

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО
МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Е.Ю. Москаленко¹, Н.Н. Крук², Г.А. Валуй¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022, e-mail: emoskalen@mail.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, ул. акад. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 7 июня 2010 г.

Приведены данные по геологии, петрохимии, минералогии и геохимии Успенского гранитоидного массива (Южное Приморье). Массив сложен породами двух ассоциаций: ранней (103.3±2.4 млн. лет), включающей гранатосодержащие биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, и поздней (99±2 млн лет), представленной биотитовыми (±амфибол) гранодиоритами, меланогранитами и гранитами. Гранитоиды обеих ассоциаций соответствуют породам нормальной щелочности с калиевой специализацией и повышенным содержанием глинозема, отличаясь по соотношению глинозема, кальция и щелочей.

Гранатовые гранит-лейкограниты характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями Rb, Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму и глубокие Eu минимумы. Меланограниты имеют более высокие содержания Sr и Ba и вместе с гранитами характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. Порфириовидные гранодиориты и граниты отличаются пониженными содержаниями Sr и Ba, а гранодиориты – пониженными концентрациями K, РЗЭ, Zr, Hf, Th и U, повышенными Nb и отчетливым Eu минимумом.

По петрохимическому и редкоэлементному составу породы обеих ассоциаций соответствуют гранитоидам S-типа, сформированным за счет частичного плавления близких по составу коровых субстратов. Таким образом, при формировании Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса в режиме трансформной континентальной окраины образование S-гранитов происходило как на ранней (апт), так и на поздней (поздний альб) стадиях, в последнем случае – синхронно с внедрением известково-щелочных и субщелочных гранитоидов.

Ключевые слова: гранитоиды, геология, геохимия, геодинамический режим трансформной окраины, Успенский массив, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема взаимосвязи магматизма и тектоники принадлежит к числу наиболее важных и остро дискуссионных в современной геологической науке. Одним из ключевых моментов, определяющих успешное решение данной проблемы, является реконструкция специфики вещественного состава магматических ассоциаций, отвечающих определенным геодинамическим режимам.

За последние полвека в этом направлении достигнуты значительные успехи. Построены дискриминантные тектонические диаграммы для пород базальтового состава [27, 30, 33, 34 и др.] и обоснованы геохимические характеристики гранитов – индикато-

ров внутриплитных обстановок, островных дуг и континентальных окраин с субдукцией, а также зон коллизии [3, 23, 25, 35]. Необходимость продолжения и развития этих работ диктуется дальнейшим развитием концепции тектоники литосферных плит и обоснованием других геодинамических режимов и обстановок. Одним из ярких примеров являются трансформные континентальные окраины – сложные обстановки калифорнийского типа, связанные с погружением срединно-океанического хребта под континент, образованием slab-window сдвигов, которые впервые были выделены на западном побережье Северной Америки [20 и др.]. Позднее по геологическим данным аналогичный режим был доказан для

раннемелового и поздне мелового–раннепалеогенового этапов истории Приморья [5, 15].

Несмотря на то, что исследования магматизма трансформных континентальных окраин в Приморье находятся на начальном этапе, выявлена его главная особенность – чрезвычайная пестрота вещественного состава магматических пород. Как следствие, первостепенной задачей является выявление спектра магматических ассоциаций, формирование которых связано с установленными трансформными геодинамическими режимами, и уже затем – детальная характеристика их внутреннего строения и особенностей вещественного состава. При изучении интрузивных ассоциаций ключевое значение приобретают прецизионное геохронологическое датирование и доказательство синкинематичности внедрения интрузий. Специфика геологической позиции и особенностей вещественного состава вулканических ассоциаций трансформных континентальных окраин Востока Азии достаточно подробно рассмотрена в работе [11]. Информация об интрузивных комплексах, в особенности о гранитоидах, довольно скудная.

В данной работе излагаются результаты геологических, минералого-петрографических и геохимических исследований гранитоидов Успенского массива в Южном Приморье, который может рассматриваться в качестве плутоно типа гранитоидов трансформной континентальной окраины. Результаты U-Pb изотопных исследований [16] показали, что внедрение и кристаллизация гранитоидов происходили в узком возрастном интервале 97–106 млн лет, совпадавшем с этапом существования в Приморье режима трансформной континентальной окраины [5, 15], сопровождавшегося масштабными перемещениями вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. При этом синкинематичная природа Успенского массива подчеркивалась многими предшествующими исследователями [7, 8, 17].

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для аналитических исследований были использованы породы Успенского массива, отобранные авторами, а также С.А. Коренбаумом и И.А. Тарариным в ходе полевых работ 1972, 2001, 2002 и 2008 гг. Содержания петрогенных компонентов в гранитоидах определялись методом мокрой химии в ДВГИ ДВО РАН (аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Баталова, Ж.А. Щека) и методом РФА на спектрометре СРМ-25 в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова) по стандартным методикам.

Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием. Методика химической подготовки проб не отличалась от стандартной [32]. Измерения содержаний проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на “VG Plasmquad PQ-2” (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова) по методике [26] с использованием стандартов G-2 и GSP-2.

Состав породообразующих минералов определялся с использованием рентгеновского микроанализатора “Camebax” в Институте геологии и минералогии СО РАН (аналитик Л.Н. Поспелова) по стандартной методике.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Успенский интрузив расположен на юге Приморского края (рис. 1), обнажаясь на побережье Японского моря от бух. Краковка (Юзгоу) на юго-западе до бух. Киевка (Судхузе) на северо-востоке на протяжении 40 км при средней ширине 10 км. Форма выхода интрузива в плане – линейно-вытянутая. В общей структуре района он ограничивает Кривинский структурный блок и, в целом, совместно с другими крупными интрузивами, примыкающими к нему с юго-запада (массивы бух. Спокойной (Тазгоу) и м. Поворотного), выполняет крупную раздвиговую зону, сформированную на пересечении Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов. Район проявления изученных гранитоидов отвечает крайней юго-восточной части поздне мезозойского Сихотэ-Алинского плутонического пояса в зоне его сочленения со структурами кайнозойского Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

Мощность интрузива, по геофизическим расчетам [8], около 4 км. Глубина эрозионного среза невелика, и обнажена преимущественно апикальная часть массива. Интрузив прорывает и метаморфизует терригенные и кремнисто-терригенные (олистостромовые) отложения кривинской серии юрского возраста, сланцы и милониты шайгинского раннемелового комплекса, серпенизированные пироксениты и габброиды позднеюрского-раннемелового ольхового комплекса [7]. Породы Успенского массива в свою очередь прорваны гранитоидами Островного (Судзунского) массива, относимого к лазовскому комплексу маастрихтского возраста, и дайками лампрофиров поздне мелового егеревского комплекса.

