УДК 552:550.4

ГРАНИТОИДЫ КОНГИНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): СОСТАВ ПОРОД, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. А. Н. Глухов^{1,} *, А. Б. Котов², В. В. Прийменко¹, Е. Б. Сальникова², А. А. Иванова², Ю. В. Плоткина², А. М. Федосеенко²

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН (СВКНИИ ДВО РАН), ул. Портовая, д. 16, 685000 Магадан, Россия ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), наб. Макарова, д. 2, 199034 Санкт-Петербург, Россия *e-mail: gluhov 76@list.ru Поступила в редакцию 24.11.2021 г.

После доработки 16.02.2022 г. Принята к публикации 28.02.2022 г.

В нашем исследовании проведен анализ состава пород гранитоидов, распространенных в пределах Конгинской магматической зоны Омолонского срединного массива. Изученные известково-щелочные гранитоиды прорывают раннедокембрийский кристаллический фундамент и терригенно-карбонатные породы рифейско—палеозойского чехла. В соответствии с проведенным анализом мы выявили, что гранитоиды содержат умеренное количество кремнезема и щелочей при близких количествах калия и натрия, повышенное количество глинозема. Гранитоиды обогащены барием, элементами группы железа, большинством высокозарядных элементов и обеднены крупноионными литофильными элементами, редкоземельными элементами и иттрием. На дискриминантных диаграммах элементы располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг. По результатам U–Pb метода датирования возраст (ID-TIMS) циркона из гранитоидов составляет 86.4 \pm 0.3–86 \pm 1 млн лет. По возрасту, химическому составу и особенностям распределения редкоземельных элементов, изученные гранитоиды близки породам Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что позволяет считать Конгинскую зону его составной частью.

Ключевые слова: гранитоиды, химический состав пород гранитоидов, U–Pb датирование возраста, геодинамика, Конгинская магматическая зона, Омолонский массив, Охотско-Чукотский вулкано-генный пояс

DOI: 10.31857/S0016853X22020023

ВВЕДЕНИЕ

Омолонский срединный массив является кратонным террейном и представляет собой одну из наиболее интересных региональных тектонических структур Северо-Востока Азии. В строении Омолонского срединного массива выделяются архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, рифейско-мезозойские осадочные и вулканогенные комплексы чехла, меловые Олойский и Охотско-Чукотский окраинно-континентальные вулканогенные пояса. Изверженные ассоциации известково-щелочного состава сосредоточены в пределах зон тектоно-магматической активизации, пересекающих докембрийские, палеозойские и раннемезозойские структуры Омолонского массива [11, 16] (рис. 1). Зоны тектономагматической активизации представляют собой

линейные ареалы развития андезитов, дацитов и ассоциирующих с ними гранитоидов и габбро. Данные зоны тектонически разнородны, среди них есть как рифтогенные структуры (Омсукчанская, Хурчан-Оротуканская), так и фрагменты надсубдукционных магматических дуг (Олойско-Березовская) [5, 9, 10]. Дискордантность залегания смежных слоев по простиранию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и значительное удаление зон тектоно-магматической активизации от палеозоны субдукции (альб—кампан) связана с проявлениями региональной структурной дисгармонии [2, 14].

Мы провели исследование Конгинской магматической зоны, которая является одной из наиболее крупных из подобных структур. Формирование Конгинской магматической зоны свяГЛУХОВ и др.



Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока России (по данным [2], с изменениями и дополнениями). Показан (рамка) регион исследования.

Обозначено: Ом – Омолонский террейн; ЮАЗ – Южно-Анюйская сутурная зона. Обозначены зоны тектоно-магматической активизации: *Кн* – Конгинская, *ОБ* – Олойско-Березовская, *Ом* – Омсукчанская, *ХО* – Хурчан-Оротуканская.

1 – докембрийские кратоны и перикратонные террейны; 2 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 3 – триасовые и юрские турбидиты передовой зоны Верхоянского пояса; 4 – пермские и триасовые турбидиты пассивной окраины Чукотского блока; 5 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны; 6 – положение Южно-Анюской сутурной зоны; 7 – Охотско-Чукотский вуканогенный пояс (альб-кампан); 8 – Коряскско-Камчатские вулканогеные поясь аккрреционные офиолитовые комплексы

зывается с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом [6, 11, 12]. Однако это не подтверждено современными геохронологическими данными. В свете общих вопросов эволюции активных континентальных окраин и, в частности, корреляции вулкано-плутонических ассоциаций, расположенных в различных их частях, выявление взаимоотношений комплексов осевой части Охотско-Чукотского пояса и зон тектоно-магматической активизации является актуальным.

