
Zn	131	63,2	103	53,4	55,6	41,2	50,8	56,1
Ga	8	12	12	13	10	11	16	12
Rb	60,7	59,7	49,4	44	31,2	86	33,4	16,7
Sr	997	575	581	532	588	491	749	567
Y	30,9	20	33,6	19,2	24,7	17,8	20,4	21,2
Zr	102	88,6	106	49	74,3	55,4	47,8	47,8
Nb	10,8	45,1	6,91	3,66	5,0	5,64	4,44	3,39
Mo	1,6	2,5	-	-	-	1,5	1,6	-
Ag	1,6	0,11	10	0,32	0,46	0,60	0,10	0,20
Sn	4	3	2	3	3	2	2	1
Ba	2121	657	268	162	122	334	122	266
Hf	2,94	2,32	3,38	1,31	2,08	1,34	1,25	1,53
Ta	0,61	2,86	0,48	0,32	0,46	0,29	0,32	0,32
W	0,25	0,07	0,55	0,05	0,03	0,17	0,07	0,09
Pb	32,1	9,6	18,9	1,02	1,96	1,52	1,21	2,42
Th	6,88	4,39	12,0	2,04	2,15	2,10	1,94	2,53
U	1,72	1,10	2,56	0,54	0,78	0,71	0,67	0,77
La	22,4	26,3	24,1	10,9	12,8	12,1	13,1	12,0
Ce	51,8	47,3	59,0	23,3	27,9	24,7	27,3	25,4
Pr	6,96	5,23	7,29	3,11	3,73	3,09	3,55	3,33
Nd	29,1	22,4	33,7	15,6	18,2	14,8	17,4	16,1
Sm	6,83	4,25	7,24	3,43	3,93	3,17	3,58	3,63
Eu	2,20	1,31	2,16	1,02	1,24	0,99	1,15	1,17
Gd	7,53	4,15	7,44	3,61	4,38	3,30	3,83	3,89
Tb	1,02	0,63	1,13	0,54	0,67	0,49	0,56	0,59
Dy	5,57	3,45	5,83	3,25	3,97	2,23	3,32	3,45
Ho	1,21	0,69	1,32	0,66	0,88	0,61	0,69	0,72
Er	3,17	1,90	3,77	1,89	2,45	1,72	2,02	2,05
Tm	0,57	0,31	0,64	0,31	0,42	0,29	0,34	0,32
Yb	3,45	1,99	4,23	1,92	2,64	1,87	2,19	2,13
Lu	0,52	0,29	0,57	0,29	0,42	0,31	0,34	0,32

Примечание. 1–3 – оливин-пироксеновые базальты, 4–6 – двупироксеновые базальты, 7–11 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, 12–15 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

Таблица 5. (Окончание).

Элементы	КМ-536	КМ-538	КМ-563/3	КМ-512	КМ-515	КМ-517	КМ-517/1
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,30	48,90	47,00	49,50	48,6	49,10	49,5
TiO ₂	0,70	0,80	1,20	0,82	0,80	0,73	0,70
Al ₂ O ₃	19,70	18,50	19,40	17,50	18,80	16,40	15,50
Fe ₂ O ₃	3,80	1,80	3,40	1,89	4,70	4,60	4,20
FeO	4,20	6,10	3,60	6,80	2,90	3,06	3,20
MnO	0,12	0,13	0,08	0,13	0,11	0,18	0,17
MgO	4,80	5,10	3,60	4,81	3,90	4,70	4,20
CaO	10,10	9,10	10,40	6,70	11,10	9,10	11,40
Na ₂ O	2,50	2,70	2,80	2,80	3,12	3,50	2,60
K ₂ O	2,60	3,50	2,40	3,94	2,05	2,60	1,60
P ₂ O ₅	0,40	0,28	0,33	0,34	0,28	0,42	0,26
H ₂ O	0,10	0,14	0,27	0,23	0,6	0,38	0,92
п.п.п.	2,80	2,60	5,30	4,00	2,60	5,44	5,42
Сумма	100,12	99,61	99,79	99,46	99,56	100,21	99,67
Sc	26,2	31,3	26,5	27,6	25,9	28,0	25,2
V	290	230	170	230	260	260	180
Cr	34	83	59	63	50	43	88
Co	21	24	18	19	23	15	23
Ni	45	58	49	44	55	33	62
Cu	99,0	85,2	31,8	61,8	91,7	76,4	45
Zn	31,2	43,3	47,4	55,9	47,7	41,6	41,1
Ga	12	16	11	16	15	11	12
Rb	66,5	89,3	53,5	142	29,8	93,8	25,7
Sr	594	486	449	753	525	410	351
Y	17,9	20,2	17,6	21,5	21,6	19,8	19,0
Zr	47,8	44,1	60,8	59,1	70,0	49,3	51,6
Nb	3,49	5,37	7,64	4,65	4,46	3,13	2,57
Mo	-	-	1,5	-	-	-	1,5
Ag	0,46	0,16	1,20	0,59	0,20	0,25	0,20
Sn	3	2	3	2	2	2	3
Ba	329	455	355	335	146	285	232
Hf	1,32	1,36	1,44	1,60	1,77	1,24	1,24
Ta	0,26	0,49	0,65	0,37	0,38	0,23	0,21
W	0,14	0,33	0,09	0,12	0,07	0,18	0,08
Pb	0,67	2,58	2,66	1,54	1,98	2,68	5,82
Th	2,53	2,71	2,32	3,01	2,84	2,55	4,06
U	0,98	0,92	0,59	0,95	0,85	1,02	0,98
La	12,2	12,1	12,1	15,1	12,7	10,2	13,1
Ce	26,8	26,3	26,0	31,5	28,0	21,8	26,9
Pr	3,56	3,43	3,15	4,13	3,60	2,89	3,29
Nd	17,9	17,1	15,3	19,0	16,8	14,6	15,1
Sm	3,80	3,77	3,46	4,00	3,48	3,30	3,35
Eu	1,08	1,08	1,22	1,11	1,12	1,01	0,96
Gd	3,68	4,00	3,64	3,95	3,77	3,52	3,51
Tb	0,54	0,59	0,55	0,61	0,58	0,56	0,54
Dy	3,14	3,41	3,06	3,46	3,49	3,25	3,15
Ho	0,64	0,70	0,64	0,74	0,73	0,68	0,67
Er	1,94	2,03	1,77	2,11	2,16	2,06	1,91
Tm	0,29	0,33	0,28	0,33	0,36	0,34	0,31
Yb	1,88	2,120	1,72	2,19	2,32	2,16	1,98
Lu	0,29	0,33	0,26	0,33	0,36	0,33	0,31