Успенский массив детально изучался многими исследователями [6–8, 12, 13, 16, 17]. По данным П.Л. Неволлина и др. [8], в составе интрузива выделя-



Рис. 1. Структурная схема Успенского гранитного массива (по П.Л. Неволину [16], с дополнениями авторов).

1 – останцы раннепалеозойских габброидов; 2–3 – интрузивные породы (2 – гранатсодержащие граниты (а), гранодиориты (б); 3 – лейкограниты жильной серии); 4 – терригенные сланцеватые породы (а) и палеогеновые дайки основного состава (б); 5 – контуры складчатых структур, реконструированных по останцам вмещающих пород среди гранитов; 6 – преимущественное направление осей складок во вмещающих породах вне интрузива; 7–8 – оси псевдоскладок, образованных элементами расслоенности гранитов (7 – синформ, 8 – антиформ); 9 – надвижки; 10 – сдвиги: первого порядка (а) и второго порядка (б); 11 – ориентировка элементов расслоенности гранитов (а), слоистости и сланцеватости в останцах вмещающих пород (б); 12 – места отбора некоторых образцов (номера из табл. 1). На врезке показано местоположение Успенского и других массивов Сихотэ-Алинского плутонического пояса вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

ются три интрузивные фазы. Первая (основная) фаза, слагающая 95 % объема массива, – гранодиориты, меланократовые граниты и граниты биотитовые, биотит-гранатовые и мусковит-гранатовые, аляскитовые и порфириовидные. Вторая представлена лейкогранитами, аплитами, пегматитами и гранодиорит-порфирами, третья – микрогаббро, диоритовыми порфиридами, гранодиорит- и гранит-порфирами. Распределение разновидностей гранитоидов в пределах Успенского массива неоднородно: его западная часть (в районе бух. Краковка) сложена крупно-сред-

незернистыми гранат-двуслюдянными и гранат-биотитовыми гранит-лейкогранитами. В центральной части (бух. Цукановой, Мелководная, Успения) преобладающими породами являются среднезернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты и меланократовые граниты. Породы промежуточного состава (среднезернистые биотитовые граниты и адамеллиты) обнажаются между м. Сысоева и бух. Цукановой. Восточная часть интрузива (к востоку от бух. Успения) сложена крупно-среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Лейкограниты, апли-

Таблица 1. Химический состав (в мас. %) гранитоидов Успенского массива.

№	образец	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	п.п.п.	сумма
1	8-02-14/1	71.19	0.03	15.73	0.79	0.14	0.30	1.21	3.54	6.68	0.03	0.44	100.08
2	8-02-15	74.40	0.10	13.61	1.67	0.09	0.45	1.23	2.60	5.08	0.03	0.45	99.71
3	В-1352	75.52	0.05	13.50	0.90	0.06	0.53	0.78	3.42	4.50	0.14	0.20	99.6
4	Т-48	74.40	0.30	12.70	1.39	0.20	0.30	2.06	3.73	4.20	не опр.	0.35	99.63
5	К-159-Б	74.03	0.03	14.80	1.92	0.19	0.15	0.57	2.80	4.74	0.14	0.30	99.67
6	К-159-К	75.25	0.11	14.00	1.14	0.07	0.17	0.86	3.39	4.02	0.06	0.39	99.46
7	К-156-М	75.88	0.10	12.35	2.32	0.05	0.14	0.50	3.85	3.93	0.03	0.24	99.39
8	К-159-Г	78.21	0.03	11.02	2.18	0.07	0.15	0.51	2.81	3.72	0.03	0.48	99.21
9	Т-53	75.10	0.15	12.20	1.81	0.12	0.50	1.38	3.62	4.20	0.35	0.35	99.78
10	8-02-11	75.11	0.06	13.78	1.38	0.08	0.25	0.85	3.16	4.57	0.03	0.61	99.88
11	8-02-10	76.28	0.03	13.75	0.95	0.10	0.23	0.64	2.88	4.14	0.03	0.52	99.55
12	Т-60Д	66.38	0.80	15.38	3.94	0.08	1.71	3.31	3.24	3.57	не опр.	1.03	99.44
13	Т-59Ж	66.62	1.06	15.11	3.72	0.08	2.21	3.03	3.08	3.92	не опр.	0.99	99.82
14	Т-60Г	66.73	0.64	15.11	3.72	0.07	1.30	3.17	3.08	4.28	не опр.	1.18	99.28
15	8-02-22	66.79	0.50	16.32	3.84	0.09	1.47	3.00	2.44	4.15	0.16	0.78	99.54
16	Т-60П	66.84	0.59	15.39	3.56	0.08	2.01	3.72	3.24	4.16	не опр.	0.74	100.33
17	8-02-25	67.14	0.50	15.46	3.89	0.09	1.31	3.25	3.16	3.26	0.16	0.65	98.87
18	8-02-25/1	67.33	0.51	14.94	3.87	0.10	1.56	3.22	3.14	3.96	0.16	0.83	99.62
19	Т-58	67.70	0.89	15.50	3.05	0.09	1.00	2.80	3.24	4.26	0.17	0.20	98.9
20	В-1341	67.16	0.56	15.94	3.54	0.10	1.35	3.59	3.08	3.65	0.16	0.52	99.65
21	В-1342	68.22	0.53	15.35	3.23	0.10	1.57	3.15	3.00	3.73	0.17	0.59	99.64
22	Т-42	70.44	0.42	14.17	2.48	0.03	1.17	2.67	3.18	3.23	0.12	1.38	99.29
23	Т-43-0	70.75	0.40	14.36	2.87	0.05	1.44	2.58	3.51	3.92	0.12	0.47	100.47
24	Т-40	71.28	0.16	14.48	2.45	0.03	0.63	2.64	3.58	3.07	0.07	1.15	99.54
25	В-1353	71.78	0.25	14.17	2.81	0.04	0.90	2.16	3.50	3.29	0.08	0.31	99.29
26	Т-72	70.64	0.42	13.77	3.47	0.06	0.96	2.68	3.03	3.52	0.18	0.73	99.46
27	Т-72-1	66.22	0.55	14.47	6.64	0.14	1.33	3.41	4.15	2.44	0.21	0.18	99.74
28	Т-55Д	64.00	1.19	16.50	4.03	0.11	1.45	3.70	3.51	3.72	не опр.	0.49	98.7
29	8-02-19	66.67	0.51	16.07	3.82	0.09	1.39	3.05	2.44	4.43	0.17	0.66	99.3
30	В-1333м	49.90	1.22	17.78	10.51	0.16	6.56	6.25	3.58	1.90	0.41	1.86	100.13