Целью нашей статьи являются изучение геодинамических обстановок формирования гранидоидов Конгинской зоны на основе геохимического и геохронологического анализа и определение положения Конгинской структуры магматической зоны в структуре Омолонского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Конгинская магматическая зона представляет собой линейную структуру протяженностью ~150 км и шириной 15—50 км, образованную сближенными вулкано-плутоническими структурами, среди которых ранее были выделены вулканические просадки (Ирбычанская и Верхнерусскинская) и интрузивно-купольные поднятия (Жаркинское, Базовское) (рис. 2). Они выполнены вулканогенно-осадочными и вулканогенны-



Рис. 2. Тектоническая схема Омолонского террейна.

1 – дорифейский кристаллический фундамент; 2 – рифейско-среднеюрские осадочные и вулканогенные комплексы;
3 – Охотско-Чукотский и Олойский меловые вулканогенные пояса;
4 – террейны складчатого обрамления;
5 – палеозойские,
6 – позднемезозойские;
7 – разломы;
8 – участки работ:
1 – "Захаренко",
2 – "Лабазный",
3 – "Седой",
4 – "Джелты",
5 – "Невенрекан",
6 – "Перекатный",
7 – "Туромча",
8 – "Альдигич",
9 – "Горный";

ми образованиями конгинской свиты (андезиты, дациты, риолиты), основанием которой служат разнообразные породы рифейско-палеозойского чехла и эффузивы Кедонского пояса [6, 12]. Возраст конгинской свиты обоснован находками позднеальбской и сеноманской флоры [12]. Характерны ассоциирующие с эффузивами многочисленные полого залегающие субвулканические тела (силлы и лакколиты). Петрохимический состав вулканитов характеризуется повышенной калиевой щелочностью [12]. Интрузии Конгинской зоны объединены в викторинский комплекс [12] и представлены, в большинстве своем, мелкими (площадь выходов до 10 км²) штоками простого (одно- двухфазного) строения, сложенными преимущественно порфировидными субщелочными породами умеренной кремнекислотности: монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами. Установлены редкие выходы габбро и гранитов. Кроме того, породы комплекса слагают относительно крупные (40-90 км²) интрузивные массивы (Ветвистый, Мрачный). Интрузии прорывают как домеловые комплексы, так и вулканиты конгинской свиты. Следует отметить, что ареал развития интрузий викторинского комплекса существенно шире границ собственно одноименной зоны и охватывает практически всю центральную и южную части Омолонского массива. Вулканиты и интрузии вмещают золото-серебряные, серебро-полиметаллические, и медно-молибден-порфировые рудопроявления [7].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав горных пород анализировался в лаборатории ООО "Стюарт Геокемикл Энд Эссей" (г. Москва, Россия). Содержания петрогенных окислов, а также редких и редкоземельных элементов определялись сплавлением с метаборатом лития с последующим растворением в смеси кислот и атомно-эмиссионной спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES). Пределы обнаружения для петрогенных окислов составили 0.01-100%, для REE, Th, U 0.01–0.05 г/т, W, Zr, Ba, Sr, Ta, Ce, Ga 0.1 г/т. Содержания редких элементов определялись окислительным разложением в четырех кислотах с последующим определением основных элементов методом атомно-эмиссионной спектрометрии. Пределы обнаружения для Cu, Ni, Co, Pb, Sc, Li 0.1-0.5 ppm, для Ag, Mo, Cd 0.01-0.05 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP_2, BM, СГД_1А, СТ_1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов. Обработка петро- и геохимических данных и построение классификационных диаграмм производилось посредством свободно распространяемого программного пакета GCDkit.

U–Pb геохронологические исследования цирконов (ID-TIMS) выполнялись в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Выделение циркона для U-Pb геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные кристаллы или их фрагменты подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и сильной одноосновной соляной кислоте-гидроксиде (HNO₃). После каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [19]. Изотопные анализы выполнялись на многоколлекторном массспектрометре "TRITON TI" в статическом режиме и также при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U-²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%, холостое загрязнение составило 5 пг Рb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программам PbDAT и ISOPLOT [20]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [25]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [26]. Все ошибки не превысили уровня 2σ .

СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Конгинской зоны были изучены нами в пределах четырех участков.

Участок "Седой"

Участок "Седой" расположен в пределах интрузивно-купольной структуры, ядро которой сложено гранитоидами позднепалеозойского булунского комплекса, а крылья терригенно-карбонатными породами ордовика, перми и триаса, перекрытыми кислыми игнимбритами кедонской серии позднего палеозоя [1] (рис. 3). Палеозойские толщи прорваны многочисленными мелкими (<0.5 км²) штоками гранодиорит-порфиров викторинского комплекса. Породы имеют аллотриоморфнозернистую с элементами гипидиоморфнозернистой структуру, состоят из зерен плагиоклаза № 18-20 размером 0.5-1.3 мм (50-55%), промежутки между которыми выполнены калиевым полевым шпатом (20-25%), кварцем (13-15%), биотитом (8-10%). Акцессорными минералами являются апатит и циркон.