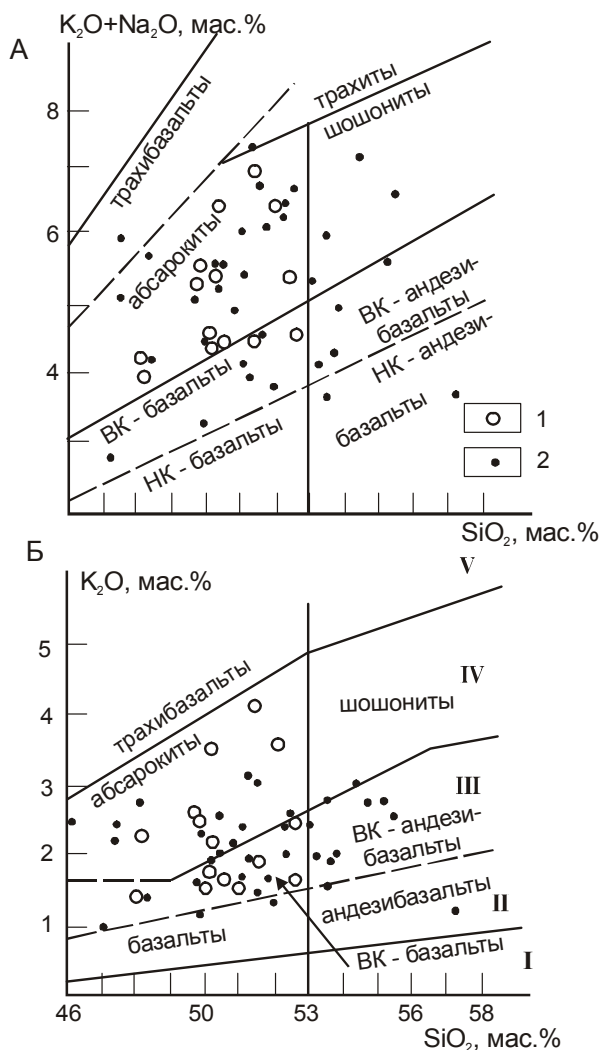


Рис. 3. Диаграммы: $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ (А) и K_2O-SiO_2 (Б).

Состав пород: 1 – базальты, представленные в табл. 5; 2 – базальты не включенные в табл. 5. (Все составы пересчитаны на сухой остаток). Поля на диаграмме (Б): I – низкокалиевой, II – известково-щелочной, III – высококалиевой известково-щелочной, IV – субщелочной, V – щелочной серий.

(НК) [33], составы кемских базальтов могут одновременно находиться в разных полях, но в целом вполне удовлетворительно коррелируются с петрографическим составом (безплагиоклазовые и малоплагиоклазовые породы соответствуют абсарокитам и шошонитам, плагиоклазовые – по соотношению MgO и K_2O обычно соответствуют высококалиевым известково-щелочным базальтам, а по соотношению K_2O и Na_2O – низкокалиевым шошонитам). Содержание суммы железа в породах пониженное и составляет 7,0–9,5 масс %. Общая железистость пород К(ф) колеблется от 32,4 до 51 %. При этом проявляется толлитовая (или феннеровская) тенденция в изменении

состава базальтов, которая выражается в некотором увеличении железистости и щелочности с ростом кремнекислотности. Отношение FeO^*/MgO увеличивается от оливин-пироксеновых базальтов (0,86–1,48) к пироксен-плагиоклазовым (1,6–1,9). Отношение закисного железа к окисному варьирует от 0,6 до 3,8. При этом в оливин-пироксеновых и двупироксеновых базальтах это отношение обычно больше единицы, что указывает на формирование этих магм в восстановительной обстановке глубинного магматического очага.

Содержания элементов группы железа в базальтах кемской свиты сравнительно низкие (в г/т): $(Ni=29-130, Sc=25-49, Co=15-37, Cr=20-220, V=50-370)$ Элементы группы железа, совместимые при кристаллизации оливина и пироксена, а также ряд несовместимых элементов ($Ti, Zr, Hf, Ta, REE, Th, U$) имеют хорошую корреляцию с MgO и FeO^* , что свидетельствует об устойчивости этих элементов в постмагматических процессах и позволяет использовать их при геодинамических интерпретациях. Содержания крупноионных литофильных элементов в целом повышенные, что характерно для базальтов известково-щелочных и шошонитовых серий различных регионов. Так, содержания Rb составляют 17–94 г/т, а в отдельных образцах достигают 140–170 г/т и коррелируются с содержаниями калия при сохранении K/Rb отношения в пределах 250–700. Наиболее высокими содержаниями рубидия (50–60 г/т) обладают оливин-клинопироксеновые абсарокиты и шошониты, а в высококалиевых базальтах известково-щелочной серии содержание рубидия снижается до 26–31 г/т. Такой же тип распределения наблюдается для стронция и бария – более основные и магнезиальные абсарокиты и шошониты богаче этими элементами, чем известково-щелочные базальты. Так, содержания стронция и бария в известково-щелочных базальтах 350–590 и 120–230 г/т, соответственно, а в оливин-клинопироксеновых и двупироксеновых абсарокитах – 530–990 и 162–2100 г/т.

Концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) низкие и проявляют слабые незакономерные колебания. При этом более высокими концентрациями этих элементов обладают оливин-клинопироксеновые абсарокиты. Величины отношения Zr/Hf в большинстве пород составляют 31,1–42,2, а отношения Zr/Nb – 7–20. Радиоактивные элементы (Th и U) тесно скоррелированы между собой и их содержание согласуются с поведением калия. Эта согласованность нарушается только в оливин-клинопироксеновых абсарокитах, обогащенных торием и ураном относительно других петрографических разновидностей пород.

Исследованные базальты характеризуются высокими (в 10–100 раз превышающими хондритовые) содержаниями редкоземельных элементов и резкой обогащенностью легкими (LREE) относительно тяжелых (HREE). Отношение $(Ce/Yb)_N$, характеризующее степень дифференцированности лантаноидов в породах, варьирует от 2,6 до 4,4, а отношение $(La/Sm)_N$, отражающее дифференцированность в группе LREE, составляет 2,0–2,9, что характерно для пород шошонитовых и известково-щелочных серий островных дуг. Суммарное содержание REE и иттрия в оливин-клинопироксеновых абсарокитах составляет 95–172 г/т и снижается в плагиоклазовых разновидностях пород до 87–108 г/т. Кривые нормированных концентраций REE (рис. 4) субпараллельны и имеют одинаковый наклон от La до Dy и слабо выполаживаются от Dy до Lu. Величина Eu/Eu^* отношения во всех типах пород колеблется от 0,85 до 1,04.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы петрогенезиса

Петрографические данные показывают, что в строении кемской свиты участвует очень близкая по минеральному составу, химизму, текстурно-структурным особенностям серия базальтовых пород, связан-

ных с деятельностью единого магматического источника. Ярко выраженный порфировый облик, высокая степень раскристаллизованности пород с большим количеством идиоморфных вкрапленников, прямая их зональность с незначительными вариациями состава от ядер к краям кристаллов, наличие гломеропорфировых сростков плагиоклаза с темноцветными минералами свидетельствуют об интрателлурическом этапе их кристаллизации, протекавшем в котектических условиях довольно глубинного магматического очага. Близкий состав внешних кайм вкрапленников и микролитов плагиоклаза свидетельствует о сходной физико-химической обстановке их роста на заключительных этапах и, видимо, фиксирует смену стабильных равновесных условий кристаллизации режимом быстрого застывания расплава при подъеме и становлении его в морской воде.

Вторичные преобразования основных минеральных парагенезисов (оливина и ортопироксена) не позволяет использовать их для определения P, T – параметров кристаллизации базальтов. Поэтому ожидаемые температуры кристаллизации кемских базальтов были рассчитаны из валового состава пород по методу В. Френча и Э. Камерона [31] и с помощью плагиоклазового термометра А. Кудо и Д. Уэйлла [39]. Исходя из соотношения Mg-Si-Al в

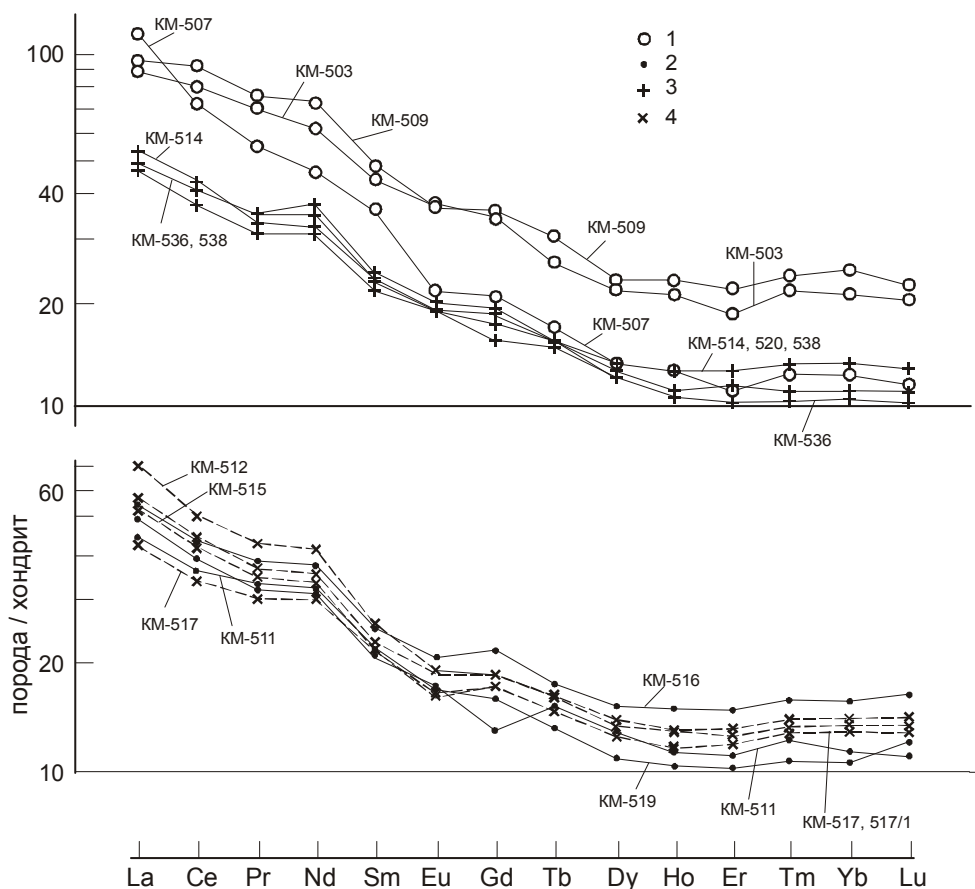


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в базальтах кемской свиты. Для нормирования использован хондрит C1 (Evensen et al, 1978 из работы [43]). 1 – оливин-пироксеновые, 2 – двупироксеновые, 3 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые, 4 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

породе, расчетные температуры начала кристаллизации минералов по методу В.Френча и Э.Камерона находятся в интервале значений для оливина – 1100–1040°C, для плагиоклаза – 1210–1115°C, для клинопироксена – 1166–1114°C и указывают на относительное постоянство температурного режима. Температуры кристаллизации центральных зон плагиоклазов, рассчитанные по методу А. Кудо, Д. Уэйлла с использованием данных валового химического состава породы, находятся в интервале значений для давления водяного пара от 0,5 до 5 кбар в пределах 1067–1006°C. Расчеты по составу краевых зон вкрапленников и микролитам с использованием данных по валовому составу пород практически совпадают и составляют 1066–975°C. Расчеты этих же температур с использованием химического состава закалочного стекла основной массы базальтов в целом на 40–70°C ниже, чем по породе.

Данные термобарометра Т. Гаспарика [32] показывают, что кристаллизация клинопироксенов происходила в интервале температур 1250–980°C при давлении 2,5–7,5 кбар. При этом дупироксеновые и оливин-клинопироксеновые абсарокиты кристаллизовались в более стабильных P, T условиях, чем пироксен-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, для которых наблюдается значительный разброс значений по температуре, а для клинопироксен-плагиоклазовых базальтов – низкие величины давления (2,5–3,5 кбар). Вероятно, спад давления обусловлен тектоническими процессами и произошел в результате внедрения частично закристаллизовавшейся в глубинном очаге, но не остывшей магматической массы в более высокие горизонты коры и дальнейшей ее кристаллизации в промежуточных камерах.

Результаты хроматографического анализа газовой фазы плагиоклазов и клинопироксенов (табл. 6) показывают, что преобладающими компонентами газовой смеси являются вода, окись углерода и водород. Второстепенными компонентами являются метан и азот. Использование компьютерной программы "Селектор-С" [36] позволило получить расчетные оценки фугитивности кислорода при кристаллизации изученных минералов. Кристаллизация вкрапленников из исходных расплавов происходила в неравновесной среде при относительно выдержанных значениях фугитивности кислорода ($-\lg fO_2 = 9,4-11,5$; $T=1100^\circ C$), которые лежат вблизи буферного равновесия QFM. Оценка относительного состояния флюидного режима в ходе образования изученных магматических пород с помощью данных по химизму пород [23] показывает, что составы большинства кемских базальтов совпадают с оливин-клинопироксеновой котектикой с характерным смещением в поле пироксена и вытянуты в направлении тройной эвтектики при давлении воды 0,3 ГПа. Это свидетельствует в пользу образования кемских базальтов из насыщенного флюидом субстрата.

Составы пироксенов, плагиоклазов и вулканического стекла основной массы кемских базальтов проявляют большую близость с составами минералов глиноземистых базальтов, излившихся в 1975–1976 гг. во время Большого Трещинного Толбачикского извержения на Камчатке [4]. На диаграмме (рис. 5), построенной по результатам моделирования физико-химических условий кристаллизации и дифференциации высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов Большого Толбачика [11], составы кемских вулканических стекол попадают в область

Таблица 6. Состав газовой фазы породобразующих минералов базальтов, об. %.

Газ и показатели	КМ-536	КМ-517/1	КМ-515	КМ-570/1		КМ-575	
	Pl	Pl	Pl	Pl	Срх	Pl	Срх
H ₂	2,81	1,14	1,50	0,27	5,58	1,32	3,15
N ₂	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,59	1,74	1,30	0,18	6,52	0,26	3,73
CH ₄	0,34	0,18	0,29	0,00	0,04	0,01	0,06
CO ₂	2,06	11,14	4,55	2,37	9,99	4,54	9,36
H ₂ O	94,18	85,76	92,35	97,18	77,87	93,88	83,69
ΣV _{см³/кг}	13199,16	7222,77	10014,61	12415,73	1781,99	10946,18	4671,14
CO ₂ /CO	3,49	6,40	3,50	13,1	1,53	17,4	2,50
H ₂ O/H ₂	33,5	75,2	61,5	359	13,9	71,1	26,5
C/H	0,015	0,07	0,03	0,013	0,09	0,025	0,07
lgfO ₂ ^{CO}	-11,39	-10,77	-11,39	-10,24	-12,11	-9,97	-10,68
lgfO ₂ ^{H₂O}	-10,07	-9,29	-9,55	-8,00	-10,84	-9,29	-10,28
lgfO ₂	-10,05	-10,15	-10,30	-9,42	-11,89	-9,51	-10,78
T ^o C	1100	1100	1100	1100	1100	1100	1100

Примечание. Величина lgfO₂ (бар) оценивалась по парам компонентов H₂O-H₂ (lgfO₂^{H₂O}), CO₂-CO (lgfO₂^{CO}) и по валовому составу газовой фазы (lgfO₂) при давлении 1 бар. T^oC – температуры, используемые при оценке lgfO₂.

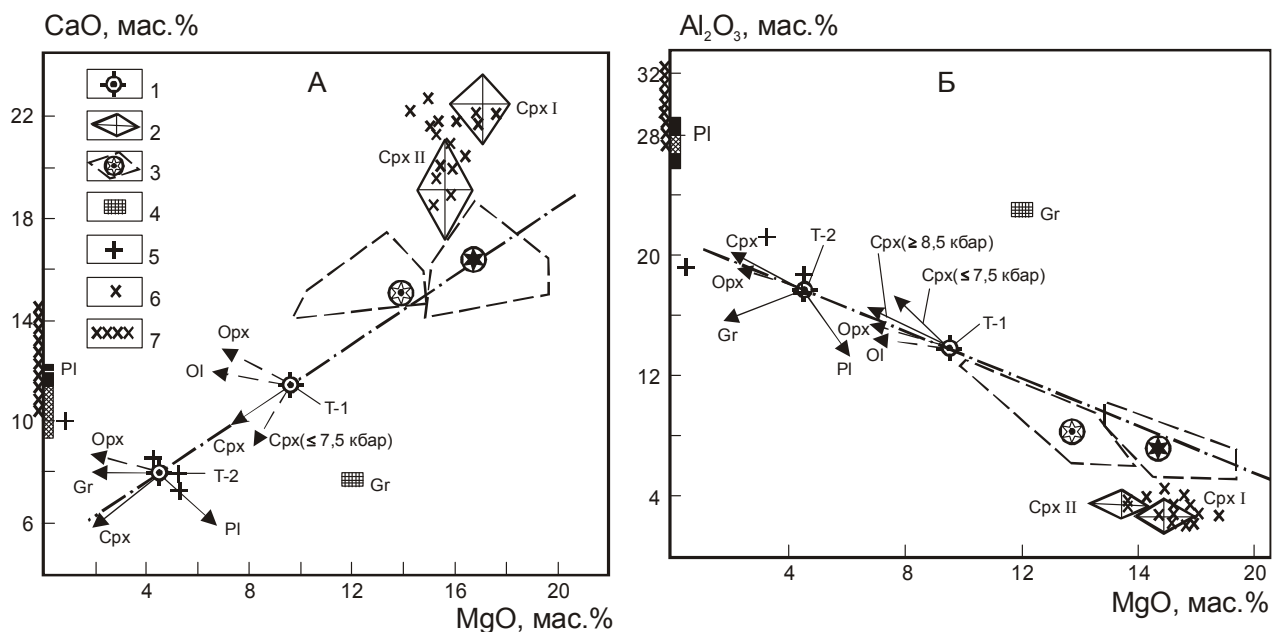


Рис. 5. Диаграммы CaO–MgO (А) и Al₂O₃ – MgO (Б) составов магматических жидкостей при фракционировании минералов, кристаллизующихся вблизи ликвидуса, магнезиального и глиноземистого базальтов Большого Толбачика [11] и положение на них минералов базальтов кемской свиты.

1–4 – составы пород и минералов толбачинского извержения: 1 – исходные составы магнезиального (Т-1) и глиноземистого (Т-2) базальтов, 2 – поля составов вкрапленников клинопироксенов в природных образцах магнезиального (Cpx I) и глиноземистого (Cpx II) базальтов, 3 – поля составов и средний состав клинопироксенов, образующихся при кристаллизации Т-1 (залитый знак) и Т-II (полый знак) в опытах с Т-1 при 7,5–15 кбар и в опытах с Т-II при 7,5–17 кбар, 4 – составы кристаллов граната (Gr) и плагиоклаза (Pl), кристаллизующихся при высоких давлениях. Стрелками показаны тренды фракционирования минералов вкрапленников Ol, Cpx, Opx, встречающихся в природных образцах базальтов Толбачинского извержения. 5–7 – составы вулканического стекла (5), клинопироксенов (6) и плагиооклазов (7) базальтов кемской свиты.

исходных составов высокоглиноземистых базальтов, а клинопироксенов – в поля составов вкрапленников клинопироксена в природных образцах высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов, используемых в экспериментах. Это косвенно указывает на близость физико-химических условий образования и кристаллизации магм, давших начало высокоглиноземистым породам кемской свиты и базальтам Толбачинского извержения. При этом доказывается [11], что весь спектр промежуточных по составу и высокоглиноземистых базальтов Толбачика мог произойти в результате кристаллизационной дифференциации магнезиальных базальтов. Но сами магнезиальные базальты не являются первичными выплавками из мантийного вещества, а образовались из более магнезиальных магм путем фракционирования около 10 % оливина.

Наиболее магнезиальные оливин-пироксеновые базальты кемской свиты также не являются первичными мантийными выплавками. Об этом свидетельствуют низкие содержания элементов группы железа (табл. 5) и низкие величины отношений Ni/Co (1,6–

5,4 в оливин-пироксеновых абсарокитах и 1,6–2,6 в других типах базальтов) и Ni/MgO (от 7 до 21). В качестве аналогов первичных магм кемской свиты могли служить высококальциевые пикриты и пикробазальты, обнаруженные в пределах Кемского террейна в бассейне р. Самарги [6, 27], севернее изученной территории. Эти основные и ультраосновные породы тесно ассоциируют с высококальциевыми известково-щелочными базальтами и шошонитами, по составу и возрасту аналогичными кемским [13, 17]. Разнообразие минералогических типов и дифференцированный характер пород кемской свиты с более высокими концентрациями LIL, HFS и REE в ранних оливин-пироксеновых абсарокитах, чем в пироксен-плагиооклазовых базальтах, видимо, связано с оливин-пироксеновым фракционированием первичных магнезиальных магм в промежуточных очагах.

Тектоническая позиция

Как известно, магматические породы шошоновитовой и шошонит-латитовой серий могут образовываться в различных тектонических обстановках. Наиболее широко они проявлены в рифтах при локаль-

ном растяжении континентальной коры (примерами такой обстановки являются шошонитовые провинции Забайкалья, Восточного Китая, Запада США), в окраинно-континентальных вулканических поясах (например, в Охотско-Чукотском) и в островных дугах. В последних шошониты обычно локализуются в тыловых частях на заключительных этапах формирования дуг и являются одним из элементов их петрохимической зональности. Эта зональность выражается в смене состава магм от бонинитовых и толеитовых во фронтальной части, через известково-щелочные в центральных частях, к высококалийным известково-щелочным, шошонитовым и щелочным – в тылу дуг. Кроме того, шошониты обнаружены и во фронтальных (северный фрагмент Марианской дуги [29]), и центральных (вулкан Уксичан на Камчатке [1]) частях островных дуг, в задуговых бассейнах (Фиджи и бассейн Лау [33]), и даже в глубоководных желобах (Новогебридский желоб [7]). Во всех этих случаях шошониты связаны с локальным рифтогенезом, возникающим в островных дугах по разным причинам на разных этапах их развития. Обладая общими минералогическими и петрохимическими характеристиками, шошониты каждой из упомянутых геодинамических обстановок отличаются рядом особенностей, и в первую очередь, валовыми содержаниями литофильных и редкоземельных элементов. В ряду: континентальные рифты – окраинно-континентальные вулканические пояса – различные островодужные обстановки, в породах шошонитовой и известково-щелочной серий прогрессивно снижаются содержания крупнокатионных литофильных (Rb, Sr, Ba) и высокозарядных (Ti, Zr, Nb, Hf) элементов и REE [2].

Существует серия геохимических тестов, в обобщенном виде представленная Х.Р. Роллинсоном [43], позволяющих различать эти геодинамические обстановки. На таких дискриминантных диаграммах, как: TiO_2-K_2O [16]; $Ti-V$, $(K_2O/Yb-Ta/Yb)$; $(Cr-Ce/Sr)$; $Cr-Y$, $Zr-Ti/100-Y \times 3$; $La-Y-Nb$; $Th/Yb-Ta/Yb$ [43] и др., базальты кемской свиты располагаются только в полях островодужных магм (рис. 6). По соотношению $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 6, Б) они располагаются в области магм задуговых бассейнов. Характерные черты островодужного типа магм, в частности обогащенность пород калием, барием, торием, обедненность титаном, танталом, ниобием, цирконием и гафнием, элементами группы железа, HREE, отражают и спайдер-диаграммы (рис. 7), где для изученных вулканитов показано распределение содержаний элементов, нормированных к MORB [45]. В спектрах распределения микроэлементов ярко выражены отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr,

Hf, P и Ti, положительные аномалии по Th, U, K, Nd и Sr, типичные для островодужных обстановок.