Примечание. 1. 1–11 – породы гранит-лейкогранитной ассоциации (1–4 – гранат-биотитовые граниты, 5–11 – гранат-двуслюдяные лейкограниты); 12–27 – породы гранодиорит-гранитной ассоциации: 12–25 – равнозернистые биотитовые (±амфибол) гранитоиды центральной части массива (12–16 – гранодиориты, 17–21 – меланократовые граниты, 22–25 – граниты); 26–27 – порфиоровидные биотитовые гранитоиды восточной части массива (26 – гранодиорит, 27 – гранит); 28–30 – породы жильной серии (28 – амфибол-биотитовый гранодиорит, 29 – биотитовый гранодиорит, 30 – габбродиорит). Авторство проб: с индексом “К” – коллекция И.А. Коренбаума, с индексом “Г” – коллекция И.А. Тарарина, с индексом “В” – Г.А. Валуи, без индекса – Н.Н. Крук. Fe₂O₃* – в пробах с индексом “Г, К, В”, проанализированных методом мокрой химии, суммарное железо пересчитано в форму Fe₂O₃. Не опр. – не определено.

ты, пегматиты, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры слагают многочисленные дайки и мелкие тела, прорывающие все описанные выше петрографические разновидности.

Контакты между отдельными разновидностями пород (исключая жильные) не обнаружены. Это привело наших предшественников к выводу, что отдельные разновидности гранитоидов (от биотит-амфиболовых гранодиоритов до гранат-биотитовых лейкогранитов) связаны между собой постепенными переходами и являются фациальными. Однако авторами при изучении обнажений биотитовых гранодиоритов на северо-восточной оконечности бух. Цукановой встречены заключенные в них ксенолиты гранатсодержащих биотитовых гранитов и кварц-полевошпатовых пегматитов. На побережье между бух. Краковка и Цукановой, восточнее м. Сысоева, в неокатанной глыбе наблюдалось “срезание” биотитовыми меланогранитами грейзенизированных аплитовых даек, прорывающих метаморфические сланцы ольховского комплекса (рис. 2). Поскольку на изучаемой территории отсутствуют проявления более древних, чем успенские, гранитоидов и, соответственно, пегматитов и грейзенов, мы относим аплиты и пегматиты к ранней ассоциации лейкогранитов, а меланократовые граниты – к поздней ассоциации успенских гранитоидов. Подобные взаимоотношения, особенно с нарушением гомодромности, свидетельствуют не о фациальном, а о фазовом взаимоотношении гранатсодержащих гранит-лейкогранитов, с одной стороны, и биотитовых (\pm амфибол) гранодиоритов и гранитов, с другой. Наличие же среди ксенолитов пегматитов, традиционно выделяемых в позднюю (постгранитную) фазу, а также “срезание” аплитовых даек, позволяют предполагать существование здесь двух самостоятельных магматических ассоциаций (а не одной, пусть даже эволюционировавшей в антидромной последовательности).

При детальном петрографическом изучении серии образцов пород, отобранных на побережье от м. Сысоева до бух. Цукановой (т. 22, 23, 25 и др.), было установлено увеличение зернистости гранодиоритов от мелкозернистых до крупно-среднезернистых и уменьшение степени порфировидности с удалением от выходов гранатовых гранитов, имеющих крупнозернистую структуру, что позволяет предполагать наличие здесь нескрытого контакта между гранодиоритами и гранатовыми гранитами.

Таким образом, геологические данные свидетельствуют о присутствии в составе выделенной предыдущими исследователями [8] первой (основной) фазы Успенского интрузива двух различных

гранитоидных ассоциаций: ранней, представленной гранатсодержащими равномернозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, и поздней, объединяющей биотитовые, иногда с амфиболом, равномернозернистые гранодиориты и меланократовые граниты, а также равномернозернистые и порфировидные биотитовые граниты. Полученные авторами [16] результаты U-Pb изотопного датирования (103.3 ± 2.4 млн лет для гранатовых лейкогранитов и 99 ± 2 млн лет для биотитовых гранодиоритов) подтверждают полевые наблюдения.

Ранее [7, 8, 17] неоднократно подчеркивался синтетектонический характер Успенского интрузива, выражающийся в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов (включая породы поздней жильной серии), “синкинематическом” характере контактов и наличии в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций. Однако проведенные исследования показали, что взаимоотношения гранитоидов Успенского массива с тектоническими деформациями имеют более сложный характер.

В западной части массива (бух. Краковка) были изучены взаимоотношения гранат-двуслюдяных лейкогранитов с юрскими олистостромовыми образованиями кривинской серии. Контакты гранитоидов с рамой здесь имеют резкий интрузивный характер со срезанием слоистости пород; в некоторых случаях контакты осложнены пологими малоамплитудными срывами, плоскости которых

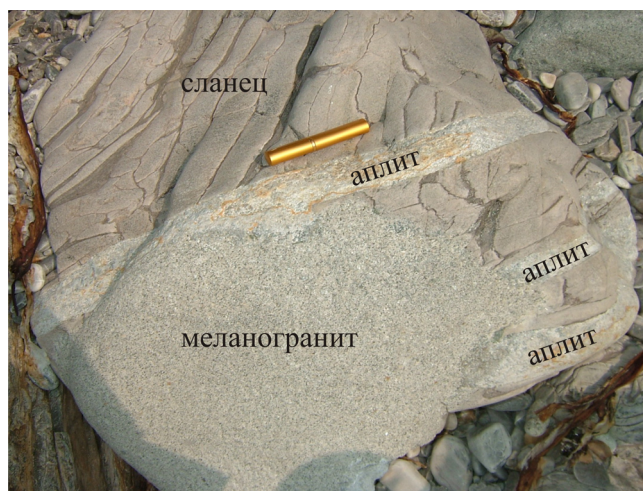


Рис. 2. Контакт биотитовых меланократовых гранитов с вмещающими сланцами, рассеченными аплитами. Фото глыбы на морском берегу.

падают в южном направлении. Степень тектонического преобразования гранитоидов на этом участке относительно невысока и обнаруживает признаки только хрупкопластичных деформаций. Сложная асимметричная складчатость, присущая отложениям кривинской серии, не находит своего отражения в структурах гранитоидов. В то же время взаимоотношения биотитовых меланократовых гранитов и гранодиоритов с метаморфическими толщами шайгинского комплекса между м. Сысоева и бух. Цукановой имеют существенно иной характер. Здесь гранитоиды имеют повсеместно гнейсовидный облик и характеризуются широким развитием катакластических структур. Контакты гранитоидов с вмещающими толщами синкинематические: наблюдаются извилистые границы с глубоким проникновением апофиз гранитоидов в раму. Во вмещающих толщах на контактах с гранитоидами наблюдаются признаки вязко- и хрупкопластичных деформаций, причем направления гнейсовидности в гранитах и сланцах совпадают.