Рис. 3. Схематические геологические карты участков работ. (а)–(г) – участки: 1 – "Захаренко", 2 – "Джелты", 3 – "Лабазный", 4 – "Седой". *1* – четвертичные отложения; 2 – осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи ордовика-триаса;

I - четвертичные опложения, 2 - осадочные, вулканотенно-осадочные и вулканотенные толщи ордовика-триаса, $<math>3 - архейские гнейсы; 4 - конгинский комплекс позднего мела: <math>a - субвулканические тела, \delta - дайки; 5-6 - гра$ нитоиды викторинского комплекса: 5 - монцодиориты, сиениты, диориты; 6 - граниты и гранодиориты; 7 - раз $ломы: <math>a - достоверно установленные, \delta - предполагаемые; 8 - пробы и их номера$

Участок "Захаренко"

На участке "Захаренко" образования викторинского интрузивного комплекса образуют шток площадью 3.5 км², который имеет двухфазное строение и сложен габбро-диоритами, диоритами, монцодиоритами, диоритовыми порфиритами (см. рис. 3). Интрузия прорывает туфы и игнимбриты риолитов кедонской серии среднего-позднего девона. Породы зеленовато-серой окраски, равномернозернистые, реже порфировидные,

среднезернистые, сложены плагиоклазом (50– 55%), пироксеном (30–35%), роговой обманкой, калиевым полевым шпатом, биотитом, оливином. По серициту из филлизитов, наложенных на монцодиориты участка "Захаренко" ранее нами была получена Ar–Ar оценка возраста 87.9 \pm \pm 1.3 млн лет [6].

Участок "Лабазный"

На участке "Лабазный" одноименный шток площадью ~3 км² прорывает туфы риодацитов кедонской серии и сложен кварцевыми диоритами, монцодиоритами, сиенитами (см. рис. 3). Породы хорошо раскристаллизованы, порфировидные, помимо плагиоклаза, калиевого полевого шпата и пироксена содержат значительные количества роговой обманки (до 15%) и биотита (до 5%). Акцессорными минералами являются апатит, магнетит, сфен, циркон.

Участок "Джелты"

На участке "Джелты" образования викторинского интрузивного комплексы представлены силлами диоритовых порфиритов, по химическому составу соответствующих кварцевым монцодиоритам (см. рис. 3).

По геохимическим особенностям гранитоиды всех четырех изученных участков Конгинской магматической зоны имеют близкий состав пород (табл. 1). Породы нормально и умеренно-щелочные, с К-Nа типом щелочности, высокоглиноземистые. По сравнению с кларком, они обогащены элементами группы железа – Fe, Cr, Ni, Co, Mn, а также Ba, Mo, As, W, Nb, Zr. Обеднение относительно кларка наблюдается для большинства крупноионных литофилов (за исключением Ba), Y и REE.

Для сопоставления изученных нами участков "Седой", "Захаренко", "Лабазный" и "Джелты" с Конгинской магматической зоной нами были изучены дополнительно еще пять участков Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Все изученные участки характеризуются развитием интрузий гранитоидов умеренно- и нормально щелочного состава, прорывающих вулканические комплексы раннего и позднего мела.

ДАННЫЕ U—РЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГРАНИТОИДОВ

Нами получены оценки возраста цирконов из пород викторинского комплекса, отобранных на двух участках — уч. "Захаренко" и уч. "Седой" (рис. 4, пробы 2 и 4).

Для идиоморфных кристаллов циркона из монцодиоритов участка "Захаренко" характерны призматический и длиннопризматический (до игольчатого) габитусы. Простые формы, участвующие в огранении, – призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111} (см. рис. 4, а (I–IV)). К_{удл} от 1.8 до 5.5. Кристаллы бесцветные, прозрачные и полупрозрачные. Циркон оптически однородный, не зональный. В большинстве зерен присутствуют минеральные и газово-жидкие включения. В режиме катодолюминесции в цирконе выявляется осцилляторная зональность (см. рис. 4, а (V–VIII)).

Для U–Pb геохронологических исследований использованы наиболее "чистые" игольчатые и длиннопризматические кристаллы циркона из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм. Точки изотопного состава этого циркона располагаются на конкордии или незначительно дискордантны (рис. 5, табл. 2, образцы № 1–3). Величина конкордантного возраста составляет 86.4 \pm 0.3 млн лет (СКВО = 0.79, вероятность = 0.37). Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, следовательно, значение его конкордантного возраста 86.4 \pm 0.3 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста образования монцодиоритов (см. рис. 5).