По классификации П.К. Кепежинскаса [12], основанной на соотношениях TiO_2-SiO_2 и TiO_2-K_2O в породах, кемские базальты соответствуют низкотитанистым шошонитам, образующимся в режиме общего сжатия, который реализуется в обстановке пододвигания океанической плиты под континентальную в островных дугах, в то время как высокотитанистые шошониты отражают условия растяжения, реализующиеся в рифтах.

Показательно положение составов базальтов кемской свиты на диаграмме (Th–Hf/3–Ta) Д. Вуда [47] (рис. 6 Г). Во внутривулканитных обстановках Ta и Th ведут себя как когерентные элементы. Островодужные же магмы резко обогащены торием, который поступает в магматический источник в составе "субдукционной компоненты", под которой понимается кремнеземистый флюид. При этом разброс точек составов островодужных базальтов осуществляется за счет вариаций в ряду Hf–Th. Положение кемских базальтов в нижней левой части диаграммы с высокими содержаниями тория и низкими гафния характерно для областей "сжатия", тектонотипом которых являются островные дуги. Магмы, образующиеся в рифтовых структурах островодужных систем, обычно обладают повышенными содержаниями Hf и группируются вблизи верхнего угла диаграммы вдоль линии Th–Hf.

На диаграммах (рис. 8) нанесены составы пород шошонитовых серий разных геодинамических обстановок. Сравнение редкоземельного состава показывает, что кемские базальты отличаются от шошонитов внутриконтинентальных рифтовых зон (шошониты Забайкалья, провинция Абсарока) и активных континентальных окраин Андийского типа (Охотско-Чукотский пояс) пониженными концентрациями La и Sm при близких концентрациях Yb. От высокотитанистых шошонитов из зон растяжения в пределах островодужных систем кемские вулканиты отличаются либо более высокими содержаниями La и Sm, (например, от шошонитов Фиджи или Ново-Гебридского региона), либо пониженными концентрациями La и Yb (например, от шошонитов Марианских рифтовых структур и Камчатки). Ближе всего кемские базальты низкотитанистым оливин-пироксеновым и оливин-пироксен-биотит-плаггиоклазовым абсарокит-шошонитовым сериям Западной Камчатки, Срединного хребта Камчатки и Курильских островов [26], образованным в тыловых частях субдукционных зон.

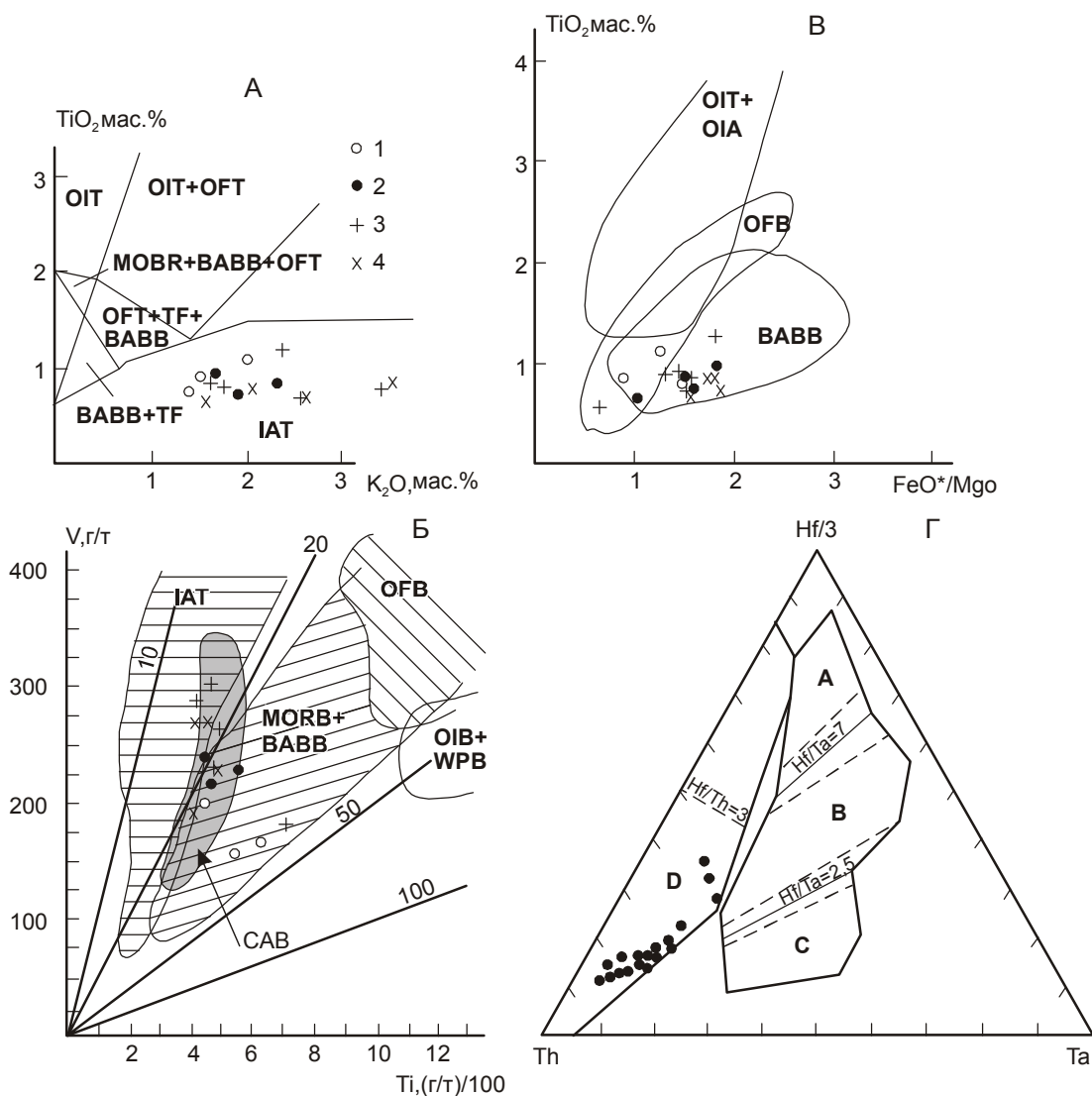


Рис. 6. Вариационные диаграммы базальтов кемской свиты: А – $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [16], Б – V–Ti, В – $\text{TiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$, Г – Th–Hf/3–Ta [43, 48].

Поля составов на рис. 6, А – 6, В: OIT – толеиты океанических островов; OIB – базальты океанических островов; OFT – толеиты океанического дна; OFB – базальты океанического дна; OIA – андезиты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; TF – базальты трансформных структур океана; BABB – базальты задуговых бассейнов; IAT – островодужные толеиты. Поля на рис. 6, Г: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – щелочные внутриплитные базальты; D – базальты островных дуг. Условные обозначения см. на рис. 4.

Тип мантийного источника

Проблема магматических источников вулканических пород чаще всего решается на основании изучения изотопных характеристик. В нашем случае из-за значительной измененности пород получить такие характеристики проблематично. Поэтому предварительные выводы об источниках магмообразующих субстратов основаны на данных по распределению редкоземельных элементов в базальтах.

По соотношению $(\text{La-Sm-Lu})_N$ [41] кемские базальты отвечают продуктам плавления шпинелевого перидотитового источника с минимальными вариациями Sm/Yb и $(\text{Ce/Yb})_N$ отношений (рис. 9 А). Однако на диаграмме $(1/\text{La})_N\text{--}(\text{Sm/La})_N$ [44] базальты располагаются между линиями плавления шпинелевого и гранатового перидотитовых источников (рис. 9 Б). Использование других геохимических тестов, например, $(\text{Ce/Yb})_N\text{--Ce}_N$ [22] указывает на несовпадение

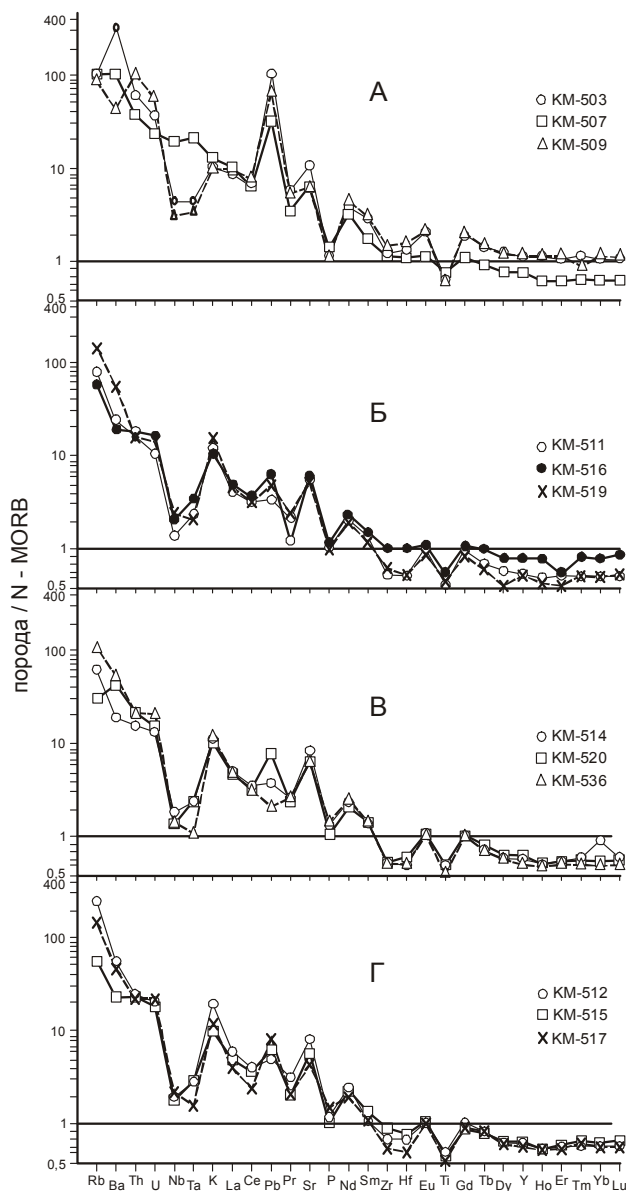


Рис. 7. Спайдер-диаграммы базальтов кемской свиты.

А – оливин-пироксеновые, Б – двупироксеновые, В – оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые, Г – пироксен-плаггиоклазовые. Состав MORB для нормирования по [45].

реальных составов кемских базальтов с трендами плавления эталонного гранатсодержащего перидотитового источника и смещение их в поле аномальных базальтов океанических островов. Это, с одной стороны, видимо, является следствием несовпадения модельного и реального составов магмообразующего мантийного источника, а с другой, – указывает на обогащенность этого источника легкими лантаноидами. В то же время, общая конфигурация спектров REE, уровень содержания иттербия (10–20 г/т), величины отношений Tb/Yb (0,25–0,32), La/Yb (5,5–13),

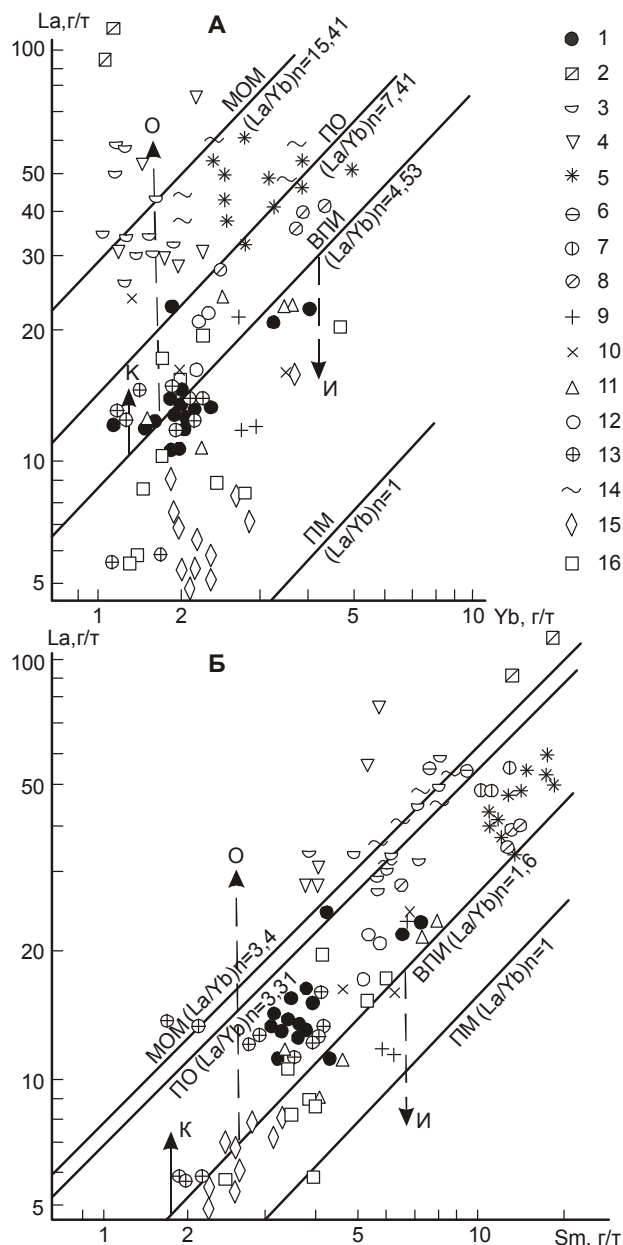


Рис. 8. Диаграммы La–Yb (А) и La–Sm (Б) для островодужных шононитовых серий, по [12].

Тренды плавления: ПМ – примитивная мантия, ВПИ – внутриплитный Гавайский источник, ПО – пелагический осадок, MOM – метасоматически обогащенная мантия. И, К, О – качественные тренды истощения, контаминации и обогащения внутриплитного источника, соответственно. Точки составов шононитов: 1 – кемской свиты, 2 – Забайкалья [2], 3 – провинции Абсарока, 4 – Пареньского вулканического поля Охотско-Чукотского пояса [10], 5 – Пахачинского хребта Камчатки, 6 – низкотитанистые и 7 – высокотитанистые шонониты хр. Малиновского на Камчатке, 8 – Камчатского перешейка [12], 9 – Тыловой зоны Срединного хребта, 10 – Центрально-Камчатской депрессии, 11 – кальдеры Уксичан, 12 – Западной Камчатки, 13 – Курил [1,2,12,26], 14 – Марианской дуги [29], 15 – Ново-Гейбридского желоба [7], 16 – Фиджи [33].

La/Lu (30–90), La/Y (0,52–1,3) свидетельствуют о возможном присутствии граната в субстрате источника при генерации материнских расплавов. Оценить количество граната в источнике позволяет диаграмма $(Ce/Yb)_N - Yb_N$ [30]. Положение составов кемских базальтов на этой диаграмме (рис. 9 В) указывает на присутствие в мантийном источнике до 2,5 объемных % реститового граната и незначительную степень плавления (5–10 %) этого источника. Присутствие граната в минеральном парагенезисе источника указывает на обогащенный характер литосферной мантии. Это подтверждают и более высокие Th/Yb, Ta/Yb, и Nb/Yb отношения в исследованных базальтах по сравнению с мантией срединно-океанических хребтов.

На диаграмме (рис. 9 Г), где содержания Nb и Yb в базальтах кемской свиты пересчитаны на 9% MgO, чтобы уменьшить влияние наложенных процессов [42], точки составов базальтов располагаются в области с 5% уровнем плавления внутриплитного источника океанических островов. При высоких абсолютных концентрациях редкоземельных элементов, типичных для островодужных субщелочных лав, кемским базальтам присущи низкие отношения $(La/Sm)_N = 1,9-2,3$ и $(La/Yb)_N = 3-4,75$ (рис. 8), тяготеющие к дериватам внутриплитного источника гавайского типа, для которых $(La/Sm)_N = 1,6$, а $(La/Yb)_N = 4,5$. Поэтому не исключено, что магмы, давшие начало кемским базальтам, выплавились из мантийного клина с геохимическими метками, близкими свой-

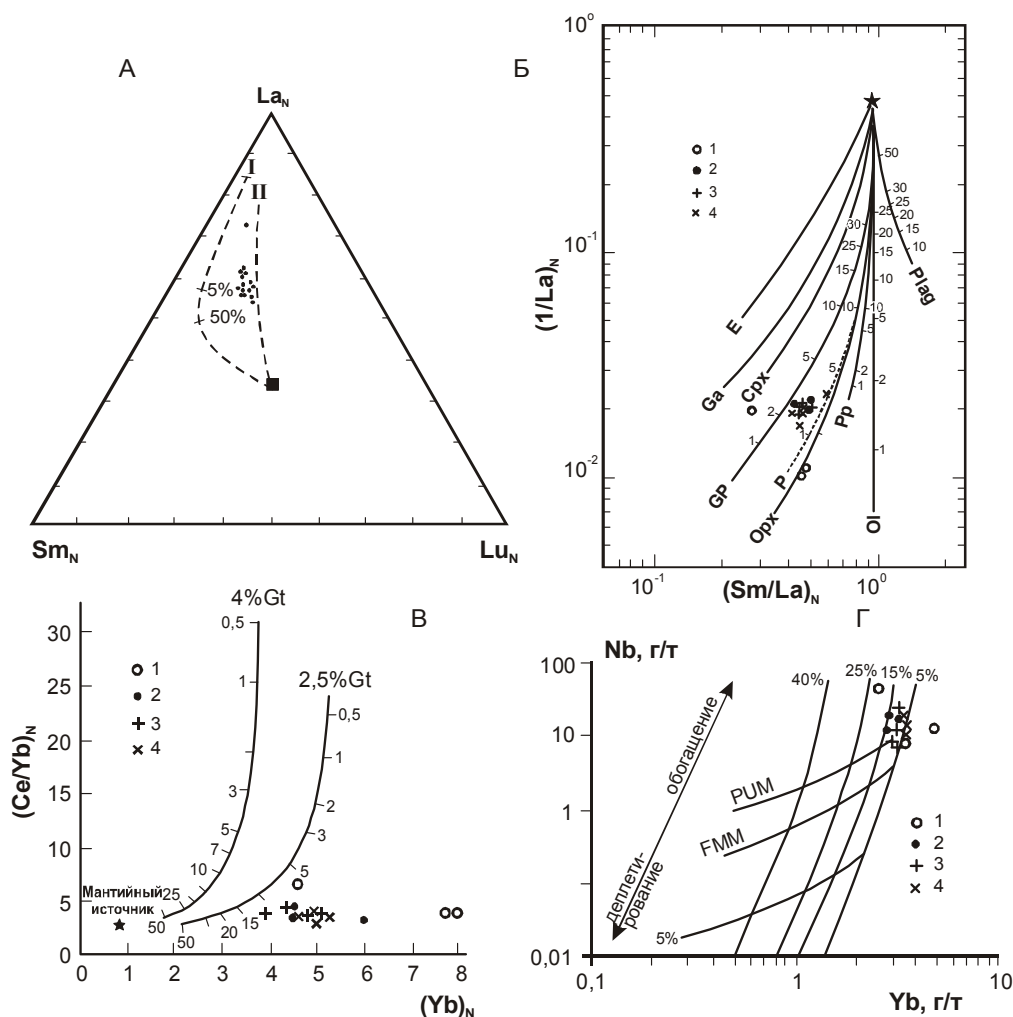


Рис. 9. Положение кемских базальтов на диаграммах.

А – $(Sm-La-Lu)_N$ [41]: I – гранатовый лерцолит, II – шпинелевый лерцолит; Б – $(1/La)_N - (Sm/La)_N$ [44] (линии и степень плавления мантийных источников: E – эклогита, GP – гранатового перидотита, P – перидотита, PP – плагноклазового перидотита и минеральных фаз: Ga – граната, Срх – клинопироксена, Орх – ортопироксена, Ol – оливина, Plag – плагноклаза; В – $(Ce/Yb)_N - Yb_N$ [30]; Г – Nb–Yb [42] (PUM – примитивная верхняя мантия, FMM – MORB). Условные обозначения см. на рис. 4.

ственным источником гавайского типа, но обогащенному легкими лантаноидами, что может быть связано с обогащением этого источника флюидом, поступившим из субдуцирующего пелагического осадка.

Для объяснения повышенной калиевости шошонитовых магм обычно привлекают ряд гипотез. Одни из них появление высококалиевых серий объясняют различной степенью выплавления из глубинных недеплетированных мантийных субстратов. Доказательствами этому служат наличие мантийных ксенолитов в базальтах и экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации расплавов, близких к щелочному пикробазальту. Такая природа предполагается для высококалиевых пород Антильской дуги [28], Командорских и Алеутских островов [25]. Близкие результаты получаются и при частичном плавлении верхнемантийных флогопитовых перидотитов [34], но выплавки при этом оказываются обогащенными не только калием и LIL, но и Ti, Zr, Nb и другими элементами, чего не наблюдается в кемских базальтах. Высокую калиевость шошонитовых пород объясняют контаминацией первичных базальтовых расплавов коровым материалом, насыщенным литофильными элементами [38]. Имеющиеся в настоящее время данные [21] по изотопному отношению стронция в раннемеловых базальтах северного Сихотэ-Алиня [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,70426$] свидетельствуют о мантийной природе этих магм и несущественном влиянии коровой контаминации. Но для рассматриваемого района, где такие характеристики пока отсутствуют, возможность поступления коровой компоненты в мантийные расплавы промежуточных очагов исключать нельзя. Показателем процессов ассимиляции корового материала и степени дифференциации расплавов может служить Sm/Nd отношение. В ходе дифференциации Nd накапливается в остаточных расплавах, а концентрации Sm увеличиваются незначительно. Породы, в генезисе которых участвует коровая компонента, имеют низкие Sm/Nd значения [3]. Все вулканы кемской свиты имеют низкое Sm/Nd отношение (0,20–0,23), не зависящее от петрографического состава и степени дифференцированности, и, видимо, несут некоторую коровую нагрузку. Обогащение магм калием могло бы происходить за счет ассимиляции осадков при излиянии базальтов в морской среде. Но, несмотря на насыщенность кемских базальтов осадочным материалом, такая ассимиляция, видимо, тоже не играла заметной роли в перераспределении компонентов, поскольку вмещающие осадочные породы обладают низкими содержаниями калия [8].