Следовательно, вывод о синкинематичности гранитоидов Успенского массива полностью подтверждается для гранодиоритов и меланократовых гранитов поздней ассоциации, внедрение и кристаллизация которых происходила в условиях сжатия, а интрузия гранатсодержащих гранит-лейкогранитов западной части массива произошла раньше пика тектонических деформаций.

Характерной чертой Успенского массива является обилие в породах поздней ассоциации (прежде всего – в биотитовых меланократовых гранитах и гранодиоритах) большого числа включений различного размера и состава. Наряду с ороговикованными породами рамы среди них встречаются округлые шпировидные включения мелкозернистых меланократовых пород, по вещественному составу отвечающих субщелочным диоритам и кварцевым диоритам с повышенными содержаниями Ti, K и P. Включения сложены призматически-зернистым плагиоклазом среднего состава, биотитом, роговой обманкой и кварцем [6, 13]. В настоящей работе авторы не ставят себе целью детального описания этого явления и расшифровки его природы. Отметим лишь, что генезис подобных образований остро дискуссионен: разные авторы связывают их с захватом гранитоидами реликтов магмогенерирующего субстрата, взаимодействием сосуществующих коровых и мантийных магм (magma mingling) или с расслоением первично однородного расплава вследствие кавитационных явлений [1, 9, 13, 24, 31 и др.].

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Успенский массив характеризуется широким разнообразием разновидностей пород. В данной работе приводится петрографическое описание только главных разновидностей гранитоидов.

Гранатсодержащие гранит-лейкограниты ранней ассоциации представляют собой белые массивные крупнозернистые равномернозернистые породы с типично гранитной структурой, состоящие из плагиоклаза (30–32 %), решетчатого микроклин-пертита (25–35 %), кварца (30–40 %), биотита (1–3 %), граната (0.5–1.0 %) и мусковита (0.7–1.5 % в двуслюдяных разновидностях).

Плагиоклаз образует слабозональные идиоморфные кристаллы с полисинтетическими двойниками и гломеросростки кристаллов состава $An_{25-20} An_{16-14}$. Микроклин в породах представлен изометричными кристаллами с пертитами веретенообразной и прожилковой формы, имеет ярко выраженную микроклиновую решетку. На границе микроклина с плагиоклазом нередко наблюдаются мирмекиты. Биотит ($f = 66-74$ %; $Al/(Al+Si) = 38-39$ %) присутствует в виде пластинчатых кристаллов размером до 0.5 см, плеохроирующих от красно-коричневых до светло-коричневых тонов. Гранат образует хорошо ограниченные бесцветные или слабо розовые изотропные кристаллы размером до 3 мм. По составу гранат отвечает алмадину с примесью (20–26 %) спессартиново-го минала. В двуслюдяных разновидностях с биотитом ассоциируют хорошо образованные кристаллы мусковита размером 2–4 мм. Кроме того, встречается вторичный мусковит в виде мелких чешуек, замещающих биотит и полевые шпаты. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом (кристаллы до 1 мм), цирконом и, спорадически, магнетитом.

Гранодиориты, меланократовые граниты и граниты поздней ассоциации центральной части массива представляют собой светло-серые крупно-среднезернистые гнейсовидные или массивные породы, среди которых встречены как равномернозернистые, так и слабо порфириовидные разновидности. Породы имеют, как правило, гипидиоморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (37 до 50 %), микроклином (15–27 %), кварцем (20 до 32 %), темноцветными (биотит – 5–15 %, роговая обманка – до 1 %), акцессорными (до 1 %) минералами.

Плагиоклаз образует сложные гломеросростки с хорошо видимой зональностью (от An_{53-46} в центральных частях зерен до An_{20-18} – в краевых). В центральных частях крупных зерен нередко реликтовые интенсивно измененные ядра более основного

плаггиоклаза, состав которых не удалось определить из-за незначительных размеров и широкого развития вторичных минералов. Микроклин представлен порфирированными выделениями и более мелкими кристаллами в основной массе породы. Зерна микроклина характеризуются широким развитием простых двойников и обилием веретенообразных пертитов. Во многих зернах наблюдается микроклиновидная решетка. Биотит образует крупные чешуйки размером 0.5–2.0 мм. Железистость биотита в меланократовых гранитах и гранодиоритах более низкая (53–63 %), чем в гранатосодержащих гранитах. Бледно-зеленая роговая обманка ($f = 46–51\%$) встречается редко и в малых количествах, слагая тонкопризматические кристаллы размером до 2–3 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, цирконом и магнетитом (в том числе – с повышенными содержаниями титана).

Порфирированные биотитовые граниты, слагающие восточную часть массива (район бух. Киевка), претерпели существенные изменения в результате процессов динамометаморфизма, связанных с близостью Центрального разлома и образованием бластомилонитов и порфиробластовых гнейсовидных разновидностей.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Успенского массива по петрохимическому составу в большинстве своем отвечают породам нормальной щелочности (рис. 3А), характеризуются существенно калиевой специализацией щелочей и повышенными содержаниями глинозема. Относительно низкие содержания кальция, высокие (до 1.22 в отдельных пробах) значения индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) во всех разновидностях пород в совокупности с наличием граната и повышенной глиноземистостью биотита свидетельствуют о принадлежности гранитоидов к плюмазитовому типу (S-граниты, по [22]). В то же время обнаруживается ряд минералогических (наличие в меланогранитах среднего плаггиоклаза, спорадическое присутствие амфибола и акцессорного ортита) и петрогеохимических признаков, роднящих рассматриваемые гранитоиды с породами монцонитоидного ряда (табл. 1, 2).

В целом по мере повышения кремнекислотности в гранитоидах наблюдается понижение содержания TiO_2 , Al_2O_3 , кальция и феррических компонентов (рис. 4). Концентрации калия при достаточно широких вариациях остаются примерно одинаковыми на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание магния в породах ранней ассоциации ведет себя

сходным образом, в то время как в поздней с ростом кремнекислотности понижается.

По соотношению глинозема, щелочей и кальция среди гранитоидов выделяются две дискретные группы (рис. 3Б). В первую попадают гранатосодержащие биотитовые и двуслюдяные лейкограниты ранней ассоциации, во вторую – равномернозернистые гранодиориты, меланограниты и граниты, порфирированные биотитовые граниты, а также породы жильной серии. Необходимо отметить также, что на диаграмме “R1-R2” [19] (рис. 3В) породы двух ассоциаций образуют разные тренды. Эти особенности состава подтверждают сделанный на основании геологических данных вывод о существенной автономности гранатосодержащих гранитоидов.