Из диоритовых порфиритов конгинского комплекса участка "Седой" выделен циркон, представленный субидиоморфными и идиоморфными кристаллами с вариациями габитуса – от короткопризматического до длиннопризматического с К_{удл} = 1.6–3.2. В огранении участвуют призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}, {211} (см. рис. 4, б (I–IV)). Поверхность граней гладкая, в большинстве случаев ребра четкие. Кристаллы прозрачные, светло-желтого цвета. Для внутреннего строения циркона характерно наличие тонкой осцилляторной зональности и большого количества минеральных включений. В отдельных кристаллах призматического облика идентифицируются реликты унаследованных ядер (см. рис. 4, б (V–VIII)).

Для U–Pb геохронологических исследований использовались микронавески идиоморфных и однородных зерен циркона, отобранного из размерных фракций 85–100 и >100 мкм (см. табл. 2, образцы № 4–9). Циркон двух навесок был подвергнут предварительной кислотной обработке с предшествующим высокотемпературным отжигом (экспозиция 2 часа, температура 220°С) (см. табл. 2, образцы № 5, № 9, см. рис. 4, б).

Изученные образцы циркона характеризуются незначительной возрастной дискордантностью или конкордантны (см. табл.2, см. рис.5, рис. 6). Величина конкордантного возраста (см. табл. 2, образец № 5) составляет 86 ± 1 млн лет (СКВО = 1.2,

IAUJINIJA I. CC	mpwdata		TO VIANO		זווואל ו מ נ	VERMON											
Химические	+		,		ų		t	c	c	¢,	Ŧ	¢,	ç	•	ų, F	, ,	ţ
элементы и окислы	-	7	'n	4	n	٥	`	×	ע	10	П	71	<u>د</u> ا	<u>4</u>	cı	10	1/
SiO_2	63.71	57.21	60.42	62.25	72.18	64.68	64.42	60.62	62.22	58.61	62.40	62.29	60.98	68.91	54.19	68.96	70.18
TiO_2	0.68	0.98	0.53	0.47	0.21	0.53	0.59	0.64	0.79	0.82	0.60	0.60	0.79	0.36	1.04	0.36	0.27
Al_2O_3	17.14	17.73	18.32	17.06	14.99	16.57	16.38	17.61	16.36	15.67	17.09	16.90	17.68	16.14	17.89	15.27	14.93
Fe_2O_3	6.51	8.38	6.33	7.02	3.04	5.42	5.51	6.56	6.32	7.03	6.35	6.71	5.80	3.99	9.58	4.03	3.12
Mn	0.09	0.16	0.15	0.12	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.14	0.15	0.10	0.13	0.14	0.08	0.05
MgO	2.07	3.16	1.83	1.87	0.44	1.54	2.05	2.20	3.44	5.97	2.18	2.21	2.29	0.80	4.37	1.03	0.67
CaO	4.37	6.72	6.45	5.15	1.31	3.53	3.28	3.70	4.68	6.58	5.43	5.28	5.36	3.64	8.06	2.77	2.13
Na_2O	3.19	3.54	3.78	2.82	3.38	4.19	4.10	5.95	4.36	3.73	3.30	3.32	4.22	3.04	3.29	3.90	3.74
K_2O	2.00	1.88	1.98	3.05	4.28	3.16	3.28	2.35	1.60	1.33	2.32	2.36	2.58	2.85	1.20	3.47	4.83
P_2O_5	0.24	0.24	0.20	0.19	0.08	0.26	0.28	0.25	0.11	0.16	0.18	0.17	0.20	0.13	0.23	0.12	0.08
Ag	0.14	0.12	0.01	0.07	0.07	0.15	0.03	0.11	0.12	0.05	0.06	0.10	0.10	0.17	0.13	0.03	0.05
As	5.0	4.5	4.5	7.3	5.6	12.2	3.4	6.3	6.9	5.7	9.6	10.4	5.2	9.0	8.6	6.5	9.4
Be	1.15	1.26	0.90	1.09	1.52	1.35	1.17	1.22	1.04	0.97	1.43	1.19	1.26	1.69	1.02	1.43	1.50
Bi	4.11	0.18	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.05	0.02	0.04	0.01	0.05	0.04
Cd	0.43	0.14	0.04	0.05	0.11	0.13	0.05	0.10	0.04	0.06	0.08	0.06	0.12	0.38	0.11	0.01	0.01
Co	13.9	16.8	7.7	18.0	2.6	8.5	7.9	13.0	20.4	27.3	12.8	13.3	12.9	4.7	24.6	5.6	3.9
Cu	65.1	81.7	14.0	42.7	9.5	13.9	4.1	26.9	25.7	35.2	24.3	24.9	23.0	10.2	30.3	9.6	10.9
Ge	0.10	0.17	0.03	0.03	0.08	0.18	0.12	0.09	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07	0.07	0.03	0.08	0.08
In	0.061	0.075	0.036	0.046	0.022	0.039	0.033	0.038	0.041	0.033	0.039	0.048	0.028	0.018	0.078	0.028	0.032
Li	4.2	3.6	2.0	8.9	3.6	15.9	18.5	48.6	17.6	13.2	16.4	15.3	18.5	43.2	18.5	23.0	11.0
Mg	1.11	1.80	0.88	0.91	0.23	0.86	1.14	1.21	1.83	3.57	1.10	1.13	1.19	0.37	2.51	0.57	0.37
Mn	643	1217	1116	827	637	857	784	841	752	827	983	1060	694	985	1029	527	429
Мо	5.05	3.26	2.76	9.89	3.64	4.58	1.23	1.60	3.61	3.30	1.91	3.20	3.49	5.06	2.31	3.78	3.95
Ż	12.4	11.7	13.0	24.6	13.4	15.6	5.1	11.3	107.5	165.0	11.8	16.2	17.9	23.7	18.1	14.2	18.7
Pb	11.3	8.9	5.0	6.5	13.1	10.6	19.0	8.2	7.5	7.2	10.1	14.0	9.4	28.8	6.4	10.4	13.5
\mathbf{Sb}	0.25	0.12	0.10	0.17	0.44	0.49	0.24	0.80	0.18	0.20	0.51	0.51	0.20	0.85	0.49	0.25	1.33
Sc	11.7	19.6	5.0	7.7	2.7	8.1	9.2	6.5	11.9	14.7	13.5	13.3	9.1	3.1	20.0	7.0	4.8
IL	0.88	0.44	0.15	0.26	0.46	0.35	0.33	0.27	0.20	0.14	0.27	0.27	0.29	0.33	0.16	0.41	0.69



ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

ГРАНИТОИДЫ КОНГИНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

87

Химические	,				I	`		¢	0		;	ę	9	,	1	,	ļ
элементы и окислы	-	7	Ś	4	0	٥	<u> </u>	×	ע	10	П	12	13	4	cl	10	1/
Zn	83	92	60	52	53	73	78	91	67	71	75	83	65	87	97	44	29
Ba	847.1	701.1	906.8	945.3	1025.7	1598.2	1504.7	1116.9	295.1	257.7	804.8	832.9	766.7	806.8	523.5	735.2	1093.7
Ce	56.8	54.9	40.0	32.4	58.1	6.69	73.5	50.6	24.0	28.4	45.8	48.6	43.4	46.4	41.2	59.0	63.3
Cr	325	310	394	672	375	478	128	196	880	592	227	337	317	562	187	392	535
Cs	1.23	1.22	0.36	0.87	1.21	2.20	3.29	1.37	0.73	0.37	1.10	0.79	06.0	2.66	2.45	1.98	1.56
Dy	4.06	5.14	2.98	2.74	2.33	2.85	3.38	2.35	2.83	2.75	2.99	2.80	2.74	1.96	3.36	2.70	2.66
Er	2.49	2.80	1.80	1.73	1.54	1.35	1.60	1.13	1.39	1.56	1.73	1.88	1.55	1.04	1.93	1.83	1.73
Eu	1.23	1.46	1.09	0.99	0.57	1.31	1.42	1.23	1.02	1.07	1.02	1.05	1.13	0.86	1.34	0.81	0.71
Ga	19.5	18.2	20.2	19.0	14.4	20.8	21.1	19.4	17.2	18.7	18.2	18.8	20.6	18.7	19.9	16.8	15.7
Gd	5.16	5.66	3.14	2.92	2.78	3.86	4.14	3.66	2.98	3.22	3.31	2.82	3.25	2.40	4.17	3.03	2.81
Ηf	5.7	4.4	2.6	2.7	3.8	5.0	4.5	4.1	3.1	2.8	3.5	3.4	3.7	3.2	3.4	3.5	4.1
Но	0.85	1.04	0.62	0.56	0.49	0.53	0.57	0.46	0.51	0.59	0.60	0.58	0.53	0.37	0.88	0.54	0.55
La	26.9	27.1	20.0	16.1	31.7	35.3	37.6	24.0	11.0	12.8	24.3	22.3	22.4	27.4	16.9	30.5	34.2
Lu	0.37	0.43	0.26	0.29	0.31	0.20	0.24	0.14	0.20	0.22	0.26	0.26	0.21	0.19	0.26	0.29	0.28
Nb	9.3	8.8	5.3	5.4	8.7	8.7	8.6	7.8	2.4	3.1	6.3	7.0	8.9	9.8	5.7	8.9	9.3
Nd	27.9	30.6	18.4	15.9	20.7	30.3	30.1	22.3	13.0	15.9	19.4	18.3	17.5	17.2	20.8	22.6	21.9
Pr	6.67	6.96	4.69	3.97	6.04	7.74	8.05	5.77	3.07	3.63	5.13	4.78	4.88	4.95	5.12	6.35	6.52
Rb	62.5	44.8	33.3	52.0	67.8	50.4	60.8	37.5	35.3	23.3	43.3	43.7	53.6	50.6	21.6	81.3	95.2
Sm	5.94	6.07	3.82	3.40	3.35	5.09	5.54	4.14	2.97	3.33	3.63	3.59	3.71	2.82	4.60	4.22	3.54
Sr	555.2	670.1	786.9	690.4	131.4	868.5	534.3	787.5	326.5	549.2	447.9	447.7	599.8	314.9	586.7	345.6	333.3
Tb	0.70	0.89	0.50	0.40	0.35	0.56	0.59	0.45	0.42	0.48	0.43	0.47	0.51	0.33	0.56	0.45	0.42
Th	3.32	3.73	2.16	2.58	6.70	3.46	3.51	2.67	2.72	2.10	4.28	4.12	5.62	6.92	1.86	8.03	10.24
Tm	0.39	0.38	0.30	0.23	0.25	0.20	0.23	0.15	0.23	0.21	0.23	0.26	0.23	0.16	0.27	0.25	0.27
U	2.00	1.08	0.69	0.73	1.73	0.83	0.75	0.65	0.93	0.60	1.27	1.19	1.19	1.38	0.60	2.19	2.15
M	93	5	3	ю	ю	7	7	1	1	11	S	4	ю	Э	1	1	Э
Υ	22.0	23.6	16.9	15.8	14.0	12.5	16.0	9.8	13.0	15.0	15.7	15.6	14.3	10.8	17.2	15.3	15.7
Yb	2.28	2.51	1.90	1.67	1.83	1.12	1.47	1.00	1.34	1.35	1.65	1.77	1.55	1.20	1.81	1.83	1.82
Zr	213	160	112	127	133	169	159	138	130	114	135	136	141	126	128	149	151