Одним из механизмов обогащения магм является привнос LIL в магнообразующий источник флюи-

дами (или расплавами) из субдуцируемой океанической плиты. Показателем этого процесса являются микроэлементы, которые ведут себя по-разному во флюиде и расплаве [46]. Крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Ba, Sr), а также легкие REE (La–Sm) являются подвижными во флюиде, а высокозарядные (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti) – мало подвижными. Кроме того, высокозарядные элементы в условиях высоких давлений воды и кислорода, характерных для зон генерации островодужных магм, могут фиксироваться в реститовых фазах второстепенных минералов – оксидах титана, что также препятствует поступлению этих элементов в исходный расплав. Высокие концентрации LIL и низкие – HFS и тяжелых REE в кемских базальтах (рис. 7) скорее всего связаны с привнесом в мантийный источник легких элементов флюидами, чем с добавкой расплава плавающей океанической коры.

ВЫВОДЫ

Проведенное геолого-петрографическое и геохимическое изучение базальтов кемской свиты Приморья позволяет сделать следующие выводы.

1. Апт-альбские вулканические образования свиты, тесно связанные с вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями, судя по геологическим и текстурным особенностям, формировались в условиях морского бассейна. Базальты свиты, представленные дифференцированной серией с оливин-клинопироксеновой, двупироксеновой, оливин-пироксен-плаггиоклазовой и клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциациями вкрапленников, по химизму отвечают абсарокитам, шошонитам, шошонитовым базальтам и высококалиевым базальтам, принадлежат к островодужному типу высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий и могут рассматриваться как образования тыловой части раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы.

2. Наиболее ранние и магнезиальные оливин-клинопироксеновые абсарокиты кемской базальтовой серии, видимо, являются производными субщелочных пикробазальтовых магм, претерпевших фракционирование оливина и пироксена и раннюю сепарацию плаггиоклаза в глубинном магматическом очаге. Появление серии шошонитовых и высококалиевых известково-щелочных базальтов связано с дальнейшей дифференциацией магм в промежуточных коровых очагах.

3. Формирование первичных расплавов кемской свиты связано с плавлением вещества надсубдукционного мантийного клина, обогащенного калием и микроэлементами за счет флюидной добавки из субдуцирующего пелагического осадка и приобретенного

геохимические метки, близкие к источнику гавайского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 01-05-64602 и № 02-05-65326).

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Волюнец О.Н., Перепелов А.Б., Патока М.Г., Пампура В.Г., Успенский В.С. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных окраин. Новосибирск: Наука, 1978. С. 73–89.
2. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.
3. Балашов Ю.А. Карпенко С.Ф., Филиппов А.В. Изотопы стронция, ниодима, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1705–1716.
4. Большое Трещинное Толбачикское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 627 с.
5. Бурдэ А.И., Высоцкий В.И. Новые данные об апт-альбских отложениях бас. р. Кемы и прилегающей части рек Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Примор. Геол. Упр. Владивосток, 1963. № 4. С. 19–21.
6. Бурьянова И.З. О мезозойском проявлении щелочного основного и ультраосновного магматизма в Главном Синклинии Сихотэ-Алиня // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток. 1975. (Тр. ДВПИ. Т. 10). С. 33–47.
7. Геолого-геофизические исследования в Ново-Гебридском регионе. Владивосток, 1990. 267 с.
8. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 236 с.
9. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13–25.
10. Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов // Геохимия вулканических различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 133–148.
11. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
12. Кепежинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
13. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 100–115.
14. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.И., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения бассейна реки Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
15. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 282 с.
16. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
17. Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
18. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
19. Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 86–95.
20. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 58–72.
21. Симаненко В.П., Герасимов Н.С., Сухов В.И. Rb-Sr изохрона раннемеловых базальтов Северного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239–242.
22. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Наука, 1987. С. 102–133.
23. Фролова Т.И., Гушин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ, сер. геол. 1981. № 4. С. 3–15.
24. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток, 1995. 65 с.
25. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
26. Цветков А.А., Волюнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 123–151.
27. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
28. Arculus R.J. Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles Island arc // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. V. 84, N 4. P. 615–624.
29. Bloomer J.D., Stern R.J., Geschwind C.N. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4469–4496.
30. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth and Planetary Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
31. Franch W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts // Mineralogical magazine. 1981. V. 44, N 333. P. 19–26.
32. Gasparic T. Two-piroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87. P. 87–97.
33. Gill J., Whetani P. Early rifting of an Oceanic Island Arc (Fiji) Produced shoshonitic to toleitic basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4561–4578.

34. Irving A.J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenolites in alkaline basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 280A. P. 398–426.
35. Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., and Horiuchi M. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes // *Mining Geology*. 1976. V. 26. P. 105–117 (in Japanese with English abstract).
36. Karpov I.K., Chidnenko K.V., and Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms // *Amer. J. Sci.* 1997. V. 297, N 8. P. 767–806.
37. Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // *Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs* / Nagoya University, 1992. V. 1. P. 1–43. 29th IGC Trip Guide Book.
38. Kontak D.J., Clark A.N., Farrar E. et al. Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoni, Puno, Southeastern Peru // *Can. Mineral.* 1986. V. 24, Pt. 1. P. 117–135.
39. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // *Contrib. Mineral Petrol.* 1970. V. 25, N 1. P. 52–65.
40. Large R.R., Gemmell J.B., Paulick H., and Huston D.L. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits // *Economic Geology*. 2001. V. 96. P. 957–971.
41. Ottonello G., Ernst W.G., Joron J. L. Rera Earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, N 2. P. 343–372.
42. Pearce J.A., Parkinson I.J. The element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic processes and plate tectonics*, Geological Soc. Spec. Publ. 1993. N 76. P. 373–403.
43. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London GroupUK Ltd., 1994. 352 p.
44. Shilling J.-G., Kingsley R.N., Devine J. D. Galapagos hot spot – spreading center system. 1. Spatial petrological and geochemical variations (83°W–101°W) // *J. Geoph. Res.* 1982. V. 87 B. P. 5593–5610.
45. Sun S.-s. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins* / Geological Society. London, 1989. P. 313–345.
46. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. V. 29. P. 293–309.
47. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Поступила в редакцию 3 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.P. Simanenko, A.I. Malinovsky, V.V. Golozubov

Early Cretaceous basalts of the Kema terrane, a fragment of the Moneron-Samarga island arc system

Data on geology, petrology, chemical composition of rock-forming minerals, petrochemistry, and geochemistry of the Early Cretaceous basalts of the Kema Formation exposed in the Kema River drainage area (North Primorye) are given. The Kema Formation is a major structural component of the Kema Terrane interpreted as the Sikhote-Alin part of a larger Moneron-Samarga island arc system. The views on the subject of basalt petrogenesis and geodynamic conditions of the Early Cretaceous magmatism are presented. It is shown that the main petrological and geochemical characteristics of the Early Cretaceous (Aptian to Albian) volcanic rocks show affinities to basalts of K-rich calc-alkaline and shoshonite series from the back-arc zones of mature island arcs. It is suggested that basaltic melts were derived from the mantle; the latter being geochemically similar to the intraplate Hawaii -type source enriched in fluid that arrived from the subducting pelagic deposits. Low concentrations of femic elements and the values of some indicative trace element ratios suggest that the studied basalts formed from residual magmas produced by olivine and pyroxene fractionation as well as by early separation of plagioclase from primary microbasaltic mantle-derived magmas.