Среди гранитоидов как ранней, так и поздней ассоциации спорадически встречаются породы, слабо недосыщенные глиноземом и имеющие показатель индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) < 1 (рис. 3Б). Проявление этой тенденции в породах и отсутствие зависимости значений индекса Шенда от содержаний в породах кремнезема и кальция (рис. 3Г а, б) свидетельствуют о том, что образование недосыщенных глиноземом разновидностей не является следствием дифференциации гранитоидных магм или контаминации их породами рамы. Наличие обратной корреляции индекса Шенда с индексом щелочности (рис. 3Б) предполагает связь этого процесса с привнесением в гранитоидный расплав щелочей, в первую очередь – калия.

Гранатосодержащие гранит-лейкограниты характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями редких щелочей (до 250 г/т Rb), Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов (32–92 г/т). Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N = 1.4–2.5$) и глубокие $(Eu/Eu^*)_N = 0.08–0.14$ минимумы (рис. 5А). На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ti, Sr, Ba, Zr и Nb. Последний, судя по близкларковым содержаниям РЗЭ иттриевой группы и невысоким концентрациям стронция, вероятнее всего, не отражает условия выплавления первичных расплавов (высокие температуры и давления с присутствием в рестите акцессорного рутила), а просто унаследован от осадочных пород, за счет которых происходила генерация гранитоидных магм [18]. Двуслюдяные разновидности (обр. К-159К, К-159В, рис. 5А) отличаются от биотитовых (обр. В-1352) более высокими содержаниями всей гаммы редких элементов, при этом формы мультиэлементных спектров остаются практически неиз-

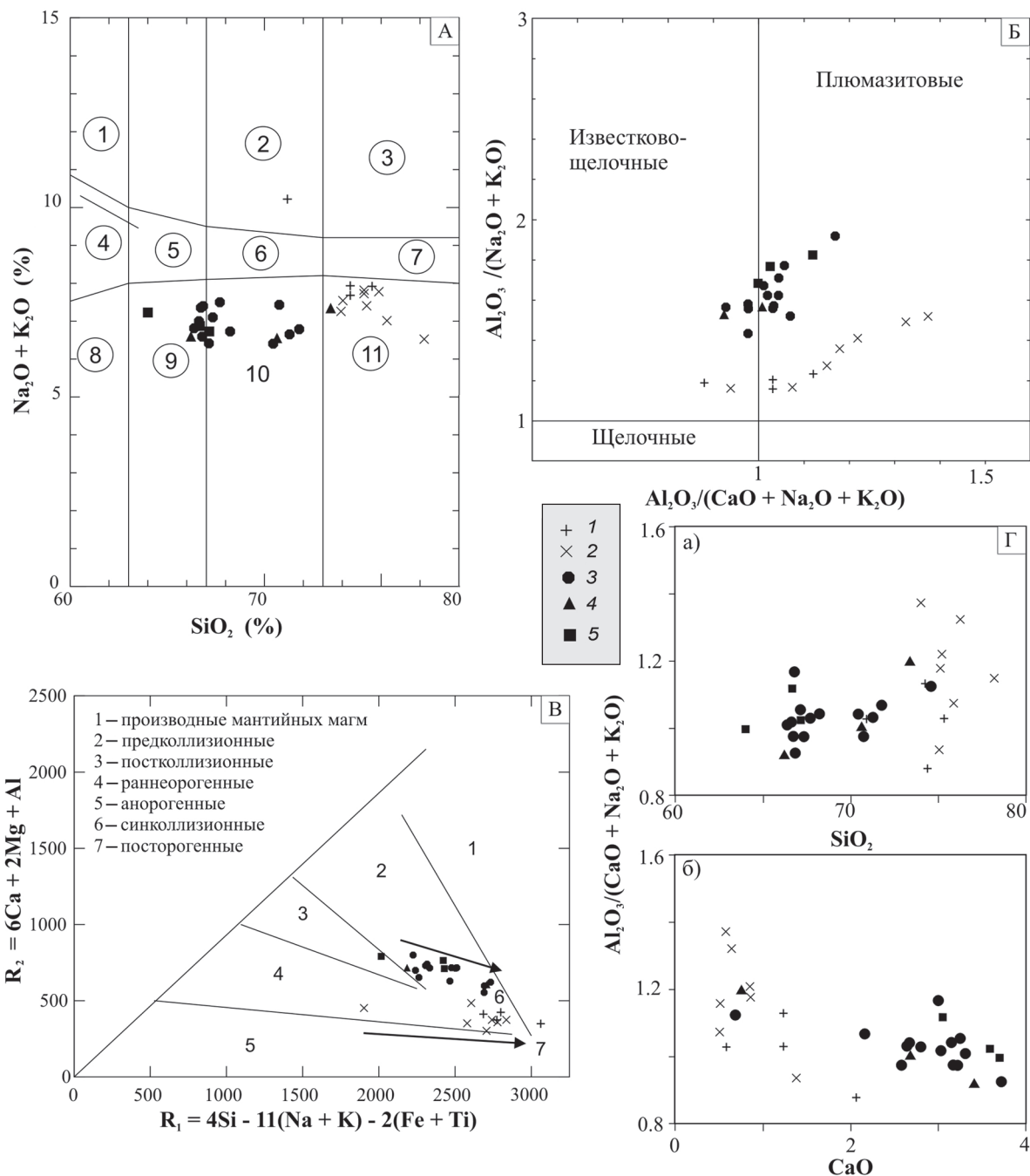


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород Успенского массива.

А – диаграмма “ SiO_2 – сумма щелочей” (вес. %).

Цифры в кружках : 1 – щелочные трахиты, 2 – пантеллериты, 3 – комендиты, 4 – трахиты, 5 – трахидациты, 6 – трахириолиты, 7 – субщелочные риолиты, 8 – андезидациты, 9 – дациты, 10 – риодациты, 11 – риолиты, по [29].

Б – диаграмма “Индекс щелочности ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.) – индекс Шенда ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.)” [27].

В – диаграмма “ R_1 - R_2 ” [19].

Г – диаграммы “Индекс Шенда ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, (мол. кол.) – содержание кремнезема (вес. %) (а) и кальция (вес. %) (б)”.

1–2 – породы ранней гранит-лейкогранитной ассоциации (1 – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты, 2 – гранат-двуслюдяные гранит-лейкограниты), 3–4 – породы поздней гранодиорит-гранитной ассоциации (3 – равномернозернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты, 4 – порфирировидные биотитовые гранодиориты и граниты), 5 – породы жильной серии.

Таблица 2. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах гранитоидов Успенского массива.