ГЛУХОВ и др.

88

Таблица 1. Окончание



Рис. 4. Морфология циркона из гранитоидов Конгинской магматической зоны. (а)–(б) – участки работ: (а) – участок "Захаренко" (проба 2); (б) – участок "Седой" (проба 8).

вероятность = 0.26) и совпадает со средней величиной возраста (206 Pb/ 238 U) 86 ± 1 (СКВО = 5.4), рассчитанной для циркона из трех микронавесок фракции >100 мкм. Возраст, определяемый нижним пересечением дискордии, рассчитанной для всех точки изотопного состава проанализирован-

ного циркона, соответствует 82 ± 3 млн лет (верхнее пересечение отвечает возрасту 388 ± 80 млн лет, СКВО = 0.80).

Морфологические особенности циркона свидетельствуют о его магматическом генезисе. Таким образом, можно утверждать, что образование



Рис. 5. Комплексная диаграмма U–Pb датирования (TIMS) монцодиоритов участка "Захаренко" (проба № 2).

Таблица 2.	Результаты U-Р	b изотопных исследований	циркона
------------	----------------	--------------------------	---------

I	D			Изо	топные от	ношения			Bos	враст, млн	лет
Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характе- ристика циркона	U/Pb	206 Pb $/^{204}$ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/206Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
		Ма	нцоді	юриты викі	поринского	комплекса,	, участок З	ахарен	іко		
1	75—100, 36 з.	62.3	423	0.0484 ± 2	0.2805 ± 1	0.0898 ± 4	0.0135 ± 1	0.52	87 ± 0.3	86 ± 0.2	117 ± 9
2	100—150, 20 з.	55.0	233	0.0479 ± 1	0.2851 ± 1	0.0890 ± 4	0.0135 ± 1	0.51	86 ± 0.3	86 ± 0.2	94 ± 8
3	100—150, 10 з.	51.7	217	0.0478 ± 1	0.2836 ± 1	0.0888 ± 2	0.0135 ± 1	0.55	86 ± 0.2	86 ± 0.2	87 ± 5
				Диоритовь	не порфири	ты, участо	к Джелты				
4	>100, 15 з.	65.4	375	0.0482 ± 2	0.1903 ± 1	0.0892 ± 4	0.0134 ± 1	0.52	87 ± 0.3	86 ± 0.2	108 ± 8
5	>100, 8 з.	41.3	95	0.0481 ± 3	0.1743 ± 1	0.0902 ± 7	0.0136 ± 1	0.34	88 ± 0.7	87 ± 0.5	106 ± 17
6	85-100, BO,	61.5	418	0.0488 ± 1	0.1769 ± 1	0.0976 ± 4	0.0145 ± 1	0.54	94 ± 0.3	93 ± 0.3	137 ± 8
	кисл. обр. = 2.0										
7	>100, 25 з.	58.5	331	0.0483 ± 2	0.1887 ± 1	0.0936 ± 5	0.0141 ± 1	0.50	91 ± 0.3	90 ± 0.3	112 ± 10
8	>100, 13 з.	47.0	104	0.0480 ± 5	0.1974 ± 1	0.0893 ± 9	0.0135 ± 1	0.40	87 ± 0.4	86 ± 0.3	99 ± 23
9	>100, BO,	46.3	158	0.0493 ± 2	0.1561 ± 1	0.1080 ± 5	0.0159 ± 1	0.47	104 ± 0.4	102 ± 0.3	163 ± 11
	кисл. обр. = 2.0										