№ проб	В-1352	К-159к	К-159-В	В-1342	Т-43-о	Т-40	Т-72-1	Т-72	В-1333м	В-1341
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	242	240	211	141	84	92	144	142	30	153
Sr	25	21	23	310	315	340	232	194	515	55
Y	13.5	54.2	38.4	25.8	13.7	14.8	27.8	20.6	30.0	7.8
Zr	11	23	27	171	101	68	137	102	144	18
Nb	1.0	5.8	–	3.2	1.8	–	10.4	6.1	10.2	0.2
Ba	34	80	67	630	481	465	184	348	552	81
La	5.1	12.2	6.5	41.1	17.3	12.2	20.3	17.9	30.1	2.8
Ce	12.0	27.8	16.4	82.3	39.1	26.0	43.3	35.2	62.1	6.7
Pr	1.42	3.66	2.18	9.98	5.00	3.32	4.74	4.17	8.13	0.85
Nd	4.58	12.86	7.74	31.81	16.80	11.44	17.19	15.31	28.76	3.23
Sm	1.45	4.65	3.41	6.34	3.40	3.08	4.58	3.80	6.11	1.00
Eu	0.124	0.152	0.174	1.149	0.667	0.659	0.767	0.721	1.644	0.149
Gd	1.41	6.55	4.28	5.21	2.83	2.15	4.90	3.54	5.40	1.03
Tb	0.339	1.429	0.935	0.749	0.471	0.360	0.864	0.639	0.910	0.256
Dy	2.60	9.86	6.77	5.10	2.97	2.41	5.39	3.78	5.79	1.53
Ho	0.449	1.843	1.158	0.926	0.573	0.474	1.023	0.778	1.117	0.334
Er	1.22	5.35	3.16	2.93	1.66	1.66	3.02	2.35	3.21	1.00
Tm	0.188	0.735	0.497	0.349	0.245	0.218	0.398	0.298	0.410	0.121
Yb	1.40	4.57	3.08	2.65	1.72	1.42	2.74	2.07	2.56	0.83
Lu	0.220	0.662	0.449	0.376	0.278	0.212	0.408	0.274	0.418	0.137
Hf	1.24	2.30	1.78	5.02	4.01	3.16	4.89	4.04	3.94	1.31
Ta	0.75	1.15	–	–	0.19	0.31	1.07	0.85	–	1.13
Th	3.9	12.5	8.9	17.3	11.5	10.6	7.4	8.5	4.0	4.2
U	2.5	3.6	7.7	3.0	2.9	3.6	1.8	1.7	0.8	5.1

Примечание. 1–3 – породы гранит-лейкогранитной ассоциации: 1 – гранат-биотитовый гранит, 2–3 – гранат-двуслюдяные лейкограниты; 4–8 – породы гранодиорит-гранитной ассоциации: 4–6 – равномерно-зернистые гранитоиды центральной части массива (4 – биотит-амфиболовый меланократовый гранит, 5–6 – биотитовые меланократовые граниты (6 – из приконтактной зоны, вблизи останца кровли, сложенного амфиболитами)); 7–8 – порфировидные гранитоиды восточной части массива (7 – биотитовый гранодиорит, 8 – биотитовый гранит); 9–10 – породы жильной серии (9 – пироксен-амфибол-биотитовый диорит, 10 – биотитовый меланократовый гранит). Авторство проб см. в прим. к табл. 1. Прочерк – содержания элемента ниже предела обнаружения.

менными, а в спектрах распределения РЗЭ увеличивается глубина европиевого минимума.

Равномернозернистые биотитовые (± амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа [37]. Однако содержания Sr и Ba, а также суммарные концентрации РЗЭ в меланократовых гранитах превышают уровень, типичный для высокоглиноземистых гранитоидов; в этом отношении они сходны с породами монцонитоидного ряда [14]. В наиболее кремнекислых породах (гранитах) эти отличия становятся менее заметными.

Меланократовые граниты и граниты (обр. В-1342, Т-43-о, Т-40, рис. 5Б) характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. С ростом кремнекислотности пород суммарные содержания РЗЭ в них понижаются (от 191 г/т в меланократовых гранитах до 65 г/т в гранитах). Одновременно наблюдается “выполаживание” спектров и уменьшение европиевого минимума: $((La/Yb)_N)$ в меланократовых гранитах составляет 10.5; в гранитах – 5.8; $(Eu/Eu^*)_N$ – 0.59 и 0.74 в меланогранитах и гранитах, соответственно). На спайдер-диаграммах для всех разновидностей пород наблюдаются минимумы по Ti, Ba и Nb.

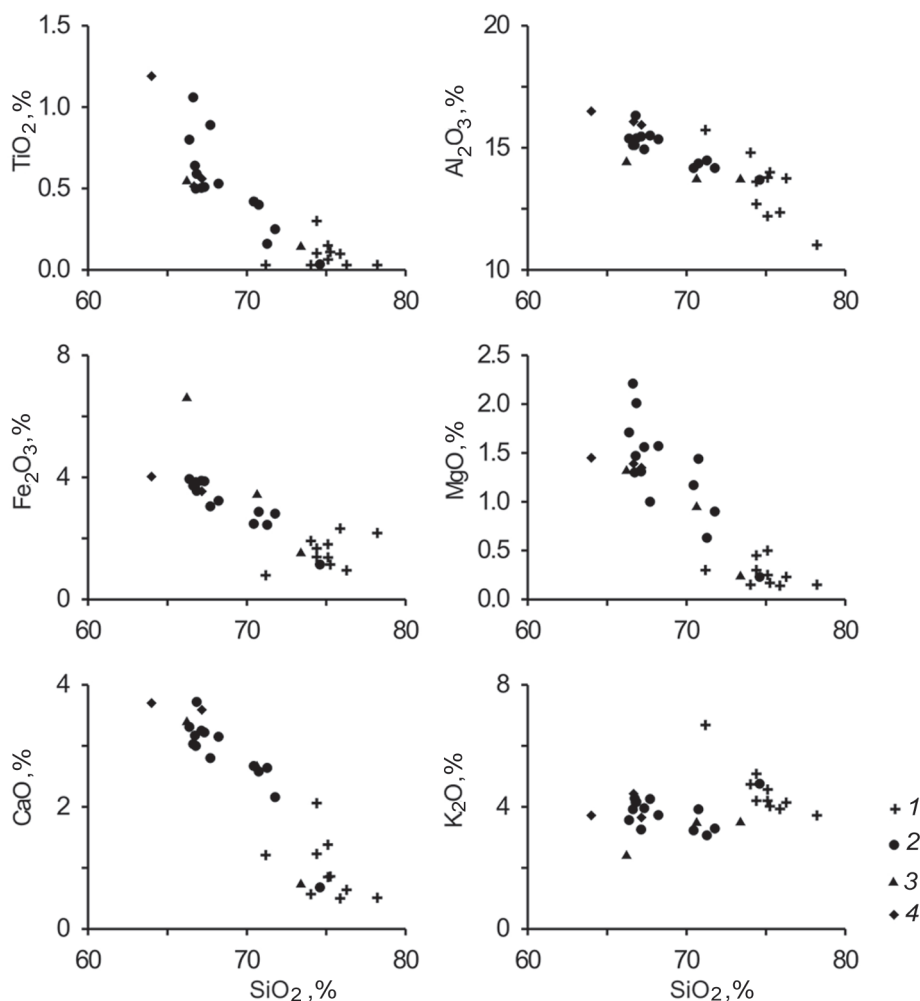


Рис. 4. Диаграммы Харкера для пород Успенского массива.