Примечание. * – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U-²⁰⁶Pb/²³⁸U; BO – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.



Рис. 6. Комплексная диаграмма U–Pb датирования (TIMS) монцодиоритов участка "Седой" (проба № 8).

расплавов, родоначальных для монцодиоритов, происходило 86 ± 1 млн лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая обстановка формирования Конгинской магматической зоны

Изученные породы Конгинской магматической зоны относятся к гранитоидам І-типа [23]. Они содержат умеренные количества кремнезема и щелочей при близких количествах калия и натрия, повышенное содержание — глинозема, обогащены элементами группы железа, бария и большинством высокозарядных элементов, обеднены крупноионными литофильными элементами, иттрием и редкоземельными элементами. Мы полагаем, что породы Конгинской магматической зоны относятся к типичным надсубдукционным образованиям вулканических поясов.

На дискриминантных диаграммах данные элементы располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 7).

Сопоставление гранитоидов викторинского комплекса Конгинской зоны и ранне-позднемелового гармандинского комплекса Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), приуроченных к Туромчинской вулкано-плуто-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2022

нической структуре его Пенжинского сегмента показывает их сходство [7, 15]. Имеющиеся К-Аг геохронологические данные для гармандинского комплекса находятся в большом интервале 83-66 млн лет [8]. Химические составы и особенности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) гранитоидов викторинского и гармандинского комплексов сходны. Расположение соответствующих им фигуративных точек на дискриминантных диаграммах также одинаковое (рис. 8). Тем не менее, гранитоиды викторинского комплекса отличаются несколько более высокими концентрациями высокозарядных элементов и отчетливой европиевой аномалией. По содержаниям несовместимых элементов породы следующих комплексов соответствуют двум геохимическим типам [13]:

 викторинский комплекс соответствует андезитовому и латитовому типу;

 – гармандинский комплекс соответствует андезитовому и известково-щелочному типу.

U–Pb оценки возраста цирконов из гранитоидов Конгинской зоны (86.4 ± 0.3–86 ± 1 млн лет) соответствуют периоду максимальной активности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (89–80 млн лет) для его перивулканической зоны. Данная зона окаймлена с тыловой (континен-



Рис. 7. Диаграмма TAS (а), по [22], и дискриминационные Rb/Y + Nb, Nb/Y, Rb/Ta + Yb диаграммы (б), по [24], для гранитоидов магматической Конгинской зоны и Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). 1–4 – участки Конгинской зоны: 1 – "Захаренко", 2 – "Лабазное", 3 – "Седое", 4 – "Джелты", 5–9 – Пенжинский сегмент ОЧВП – "Невенрекан", 6 – "Перекатное", 7 – "Горное", 8 – "Альдигич", 9 – "Туромча"



Рис. 8. Диаграммы редкоземельных элементов (РЗЭ) гранитоидов Конгинской магматической зоны и Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Нормирование по: (а) – хондриту, по [18], (б) – примитивной мантии, по [21].

тальной) стороны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса полосой шириной 100–200 км [14]. Данные оценки возраста согласуются с U–Pb (SIMS) определениями возраста гранитоидов, смежной с Конгинской Коркодоно-Наяханской магматической зоны, который составляет 86 \pm 1.3 млн лет [3]. По результатам геохронологических и геохимических исследований мы полагаем, что Конгинская магматическая зона является частью Пенжинского сегмента Охотско-Чукот-

ского вулканогенного пояса. Геохимические отличия гранитоидов Конгинской зоны от пород Туромчинской структуры такие, как повышенные щелочность, кремнекислотность и содержания крупноионных литофильных элементов, аномалия европия, — могут быть объяснены большим удалением от палеозоны субдукции и генерацией магм за счет плавления салического гнейсового фундамента Омолонского массива.

выводы

В результате проведенного анализа мы пришли к следующим выводам.

1. Перивулканическая зона является частью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), она развивалась одновременно с фронтальными его зонами, что позволяет более широко экстраполировать полученные нами результаты.

2. Мы выявили, что в поперечном сечении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отсутствуют значительные вариации условий и глубин генерации магм.

Благодарности. Авторы благодарят аналитиков ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) за выполнение U–Pb геохронологических исследований цирконов (ID-TIMS) и сотрудников ООО "Стюарт Геокемикл Энд Эссей" (г. Москва, Россия) за проведение анализа химического состава горных пород. Авторы благодарят анонимных рецензентов за комментарии, которые позволили улучшить статью и редакцию за подготовку статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. №. 2. С. 3–12.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковошелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249– 290.
- Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Кузнецов В.М., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфирового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-Восток России // Вестн. Северо-Восточн. НЦ ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.
- Акинин В.В., Глухов А.Н., Котов А.Б., Альшевский А.В., Прийменко В.В., Ползуненков Г.О. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии). – В кн.: Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещания. – М.: Геос, 2020. Т. 1. С. 175–177.

5. *Глухов А.Н.* Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 12–17.

- Глухов А.Н., Прийменко В.В., Фомина М.И., Акинин В.В. Металлогения Конгинской зоны Омолонского террейна (Северо-Восток Азии) // Вестн. Северо-Восточн. НЦ ДВО РАН. 2021. № 2. С. 3–16.
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. – Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
- Гундобин Г.М., Захаров М.Н., Смирнов В.Н., Кравцова Р.Г. Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации. В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 145–156.
- Кара Т.В., Лучицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Позднеюрско-раннемеловая вулкано-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные // Вестн. СПбГУ. Сер. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 3. С. 421–433. https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.303
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корелляция. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Кузнецов В.М. Разнопорядковые структуры тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 2–12.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 17–29.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. 280 с.
- 14. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. – М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – Под ред. Н.А. Шило – М.: Наука, 1986. 273 с.
- 16. Фадеев А.П., Розенблюм И.С., Сосунов Г.М., Кузнецов В.М. Зоны тектоно-магматической активизации мезозоид Северо-Востока СССР и их рудоносность. – В кн.: Металлогения и рудные формации зоны перехода континент-океан. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 142–150.
- 17. Шульц С.С., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 144 с.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Rare Earth Elements Geochemistry. – Ed.by P. Henderson, (Netherlands, Amsterdam, Elsevier, 1984), P. 63–114.

93

94

- 19. *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.00 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – (Berkeley Geochronology Center. Berkeley. 2003), 70 p.
- Donough W.F., Sun S. Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Middlemost E.A. Naming material in the magma/igneous rock system // Earth-Sci. Rev. 1994. Vol. 37. P. 215–224.
- Pitcher W.S. Granite Type and Tectonic Environment. In: Mountain Building Processes. – Ed. by K.J. Hsu, (Pap. Geol. Surv. Can. 1983), P. 19–40.
- 24. *Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P.956–983.
- 25. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by 2-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. No 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Granitoids of the Kongin Magmatic Zone of the Omolon Massif (Northeast of Russia): Rock Composition, Age and Geodynamic Setting

A. N. Glulkhov^{a, *}, A. B. Kotov^b, V. V. Priymenko^a, E. B. Sal'nikova^b, A. A. Ivanova^b, Yu. V. Plotkina^b, A. M. Fedoseenko^b

^aShilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far-East Branch of Russian Academy of Sciences, bld. 16 Portovaya Str., 685000 Magadan, Russia

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (IPGG RAS), bld.2 Makarova Emb., 199034 Saint-Petersburg, Russia *e-mail: gluhov76@list.ru

In our study, we analyzed the composition of granitoid rocks distributed within the Kongin igneous zone of the Omolon Sredinny massif. The studied calc-alkaline granitoids cut through the Early Precambrian crystalline basement and terrigenous-carbonate rocks of the Riphean–Paleozoic cover. In accordance with the analysis, we found that granitoids contain a moderate amount of silica and alkalis with similar amounts of potassium and sodium, and an increased amount of alumina. The granitoids are enriched in barium, elements of the iron group, most highly charged elements and depleted in large-ion lithophile elements, rare earth elements, and yttrium. In the obtained discriminant diagrams, the elements are located in the field of granitoids of volcanic arcs. According to the results of the U–Pb dating method (ID-TIMS), the age of zircon from granitoids is $86.4 \pm 0.3-86 \pm 1$ Ma. In terms of age, chemical composition, and distribution of rare earth elements, the studied granitoids are similar to the rocks of the Penzhinsky segment of the Okhotsk–Chukotka volcanogenic belt, and the Kongin zone is its constituent part.

Keywords: granitoids, chemical composition of granitoid rocks, U–Pb age dating, Early Precambrian crystalline basement, geodynamics, Kongin magmatic zone, Omolon massif, Okhotsk–Chukotka volcanogenic belt