1 – гранат-биотитовые и гранат-двуслюдяные гранит-лейкограниты, 2 – равномернозернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты, 3 – порфириовидные биотитовые гранодиориты и граниты, 4 – породы постраничной жильной серии.

Незначительный минимум по Sr, фиксируемый в наименее кремнекислых породах, с ростом содержаний SiO_2 сменяется незначительным максимумом.

Порфириовидные гранодиориты (обр. T-72-1) и граниты (обр. T-72) (рис. 5В) отличаются от соответствующих равномернозернистых разновидностей (рис. 5Б) пониженными содержаниями Sr и Ba, пониженными концентрациями калия, РЗЭ (сопоставимыми с содержаниями в верхней континентальной коре [32]), Zr, Hf, Th и U, повышенными – Nb. В спектрах РЗЭ (рис. 5В) более отчетливо наблюдается минимум по европию, отрицательная аномалия по Nb выражена существенно слабее. Одновременно порфириовидные гранодиориты и граниты имеют пониженные (до 14.5–13.7 %) содержания глинозема и максимальные среди пород массива концентрации фосфора (табл. 1).

Тенденции изменения редкоземельного состава пород с повышением кремнекислотности также отличны от наблюдаемых в предыдущем случае. Понижение суммарных концентраций РЗЭ от гранодиоритов к гранитам менее значительно (с 109 до 91 г/т) и происходит, в основном, за счет лантаноидов иттриевой группы, что приводит к увеличению $(\text{La}/\text{Yb})_N$ с 5 до 5.8. Содержание Sr с ростом кремнекислотности пород падает, Ba – растет, а Rb – остается постоянными. Поведение Zr, Hf, Y сходно с наблюдаемым в равномернозернистых гранитоидах и комплементарно изменению содержаний тяжелых РЗЭ.

Для пород жильной серии типичны широкие вариации геохимических характеристик. Мелкозернистые диориты характеризуются минимальными среди пород массива содержаниями Rb, Ta, Th, U, макси-

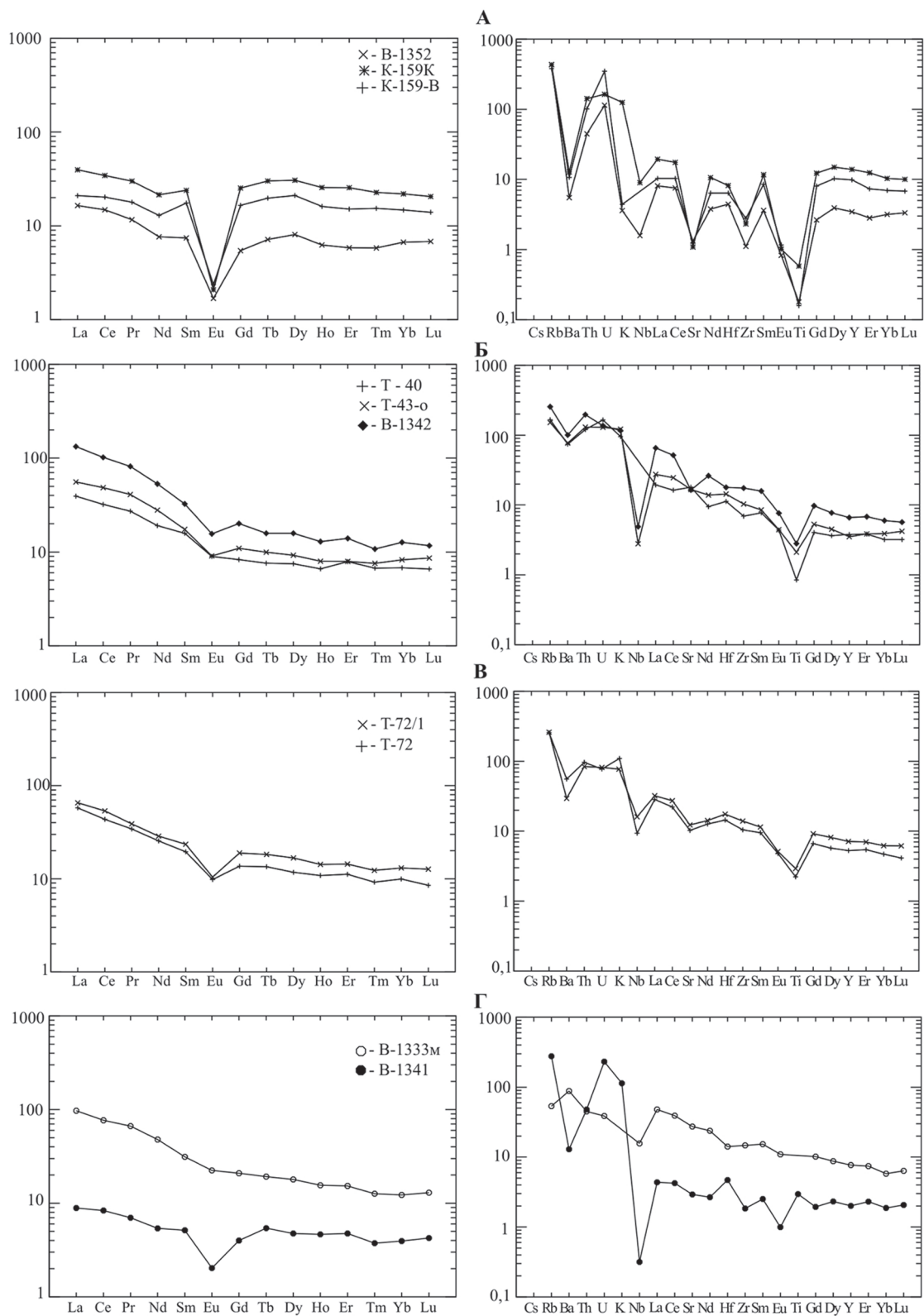


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Успенского массива.

А – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты, Б – равномернозернистые биотитовые (\pm амфибол) меланократовые граниты и граниты, В – порфириовидные биотитовые гранодиориты и граниты, Г – диориты и меланократовые граниты жильной серии. Спектры РЗЭ нормированы по хондриту [21], мультиэлементных диаграмм – по примитивной мантии [36].

мальными – Sr, Zr, Hf, Y, что вполне объясняется общей меланократовостью пород. Спектры РЗЭ асимметричные, без аномалии по европию (обр. В-1333м, рис. 5Г). Для гранодиоритов (обр. В-1341), напротив, характерны низкие содержания Sr, Ba, Zr и Nb, минимальные среди пород массива концентрации РЗЭ (суммарно – менее 20 г/т) и квазисимметричные спектры РЗЭ с европиевым минимумом. На спайдердиаграммах, в отличие от других пород массива, отсутствует минимум по Ti.

Многообразие тенденций поведения редких и редкоземельных элементов, наблюдаемое в гранитоидах, может свидетельствовать о том, что эволюция магматических расплавов, при кристаллизации которых были сформированы породы Успенского массива, происходила в разных Р-Т условиях. В то же время близость петрохимического состава пород обеих ассоциаций свидетельствует об образовании первичных магм преимущественно за счет близких по составу коровых субстратов (вероятнее всего метаморфических аналогов пересыщенных глиноземом осадков Самаркинской аккреционной призмы) [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что выделенная ранее [7, 8, 12, 17] первая интрузивная фаза Успенского массива, представленная различными фациями гранитоидов, сложена породами двух магматических ассоциаций, внедрившихся без существенного разрыва во времени в антидромной последовательности. Ранняя ассоциация (103.3±2.4 млн лет) объединяет гранатсодержащие биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, в состав более поздней (99±2 млн лет) входят биотитовые (±амфибол) равномернозернистые и порфирированные гранодиориты, меланограниты и граниты.

По особенностям минералогии, петрохимического и редкоэлементного состава породы обеих ассоциаций близки к гранитоидам S-типа, сформированным за счет частичного плавления пересыщенных глиноземом субстратов верхней континентальной коры. В то же время отдельные минералогические и геохимические признаки указывают, что незначительное влияние на состав гранитоидов оказывали глубинные расплавы повышенной щелочности, которые являлись источником энергии, обеспечившим прогрев и масштабное гранитообразование в верхней коре.

По существующим представлениям [5, 10 и др.], формирование Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса, связанного с формированием транс-

формной континентальной окраины, происходило в два этапа. К первому (средний альб) было приурочено становление многочисленных плутонов плюмазито-вых гранитоидов хунгарийской серии. Со вторым (поздний альб) этапом связывается формирование интрузий гранитоидов татибинской серии, представленных известково-щелочными метаглиноземистыми породами нормальной щелочности, а также субщелочными гранитоидами и монцонитоидами (в т.ч. рудоносными, продуктивными на Mo и W) корово-мантийного генезиса [4]. Приведенные в настоящей работе геохимические данные в совокупности с опубликованными ранее результатами изотопно-геохронологических исследований [16] показывают, что образование S-гранитов не ограничивалось ранней (аптской) стадией эволюции пояса: в позднем альбе и на границе с сеноманом, синхронно с внедрением известково-щелочных и субщелочных гранитоидов, формировались гранодиорит-гранит-лейкогранитные интрузии S-типа, имеющие типично коровую природу.

Совмещение в одном плутоне пород, близких по возрасту кристаллизации, но имеющих различные изотопные характеристики ($Sr_0 = 0.707$, $\epsilon Nd = -3.1$ для гранатовых лейкогранитов и $Sr_0 = 0.705$, $\epsilon Nd = -3.3$ для гранодиоритов [2]) указывает на неоднородность источников магмогенерации и, возможно, является следствием участия в формировании гранитоидных магм базитовых расплавов мантийного генезиса. На уровне становления массивов эти расплавы проявлены в виде постгранитных даек габброидиоритов (обр. В-1333м), имеющих геохимические характеристики, сходные с таковыми базальтов трансформных континентальных окраин [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуи Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 16, № 1. С. 11–20.
2. Валуи Г.А., Москаленко Е.Ю. Первые данные по изотопии Sm-Nd и Sr в мел-палеогеновых гранитоидах Приморья и некоторые вопросы их генезиса // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 3. С. 365–368.
3. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
4. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 337 с.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
6. Коренбаум С.А., Валуи Г.А. О геологическом положении и химическом составе шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихооке-

- анского пояса. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1970. С. 123–126.
7. Неволин П.Л., Уткин В.П., Коваленко С.П., Кутуб-Заде Т.К., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Успенского гранитоидного массива, контроль даек и проявлений рудной минерализации // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Изд-во ДВГИ ДВО РАН, 2001. Т. 1, В. 2. С. 74–89.
 8. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.П., Кутуб-Заде Т.К. Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73–87.
 9. Пономарева А.П. Приконтактовые явления и некоторые вопросы генезиса интрузивных гранитоидов // Труды ИГиГ СО РАН. Новосибирск: Наука, 1992. № 791. 272 с.
 10. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
 11. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С.1251–1265.
 12. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М: Наука, 1971. 144 с.
 13. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 142–167.
 14. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М: Наука, 1977. 280 с.
 15. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
 16. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664–668.
 17. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Труды ИГЭМ. 1957. Вып. 8. 282 с.
 18. Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications // J. Res. USA Geol. Survey. 1976. V. 4. P. 41–47.
 19. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicratic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
 20. Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B 4. P. 4791–4807.
 21. Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 22. Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // Pacific Geology. 1974. V. 8, N 2. P. 173–174.
 23. Condie K. Plate tectonics and crustal evolution. New York: Pergamon Press. Inc. 1989. 288 p.
 24. El Desouky M., Feely M, Mohr P. Diorite-granite magma mingling and mixing along the axis of the Galway Granite batholith, Ireland // J. Geol. Soc. 1996. V. 153. P. 361–374.
 25. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Pefrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 26. Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-Seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostandard Newsletter. 1993. V. 17. P. 81–97.
 27. Maniar P.D., Piccoli, P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
 28. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
 29. Middlemost E.A.K. Magmas and Magmatic Rocks. London: Longman Group L., 1985. 266 p.
 30. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
 31. Neves S.P., Vauchez A. Successive mixing and mingling of magmas // A Plutonic Complex of Northeast Brazil // Lithos. 1995. V. 34, N 4. P. 275–299.
 32. Panteeva S. V., Gladkochoub D. P., Donskaya T. V. et al. Determination of 24 Trace Elements in Felsic Rocks by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry after Lithium Metaborate Fusion // Spectrochim. Acta. P. B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. P. 341–350.
 33. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
 34. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 121–132.
 35. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, N 4V. P. 956–980.
 36. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
 37. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком