

УДК: 550.93, 902.66, 550.4, 552.23, 552.3

И.Д. Соболев¹, А.Н. Шадрин², В.А. Расторгуев³, Д.А. Козырева⁴

РАННЕОСТРОВОДУЖНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА (РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ)⁵

В Щучьинской зоне Полярного Урала изучены гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ, отнесенные при геологической съемке к силурийскому хоймпэйскому комплексу, а также гранитоиды массивов Нганотский-1 и Нганотский-2, закартированные в качестве раннедевонского юньягинского комплекса. Выяснено, что по минеральному и химическому составу породы изученных массивов соответствуют островодужным гранитоидам I типа. Для цирконов из гранитоидов палеовулканов Речной, Яля-Пэ и массива Нганотский-1 получены U-Pb (SIMS) конкордантные датировки 456 ± 6 , 454 ± 4 и 463 ± 3 млн лет соответственно, что позволяет утверждать существование в Щучьинской зоне островной дуги со среднего–позднего ордовика. Установление возраста гранитоидов позволяет также отнести вмещающие вулканиты к сядайской свите и уточнить верхний стратиграфический предел ее формирования как средний–верхний ордовик.

Ключевые слова: Полярный Урал, гранитоиды, цирконы, U-Pb геохронология, островная дуга, магматизм, геохимия.

In the Schuchinskaya Zone of the Polar Urals granitoids of the Rechnoy and Yalya-Pe paleovolcanoes have been studied. They were mapped as Khoimpeysky Complex of Silurian age. In addition, granitoids of the Nganotsky-1 and Nganotsky-2 plutons mapped as Yunyaginsky Complex of Early Devonian age have been investigated. It was found that based on the mineral and chemical composition the rocks of all plutons studied correspond to island arc I-type granitoids. U-Pb (SIMS) concordant ages of zircons from granitoids of the Rechnoy and Yalya-Pe paleovolcanoes, and of the Nganotsky-1 pluton are 456 ± 6 , 454 ± 4 and 463 ± 3 Ma, respectively, which implies the existence of an island arc in the Schuchinskaya Zone as early as the Middle–Late Ordovician. Establishing the age of granitoids allows to refer volcanic rocks cut by plutons to Syadayskaya Formation, and to clarify the upper stratigraphic limit of its sedimentation as Middle–Upper Ordovician.

Key words: Polar Urals, granitoids, zircons, U-Pb geochronology, island arc, magmatism, geochemistry.

Введение. Щучьинская зона — самая северная часть палеозойской островодужной системы Урала (рис. 1, а). В строении Щучьинской зоны принимают участие породы офиолитовой ассоциации (гипербазитовые массивы Харчерузь, Сьумкеу, Пусьерка и Няропэ) и расположенные восточнее ранне-среднепалеозойские островодужные плутонические и осадочно-вулканогенные образования (рис. 1, б). Среди плутонических образований наиболее широко развиты габброиды, а гранитоиды имеют значительно меньшее распространение и локализованы в виде небольших штокообразных массивов площадью до 10–16 км². Островодужные габброиды и гранитоиды Щучьинской зоны относили к разным комплексам [Сирин и др.,

1962; Бевз, 1976; Старков, 1985; Охотников, 1985; Ремизов, 1998]. В настоящее время в соответствии с легендой к Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (2009) эти образования относятся к габброноритовому харапэйско-масловскому, габбро-плагиигранитовому хоймпэйскому, габбро-диорит-тоналитовому юньягинскому и гранодиоритовому юрмэнэкскому плутоническим комплексам.

Хоймпэйский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в 1976 г. при геологической съемке масштаба 1:50 000 (ГС-50). Его образования больше всего распространены на хребтах Хойм-Пэ и Харам-Пэ, а также по рекам Ябтояха и Сядэйяха и представлены двумя фазами. На долю первой

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, мл. науч. с.; Геологический институт РАН; ст. лаб.; e-mail: sobolev_id@mail.ru

² НАО СибНАЦ, начальник отдела; e-mail: shadrin_a_n@sibsac.ru

³ НАО СибНАЦ, вед. геолог; e-mail: Rastorguev_V@sibsac.ru

⁴ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, инженер; e-mail: kozdasha@mail.ru

⁵ Петрографические шлифы изготовлены и силикатный анализ пород выполнен за счет гранта РФФИ «Мой первый грант» (проект № 16-35-00552). Анализ микроэлементов сделан при финансовой поддержке Программы президиума РАН «Арктика» II.3П.

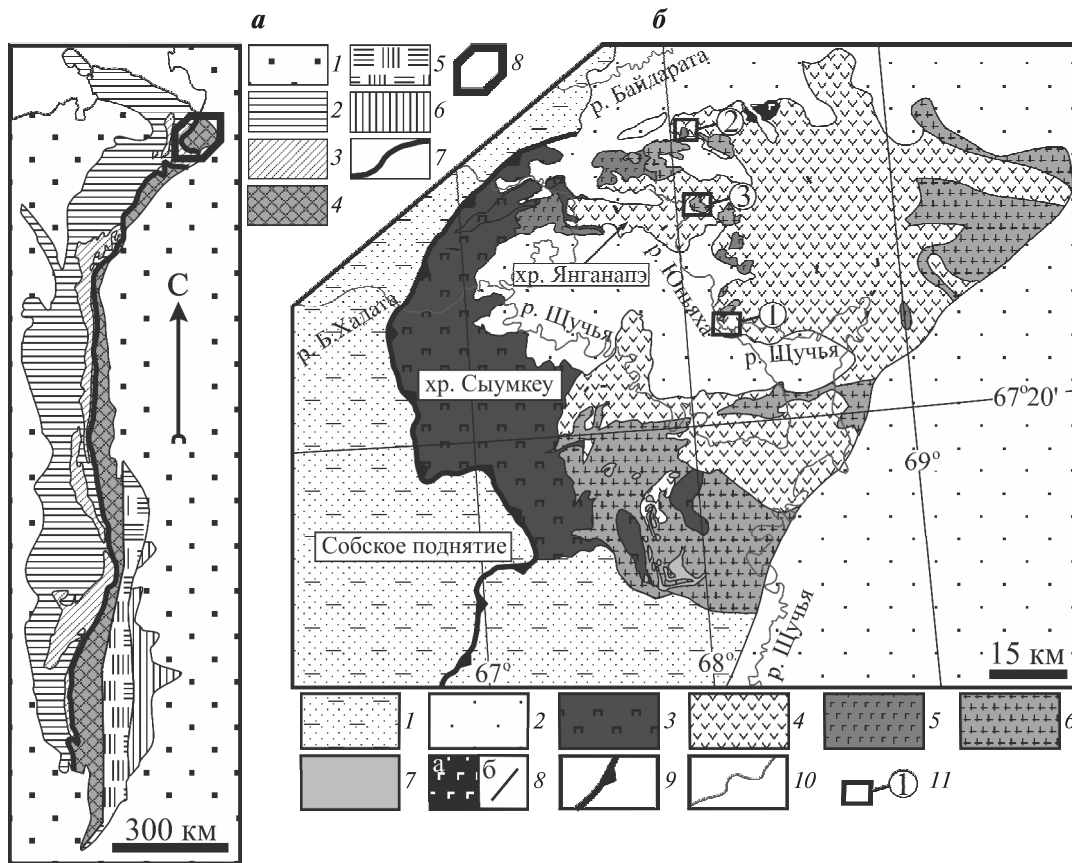


Рис. 1. Схемы тектонического районирования Урала (а) и Шучьинской зоны Полярного Урала (б):

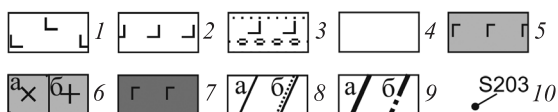
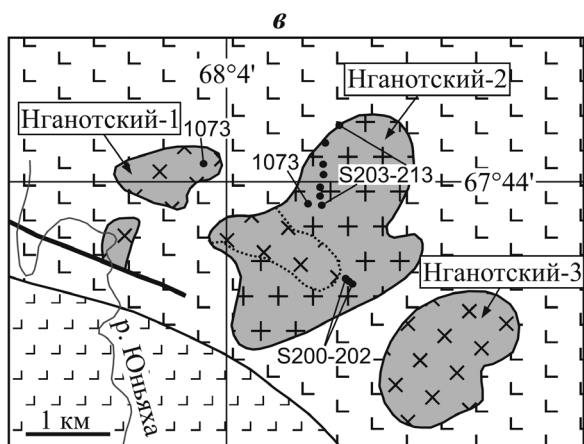
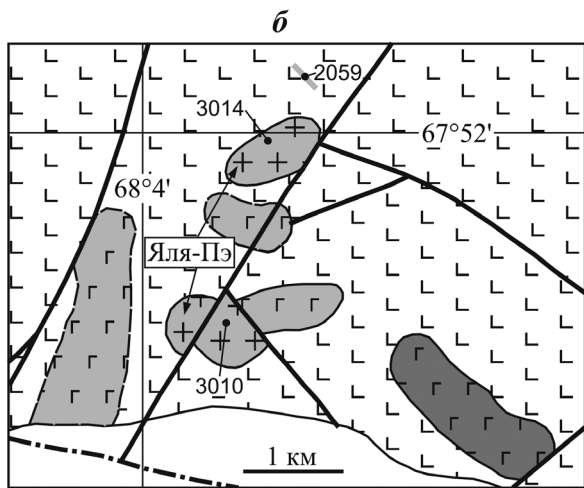
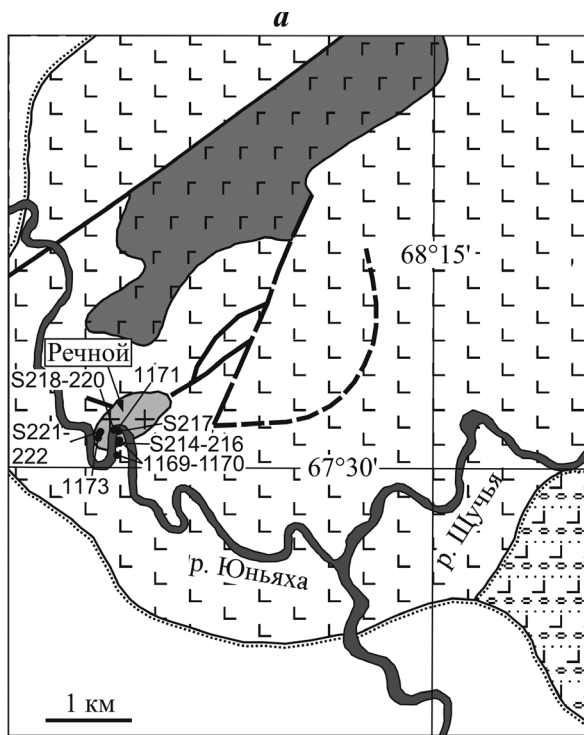
а — тектоническая схема Уральского складчатого пояса, по [Кузнецов и др., 2000]: 1 — мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2–3 — палеозойские и докембрийские комплексы Западного Урала: 2 — преимущественно осадочные комплексы палеозойского возраста, 3 — преимущественно позднедокембрийские метаморфизованные осадочные, вулканогенные и plutонические комплексы; 4–5 — палеозойские и докембрийские комплексы Восточного Урала: 4 — ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 5 — неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные, офиолитовые и гранитоидные комплексы докембрийского и палеозойского возраста; 6 — палеозойские и докембрийские комплексы Зауралья; 7 — Главный Уральский надвиг; 8 — контур тектонической схемы Шучьинской зоны Полярного Урала;

б — тектоническая схема Шучьинской зоны Полярного Урала (составлена по данным [Зылёва и др., 2014]): 1 — позднедокембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–8 — позднедокембрийско-палеозойские образования Шучьинской зоны: 3 — позднедокембрийско-раннепалеозойские гипербазиты Хадатинского массива, 4 — палеозойские осадочно-вулканогенные образования, 5 — раннепалеозойские габброиды и плагиогранитоиды хоймпэйского plutонического комплекса, 6 — ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды юньягинского plutонического комплекса, 7 — девонско-раннекаменноугольные гранитоиды юрмэнэского plutонического комплекса, 8 — позднепалеозойские габброиды наунпэйского гипабиссального комплекса (а — штоки, б — дайки); 9 — Главный Уральский надвиг; 10 — реки; 11 — исследуемые районы

фазы комплекса, представленной габброидами, приходится 98,5%, а на плагиогранитоиды второй фазы — лишь 1,5%. Интрузивы хоймпэйского комплекса прорывают островодужные вулканы верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свиты, нижнесилурийской янганапэйской толщи и предположительно раннесилурийские габброиды харампэйско-масловского комплекса. Они прорываются предположительно ранне-среднедевонскими интрузивами габбро-диорит-тоналитового юньягинского комплекса [Душин и др., 2009, Зылёва и др., 2014]. На основании геологических взаимоотношений возраст габброидов и гранитоидов хоймпэйского комплекса считался позднесилурийским. В результате К-Аг датирования пород хоймпэйского комплекса [Душин и

др., 2009] получен широкий диапазон возраста от кембрия до среднего девона (526–386 млн лет), причем преобладают силурийские датировки.

Юньягинский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в процессе геологической съемки (1969–1976). Согласно легенде к Полярно-уральской серии листов Госгеолкарты-200 (2009) юньягинский комплекс имеет трехфазное строение. Породы первой фазы представлены габбро и габбродиоритами, второй фазы — диоритами, плагиогранитами и гранитами, третьей фазы — гранитами. Образования юньягинского комплекса прорывают силурийские островодужные вулканы янганапэйской толщи и силурийские образования янганапэйского вулканического комплекса и в свою очередь прорываются раннекаменноуголь-



ными дайками долеритов наунпэйского комплекса. До недавнего времени имелись лишь немногочисленные К-Аг датировки гранитоидов юньягинского комплекса, полученные в работах [Старков, 1985; Андреичев, 2004], значения которых варьируют от 419 до 291 млн лет. Позднее получены Rb-Sr и U-Pb датировки, согласно которым Rb-Sr возраст гранитоидов Янганапэйского и Сибилейского массивов определен как раннедевонский — 398 ± 18 и 401 ± 9 млн лет соответственно [Андреичев, 2004; Андреичев, Ларионов, 2008], а U-Pb возраст цирконов из гранитоидов Янганапэйского массива получился ландоверийско-венлокским — 435 ± 5 млн лет.

Геологическая позиция гранитоидов и их минеральный состав. В центре и на севере Щучьинской зоны (рис. 1, б) нами изучены три штокообразных тела плагиогранитоидов, слагающих эродированные фрагменты палеовулканических кольцевых структур — Речной и Яля-Пэ (рис. 2, а, б), и два интрузива кварцевых диоритов и плагиогранитов (массивы Нганотский-1 и Нганотский-2) (рис. 2, в), которые отнесены В.Н. Вороновым при ГС-50 (1976) к силурийско-девонскому хоймпэйскому и средне-позднедевонскому юньягинскому комплексам соответственно. Д.Н. Ремизов [Ремизов, 2004] включает оба массива в состав раннедевонской янганапэйской вулканоплутонической андезитидной ассоциации.

Гранитоидный массив палеовулкана Речной расположен в центральной части Щучьинской структуры, в нижнем течении р. Юньяха (рис. 2, а). Он слагает плутоническую часть палеовулканической кольцевой структуры, прорывая островодужные вулканы, которые отнесены В.Н. Вороновым при ГС-50 к верхнесилурийской янганапэйской толще. Массив размером $1 \times 0,5$ км имеет неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложен лейкоплагиогранитами и плагиогранитами, между которыми отмечены постепенные переходы. Для пород характерна массивная текстура, средне-мелкозернистая гипидиоморфнозернистая структура в сочетании с микрографической. Породы состоят из плагиоклаза (55 об.%), кварца (40 об.%), калиевого полевого шпата (5 об.%) и

Рис. 2. Геологические схемы исследуемых районов по данным ГС-50 (1976), с авторскими изменениями: а — палеовулкан Речной; б — палеовулкан Яля-Пэ; в — гранитоидные массивы Нганотский-1, Нганотский-2, Нганотский-3: 1 — средне-верхнеордовикские вулканы сядайской свиты; 2 — средне-девонские осадочно-вулканогенные образования энзорской толщи; 3 — средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования тальбейской толщи; 4 — верхнетриасовые терригенные отложения; 5–6 — образования хоймпэйского плутонического комплекса: 5 — габброиды первой фазы, 6 — гранитоиды второй фазы (а — диориты, кварцевые диориты, тоналиты; б — плагиограниты и лейкоплагиограниты); 7 — габбродиориты первой фазы юньягинского комплекса; 8 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 9 — разломы (а — достоверные, б — достоверные, скрытые под вышележащими образованиями); 10 — точки наблюдения

хлоритизированного темноцветного минерала (до 1 об.%). В лейкоплагиогранитах встречаются небольшие (до 15×25 см) пегматоидные участки розовых средне-крупнозернистых лейкоплагиогранитов (обр. № S221). Краевые закалочные фации интрузивного тела сложены порфиroidными плагиоклазитами с тонкозернистой аплитовой кварц-плагиоклазовой основной массой. На контакте гранитоидов с вулканитами отмечена обильная прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита — медноколчеданное рудопроявление Речное.

Гранитоидные массивы палеовулкана Яля-Пэ расположены в северной части Щучьинской зоны на сопке Яля-Пэ (рис. 2, б). Они слабо вытянуты в субширотном направлении и имеют размеры в плане 0,7×1 и 0,5×1 км. По данным ГС-50 (1976) первый массив прорывает вулканиты сядайской свиты, а второй — сечет габброиды первой фазы хоймпэйского комплекса, вулканиты сядайской свиты и янганапэйской толщи. Вулканиты сядайской свиты на востоке от палеовулкана Яля-Пэ (по руч. Сядэйябтояха) на основании находок фауны ругоз, табулят и криноидей имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст [Зылёва и др., 2014]. В северо-западной части Щучьинской зоны К-Аг методом установлен венлокский возраст субвулканической фации сядайского вулканического комплекса [Душин и др., 2009]. Возраст вулканитов янганапэйской толщи в 8 км на юго-восток от палеовулкана Яля-Пэ фаунистически обоснован Е.Г Катасоновым и С.М. Андроновым (1969) как венлокско-лудловский.

В самом южном массиве кольцевой структуры Яля-Пэ плагиограниты в краевой части интрузива имеют порфиroidную структуру с тонкозернистой основной массой. Микровкрапленники размером 1,5–2,5 мм представлены плагиоклазом и кварцем. По мере удаления от контакта зернистость основной массы постепенно увеличивается, ее структура становится мелко-среднезернистой. В центральной части массива плагиограниты имеют массивную текстуру, порфиroidную мелко-среднезернистую диоритовую структуру. Породообразующие мине-

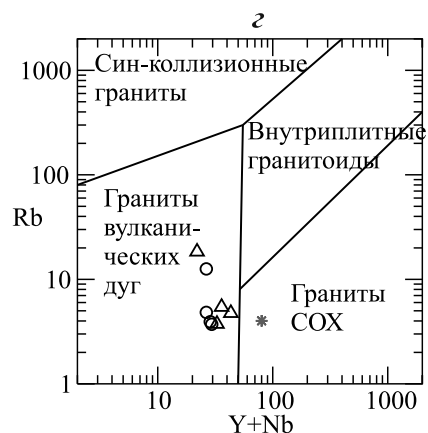
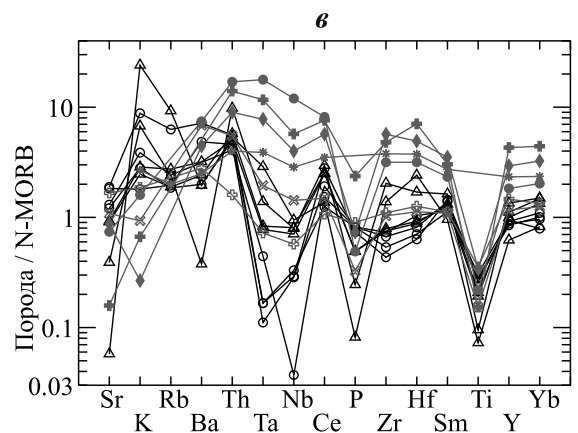
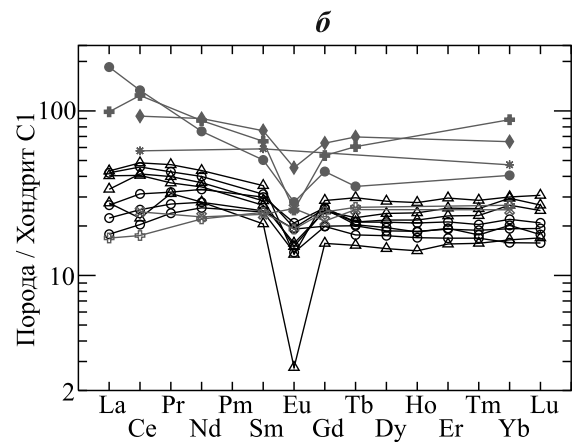
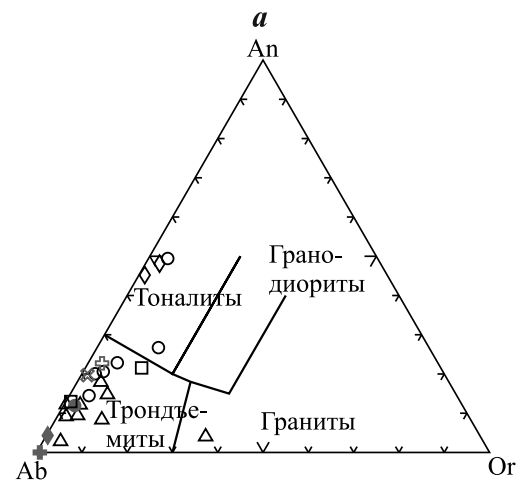


Рис. 3. Диаграммы для гранитоидов Щучьинской зоны Полярного Урала: а — классификационная диаграмма Ab–An–Or, по [Barker, 1979]; б — график распределения редкоземельных элементов, составы гранитоидов нормированы на хондрит C1, по [Sun, McDonough, 1989]; в — мультиэлементная диаграмма, составы гранитоидов нормированы на N-MORB, по [Pearce, 1982]; г — диаграмма для реконструкции геодинамических обстановок формирования гранитоидов Rb–(Y+Nb), по [Pearce et al., 1984].

1–4 — фигуративные точки составов гранитоидов Щучьинской зоны: 1 — палеовулкан Речной, 2 — палеовулкан Яля-Пэ, 3 — массив Нганотский-1, 4 — массив Нганотский-2. Для сравнения нанесены точки составов: модельных плагиогранитов Срединно-Океанического хребта (COX) (5), гранитоидов островной дуги Омана (6), а также офиолитовых гранитоидов блока Смартвилль (7), Срединно-Атлантического хребта (8), Тродоса (9) и Туссана (10), по [Pearce et al., 1984]. Химический состав гранитоидов Щучьинской зоны приведен в табл. 1, 2

- △ 1 □ 2 ◇ 3 ○ 4 * 5
- ⊕ 6 ◆ 7 ● 8 × 9 ⊕ 10

Таблица 1

Химический состав (масс. %) гранитоидов Щучинской зоны

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Гранитоиды палеовулкана Речной														
1169	Кварцевые диориты	58,40	0,81	16,17	5,22	—	0,10	2,39	7,56	7,68	0,06	0,27	1,40	100,05
1170		61,91	0,65	14,82	8,78	—	0,09	3,51	2,33	4,97	0,51	0,17	2,30	100,03
S221-А	Плагиограниты	70,22	0,50	11,08	3,44	2,17	0,11	3,49	1,25	3,32	0,54	0,07	3,82	100,00
S220		74,27	0,29	12,68	0,58	1,50	0,05	0,88	2,06	5,79	0,37	0,06	1,47	100,00
S218		75,74	0,24	12,79	0,53	1,23	0,04	1,03	1,20	5,63	0,43	0,06	1,09	100,00
S221		76,90	0,16	11,79	0,24	1,19	0,01	0,30	0,51	4,08	3,61	0,01	0,45	99,12
S219		77,01	0,20	11,74	0,60	1,31	0,04	0,84	1,13	5,74	0,19	0,04	1,15	100,00
1171		77,25	0,20	11,59	0,24	1,32	0,03	0,53	1,38	5,29	1,01	0,03	1,14	100,00
1172		78,55	0,15	11,76	0,96	—	0,02	0,15	0,96	6,48	0,41	0,00	0,60	100,04
Гранитоиды палеовулкана Яля-Пэ														
2059	Тоналиты	66,52	0,51	14,87	0,49	3,60	0,10	1,26	5,02	2,43	0,34	0,25	4,40	99,79
3010	Плагиограниты	69,59	0,25	13,32	0,54	2,45	0,09	0,44	4,42	4,40	1,26	0,19	3,34	100,29
3014		72,38	0,43	13,36	0,86	2,16	0,07	0,84	1,88	5,69	0,11	0,25	1,69	99,72
Гранитоиды массива Нганотский-1														
1072	Кварцевые диориты	60,22	0,67	14,38	3,26	5,62	0,08	2,95	6,67	2,88	0,28	0,25	2,95	100,21
Гранитоиды массива Нганотский-2														
1073	Тоналиты	67,23	0,41	13,26	2,91	2,16	0,08	1,34	6,12	2,97	0,11	0,30	3,03	99,92
S204	Плагиограниты	70,60	0,52	13,38	1,98	2,56	0,09	1,00	3,22	3,83	1,32	0,09	1,18	99,77
S201		71,64	0,55	13,27	1,79	2,34	0,08	1,14	2,60	4,22	0,58	0,10	1,42	99,72
S202		71,64	0,39	13,08	1,84	2,42	0,06	1,63	2,43	4,57	0,41	0,12	1,42	100,00
S200		72,08	0,32	12,05	1,18	1,87	0,07	2,08	3,17	4,70	0,27	0,10	2,12	100,00
S210		72,98	0,36	12,81	1,45	1,98	0,05	1,51	1,80	5,17	0,42	0,10	1,36	100,00

Примечания: химический состав определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного (РФА) анализа в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН; состав образца № S221 определен там же методом классического химического анализа; состав образцов № 2059, 3010, 3014, 1072, 1073 — методом РФА в Тюменской Центральной лаборатории; состав образцов № 1169, 1170, 1172 — методом РФА в лаборатории физических и химических методов исследования минерального вещества Института геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН.

ралы представлены плагиоклазом среднего состава (35 об.%), кварцем (30 об.%), роговой обманкой (30 об.%) и биотитом (5 об.%).

Массивы Нганотский-1 и Нганотский-2 расположены в северной части Щучинской зоны в верховьях р. Юньяха (рис. 2, в). Интрузивы в плане имеют субизометричную неправильную форму и размеры 1,3×0,8 и 2,5×3,3 км соответственно. Массив Нганотский-1 характеризуется зональным строением. В центральной части он сложен габбро и габбродиоритами, а в краевых частях — диоритами и кварцевыми диоритами. В составе массива Нганотский-2 выделяются диориты, тоналиты и плагиограниты, преобладают последние. Вмещающие вулканы янганапэйской толщи в районе г. Сибилепэ и по рекам Ензорьяха и Нганотаяха имеют лудловско-пржидольский возраст, установленный по многочисленным находкам фауны, собранной В.Н. Вороновым при ГС-50 в 1976 г.

Кварцевые диориты в краевой части массива Нганотский-1 имеют порфириформную структуру с тонкозернистой, гипидиоморфнозернистой основной массой. Они сложены (об.%) плагиоклазом (40), кварцем (40), роговой обманкой (20), биотитом (<1). Фенокристаллы представлены пла-

гиоклазом и роговой обманкой размером 1–3 мм. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза, роговой обманки, кварца и листочков биотита размером 0,3–0,8 мм. Плагиоклаз сильно сосюритизирован и эпидотизирован. Роговая обманка эпидотизирована и слабохлоритизирована. Биотит встречается редко, обычно в сростании с амфиболом, он часто замещен хлоритом или агрегатом хлорита и лейкоксена.

Плагиограниты массива Нганотский-2 характеризуются преимущественно порфириформной гипидиоморфнозернистой гранитовой структурой и массивной текстурой. Породообразующие минералы представлены (об.%) плагиоклазом (40–50), кварцем (30–40), калиевым полевым шпатом (5–15) и роговой обманкой (5–7). Среди порфириформных выделений (8–20 об.%) преобладают таблички серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза размером 2–6 мм, значительно реже встречаются призматические зерна роговой обманки размером 2–3 мм, часто замещенной хлоритом и эпидотом. Основная масса мелко-среднезернистая (размер зерен 0,5–2,0 мм), сложена субидиоморфными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза, а также ксеноморфными

Таблица 2

Микроэлементный состав гранитоидов Щучинской зоны

Компо- нент	Лейкоплагиограниты палеовулкана Речной				Плагиограниты массива Нганотский-2			
	S220	S218	S221	1171	S204	S201	S200	S210
Li	1,97	2,26	0,45	0,56	1,93	2,97	4,23	3,54
Sc	11,35	9,80	1,76	7,49	17,23	6,97	14,84	12,93
Ti	1869,10	1731,95	654,30	857,50	2544,75	2507,11	2333,72	2770,61
V	32,09	29,21	3,35	7,52	84,61	45,90	47,42	62,09
Cr	22,00	27,93	17,79	2,74	18,73	4,71	22,06	85,27
Mn	269,00	238,87	41,36	130,09	646,43	517,50	471,17	324,58
Co	1,81	2,37	0,43	1,17	7,00	3,70	6,57	4,59
Ni	1,69	1,96	2,39	1,30	1,50	2,06	4,68	4,48
Cu	3,49	0,22	5,22	3,67	3,17	7,63	170,84	—
Zn	33,19	23,59	1,99	8,58	31,78	40,08	24,83	12,08
Rb	3,77	5,48	18,52	4,79	12,57	4,83	3,93	3,71
Sr	109,20	111,12	6,91	46,76	226,97	156,71	219,70	145,24
Y	29,95	33,46	18,67	40,45	25,42	26,31	27,61	28,33
Zr	67,66	71,13	124,47	183,49	39,18	66,01	60,21	48,31
Nb	2,82	2,47	3,31	2,78	1,02	0,13	1,00	1,16
Mo	4,00	3,12	2,94	0,23	3,14	1,19	2,56	8,58
Ag	0,19	0,21	0,46	0,18	0,10	0,22	0,24	0,09
Cs	0,13	0,11	0,07	0,00	0,14	0,07	0,09	0,04
Ba	48,48	63,89	39,03	7,55	143,48	—	97,08	39,96
La	7,92	9,57	6,54	10,23	9,97	5,29	6,34	4,22
Ce	25,34	24,84	13,65	29,57	27,93	15,36	19,17	12,47
Pr	3,79	3,47	2,99	4,48	4,05	2,58	3,05	2,27
Nd	17,12	16,12	13,04	20,27	18,67	13,00	15,57	12,03
Sm	4,35	4,09	3,15	5,38	4,77	3,78	4,58	3,72
Eu	0,87	0,91	0,16	0,78	1,13	1,11	1,21	0,80
Gd	5,12	5,07	3,22	5,87	5,23	4,10	5,30	4,08
Tb	0,79	0,84	0,57	1,11	0,76	0,75	0,79	0,66
Dy	5,52	6,05	3,70	7,18	4,96	4,74	5,35	4,43
Ho	1,23	1,36	0,80	1,57	1,04	1,05	1,18	0,96
Er	3,81	4,25	2,57	4,89	3,20	3,16	3,50	2,79
Tm	0,59	0,65	0,40	0,73	0,45	0,48	0,52	0,43
Yb	4,55	5,01	2,80	5,10	3,43	3,27	3,73	2,69
Lu	0,63	0,68	0,43	0,78	0,45	0,49	0,53	0,40
Hf	2,12	2,21	5,80	4,07	1,52	2,49	1,95	1,69
Ta	0,15	0,14	0,52	0,25	0,03	0,08	0,02	0,03
Pb	3,30	2,17	0,25	—	2,18	6,74	2,63	1,58
Th	1,15	0,99	1,07	1,96	1,12	0,82	0,92	1,00

Примечание. Содержание элементов-примесей определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

выделениями кварца и калиевого полевого шпата. Взаимоотношение зерен полевых шпатов реакционное, с образованием мирмекитов. К зернам роговой обманки тяготеют кристаллы акцессорного магнетита размером 0,1–0,7 мм. В плагиогранит-порфирах краевых частей массива размер зерен основной массы уменьшается до 0,01–0,50 мм.

Химические особенности гранитоидов. Гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ имеют нормальную и пониженную щелочность и по петрохимической классификации относятся преимущественно к лейкоплагиогранитам и

плагиогранитам [Петрографический..., 2008]. По классификации Ф. Баркера [Barker, 1979] они определяются как трондьемиты, а пегматоидные различия — как граниты (рис. 3, а). Породы характеризуются натриевым типом щелочности. При содержании SiO₂ от 66,5 до 78,6 масс.% для них характерны следующие вариации состава (масс. %): TiO₂ 0,2–0,5; Al₂O₃ 11,1–14,9; Fe₂O₃зобщ. 1,0–5,9; MgO 0,2–3,5; CaO 0,5–4,4; Na₂O 2,4–6,5; K₂O 0,1–1,3 (табл. 1). В пегматоидных участках лейкоплагиогранитов содержание K₂O увеличивается до 3,6%. Эндоконтактовая часть массива Речной

сложена кварцевыми диоритами нормальной и повышенной щелочности (табл. 1).

Для лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной типично низкое суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) — от 54 до 98 г/т (табл. 2). Хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 1,74 \pm 2,33$) и выраженным дефицитом Eu (рис. 3, б). Для пород характерно слабое обогащение крупноионными литофильными элементами и наличие небольшого Ta-Nb минимума (рис. 3, в).

Гранитоиды массива Нганотский-1 и Нганотский-2 относятся к петрохимическим рядам пониженной и нормальной щелочности, характеризуются натриевым типом щелочности и классифицируются как кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты [Петрографический..., 2008]. По классификации Ф. Баркера [Barker, 1979] гранитоиды массива Нганотский-1 определяются как тоналиты, а массива Нганотский-2 — как трондьемиты и тоналиты (рис. 3, а). При содержании SiO_2 от 60,2 до 73,0 масс. % вариации петрогенных оксидов следующие (масс. %): TiO_2 0,3–0,7; Al_2O_3 12,1–14,4; $Fe_2O_{3(общ.)}$ 3,2–9,4; MgO 1,0–3,0; CaO 1,8–6,7; Na_2O 2,9–5,2; K_2O 0,1–1,3 (табл. 1).

Плагиограниты массива Нганотский-2 по характеру распределения элементов-примесей похожи на лейкоплагиограниты палеовулкана Речной (табл. 2). Они характеризуются низкой концентрацией РЗЭ (от 52 до 86 г/т), слабым обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 1,57 \pm 2,91$) и выраженным дефицитом европия (рис. 3, б). В плагиогранитах массива Нганотский-2, в отличие от лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной, заметно лучше проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия (рис. 3, в).

По генетической классификации Б. Чаппелла и А. Уайта [Whalen et al., 1987] все рассматриваемые гранитоиды можно отнести к гранитам I типа и лейкократовому подтипу гранитов I типа.

Таким образом, особенности минерального и химического составов рассматриваемых гранитоидов свидетельствуют о том, что они относятся к достаточно «примитивным» плагиогранитоидам, которые могли образоваться в геодинамической обстановке океанических хребтов или незрелых островных дуг. Поэтому для уточнения происхождения изучаемых плагиогранитоидов мы сравнили их микроэлементный состав с расчетным составом плагиогранитов Срединно-Океанического хребта (СОХ); с составами плагиогранитоидов из океанических хребтов, не связанных с процессами субдукции, — из «нормальных» офиолитов Тосканы и «аномальных» Срединно-Атлантического хребта ($45^\circ N$); с составами плагиогранитов из океанических хребтов, образование которых вызвано субдукцией, — из офиолитов блока Смартвилль, образовавшихся в задуговой обстановке, и надсуб-

дукционных офиолитов Тродоса, сформированных в преддуговой обстановке, а также с островодужными плагиогранитами Омана [Pearce et al., 1984]. Плагиогранитоиды Щучьинской зоны отличаются от большинства офиолитовых плагиогранитоидов тем, что обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Th) и обеднены высокозарядными элементами (РЗЭ, Ta, Nb, Zr, Hf, Y) (рис. 3, в). Они наиболее близки к трондьемитам из раннеостроводужных комплексов Омана и из надсубдукционных офиолитов Тродоса, образовавшихся в преддуговой обстановке. На диаграммах Дж.А. Пирса [Pearce et al., 1984], в частности на диаграмме Rb-(Y+Nb) (рис. 3, з), фигуративные точки составов изучаемых плагиогранитоидов находятся в поле гранитоидов вулканических дуг.

Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов. Выполнено U-Pb (SIMS) датирование цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. № S221) и плагиогранитов палеовулкана Яля-Пэ (обр. № 3010) второй фазы хоймпэйского комплекса. Кроме того, датированы цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. № 1072) первой фазы юньягинского комплекса. Пробоподготовка и измерения проводились на вторично-ионном масс-спектрометре «SHRIMP-II» в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, изложенной в работах [Ireland, 1995; Larionov et al., 2004].

Среди цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. № S221) выделяются два типа зерен. Первый тип представлен идиоморфными прозрачными светло-желтыми субизометричными или слабо удлиненными ($K_{удл} = 1 \div 2,5$) бипирамидальными кристаллами размером 70–120 мкм, которые в катодных лучах имеют яркое свечение и осцилляционную зональность (рис. 4, а). Внутри некоторых зерен встречаются овальные ядра со слабым свечением. Цирконы второго типа резко преобладают, они представлены субидиоморфными, иногда ксеноморфными зернами, часто с неровными краями, а также идиоморфными бипирамидально-призматическими кристаллами, изометричными и слабоудлиненными ($K_{удл} = 1 \div 2,5$), полупрозрачными, светло-коричневыми, размером 40–200 мкм. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, а) цирконы второго типа характеризуются очень слабым однородным свечением, в них содержится большое количество черных включений. В некоторых зернах видна лоскутная зональность, с элементами мозаичной, а в отдельных цирконах — осцилляционная (рис. 4, а).

Для 10 зерен циркона из обр. № S221 получен широкий диапазон $^{206}Pb/^{238}U$ -возраста — от 985 до 438 млн лет (табл. 3). Для 9 зерен (рис. 4, б) с возрастом от 478 до 438 млн лет рассчитан конкордантный возраст, который составил 456 ± 6 млн

лет (2σ , среднеквадратичное отклонение (СКВО) равно 0,33), отвечающий концу дарривилского века среднего ордовика–катийскому веку позднего ордовика. В этой группе зерен присутствуют цирконы обоих вышеописанных типов (рис. 4, а). Одно зерно с возрастом 985 ± 17 млн лет (1σ) в катодных лучах отличается, оно имеет умеренно яркое свечение и размытую осцилляционную зональность.

Цирконы из плагиигранитов массива Яля-Пэ (обр. № 3010) представлены идиоморфными прозрачными светло-желтыми короткими ($K_{удл} = 2 \div 2,5$) бипирамидально-призматическими кристаллами размером 60–125 мкм. Катодолюминесцентные изображения цирконов демонстрируют (рис. 4, в)

контрастную секториальную зональность в сочетании с осцилляционной, реже попадаются зерна только с осцилляционной зональностью. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. № 3010 дало разброс возраста от 479 до 108 млн лет (табл. 3). Для 9 зерен циркона (рис. 4, з), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст которых варьирует от 479 до 445 млн лет, конкордантный возраст составляет 454 ± 4 млн лет (2σ , СКВО=0,35), что соответствует границе сандбийского и катийского веков позднего ордовика. Эта группа цирконов характеризуется секториальной и секториально-осцилляционной зональностью на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, в). Одно зерно с тонкой осцилляционной зональностью имеет возраст 108 ± 1 млн лет (1σ).

Таблица 3

Результаты U-Th-Pb изотопного анализа зерен циркона из гранитоидов палеовулканов Речной (образец № S221), Яля-Пэ (образец № 3010) и массива Нганотский-1 (образец № 1072)

Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/г			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения, \pm % (1σ)					Rho	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$			D, %		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$							
S221_9.1	0,47	461	113	28,0	0,25	0,0543	$\pm 4,5$	0,527	$\pm 4,9$	0,0703	$\pm 1,9$	0,39	438	± 8	384	± 100	-12
S221_10.1	2,19	138	82	8,6	0,61	0,0596	$\pm 16,0$	0,580	$\pm 16,0$	0,0706	$\pm 2,4$	0,15	439	± 10	590	± 340	34
S221_5.1	1,54	1398	265	88,0	0,20	0,0597	$\pm 4,2$	0,593	$\pm 4,6$	0,0721	$\pm 1,8$	0,39	449	± 8	592	± 91	32
S221_2.1	0,56	808	125	51,1	0,16	0,0548	$\pm 3,8$	0,553	$\pm 4,3$	0,0732	$\pm 2,0$	0,46	455	± 9	404	± 85	-11
S221_1.1	0,57	713	144	45,3	0,21	0,0556	$\pm 3,5$	0,564	$\pm 3,9$	0,0735	$\pm 1,8$	0,46	457	± 8	437	± 78	-4
S221_6.1	0,14	881	185	56,2	0,22	0,0575	$\pm 2,5$	0,588	$\pm 3,1$	0,0742	$\pm 1,8$	0,58	461	± 8	511	± 55	11
S221_7.1	9,32	17	7	1,2	0,41	0,0800	$\pm 52,0$	0,830	$\pm 53,0$	0,0749	$\pm 6,4$	0,12	466	± 29	1200	± 1000	157
S221_4.1	1,92	121	66	8,1	0,56	0,0572	$\pm 17,0$	0,600	$\pm 17,0$	0,0765	$\pm 2,5$	0,15	475	± 11	498	± 370	5
S221_8.1	3,32	506	212	34,7	0,43	0,0603	$\pm 9,3$	0,641	$\pm 9,5$	0,0771	$\pm 1,9$	0,20	479	± 9	614	± 200	28
S221_3.1	0,41	250	86	35,7	0,36	0,0728	$\pm 4,9$	1,657	$\pm 5,2$	0,1651	$\pm 1,8$	0,35	985	± 17	1008	± 99	2
3010_8.1	0,40	449	236	6,6	0,54	0,0462	$\pm 5,7$	0,108	$\pm 5,7$	0,0169	$\pm 0,9$	0,16	108	± 1	8	± 132	-93
3010_6.1	0,81	108	78	6,7	0,75	0,0547	$\pm 8,2$	0,539	$\pm 8,3$	0,0714	$\pm 1,3$	0,16	445	± 6	400	± 174	-10
3010_7.1	0,74	116	101	7,2	0,90	0,0544	$\pm 7,2$	0,537	$\pm 7,3$	0,0716	$\pm 1,1$	0,15	446	± 5	388	± 154	-13
3010_6.2	0,64	110	91	6,8	0,85	0,0546	$\pm 6,6$	0,540	$\pm 6,7$	0,0717	$\pm 1,2$	0,18	447	± 5	396	± 141	-11
3010_5.1	0,76	72	28	4,6	0,40	0,0546	$\pm 7,7$	0,551	$\pm 7,8$	0,0732	$\pm 1,3$	0,17	455	± 6	396	± 164	-13
3010_1.1	0,47	79	33	5,0	0,44	0,0539	$\pm 5,8$	0,544	$\pm 6,0$	0,0733	$\pm 1,2$	0,20	456	± 5	367	± 126	-20
3010_4.1	0,43	87	49	5,5	0,58	0,0573	$\pm 5,1$	0,580	$\pm 5,2$	0,0733	$\pm 1,2$	0,22	456	± 5	503	± 108	10
3010_3.1	0,64	58	27	3,7	0,47	0,0566	$\pm 7,6$	0,577	$\pm 7,7$	0,0738	$\pm 1,4$	0,18	459	± 6	476	± 160	4
3010_2.1	1,44	139	90	9,1	0,67	0,0542	$\pm 12,0$	0,562	$\pm 12,0$	0,0752	$\pm 1,2$	0,10	467	± 5	379	± 250	-19
3010_9.1	7,89	41	17	2,9	0,43	0,0590	$\pm 37,0$	0,620	$\pm 37,0$	0,0771	$\pm 3,2$	0,09	479	± 15	567	± 650	18
1072_1.1	3,33	763	578	40,5	0,78	0,0570	$\pm 5,8$	0,470	$\pm 5,8$	0,0598	$\pm 0,6$	0,11	374	± 2	492	± 130	32
1072_1.2	3,86	745	874	40,8	1,21	0,0619	$\pm 6,3$	0,523	$\pm 6,3$	0,0613	$\pm 0,7$	0,12	383	± 3	670	± 130	75
1072_3.1	0,06	880	1147	51,4	1,35	0,0556	$\pm 1,4$	0,521	$\pm 1,5$	0,0679	$\pm 0,5$	0,35	424	± 2	437	± 30	3
1072_7.1	1,38	874	786	53,5	0,93	0,0551	$\pm 5,7$	0,533	$\pm 5,8$	0,0702	$\pm 0,7$	0,12	437	± 3	417	± 130	-5
1072_4.1	0,29	337	202	21,4	0,62	0,0574	$\pm 3,0$	0,581	$\pm 3,1$	0,0735	$\pm 0,8$	0,25	457	± 3	505	± 66	11
1072_2.1	0,22	381	288	24,1	0,78	0,0559	$\pm 2,5$	0,567	$\pm 2,6$	0,0735	$\pm 0,6$	0,23	457	± 3	450	± 56	-2
1072_8.1	0,29	584	260	37,4	0,46	0,0576	$\pm 3,0$	0,591	$\pm 3,1$	0,0743	$\pm 0,8$	0,25	462	± 3	516	± 65	12
1072_9.1	0,57	494	440	32,1	0,92	0,0575	$\pm 2,9$	0,595	$\pm 3,1$	0,0751	$\pm 0,9$	0,30	467	± 4	511	± 65	10
1072_5.1	0,92	513	797	33,4	1,61	0,0580	$\pm 4,8$	0,602	$\pm 4,9$	0,0752	$\pm 0,9$	0,18	468	± 4	531	± 110	14
1072_6.1	0,53	394	261	25,9	0,68	0,0559	$\pm 3,8$	0,585	$\pm 3,9$	0,0759	$\pm 0,7$	0,19	472	± 3	448	± 84	-5

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,57% (для образца № S221) и 0,35% (для образцов № 3010 и 1072); $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность: $D = 100 \cdot [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

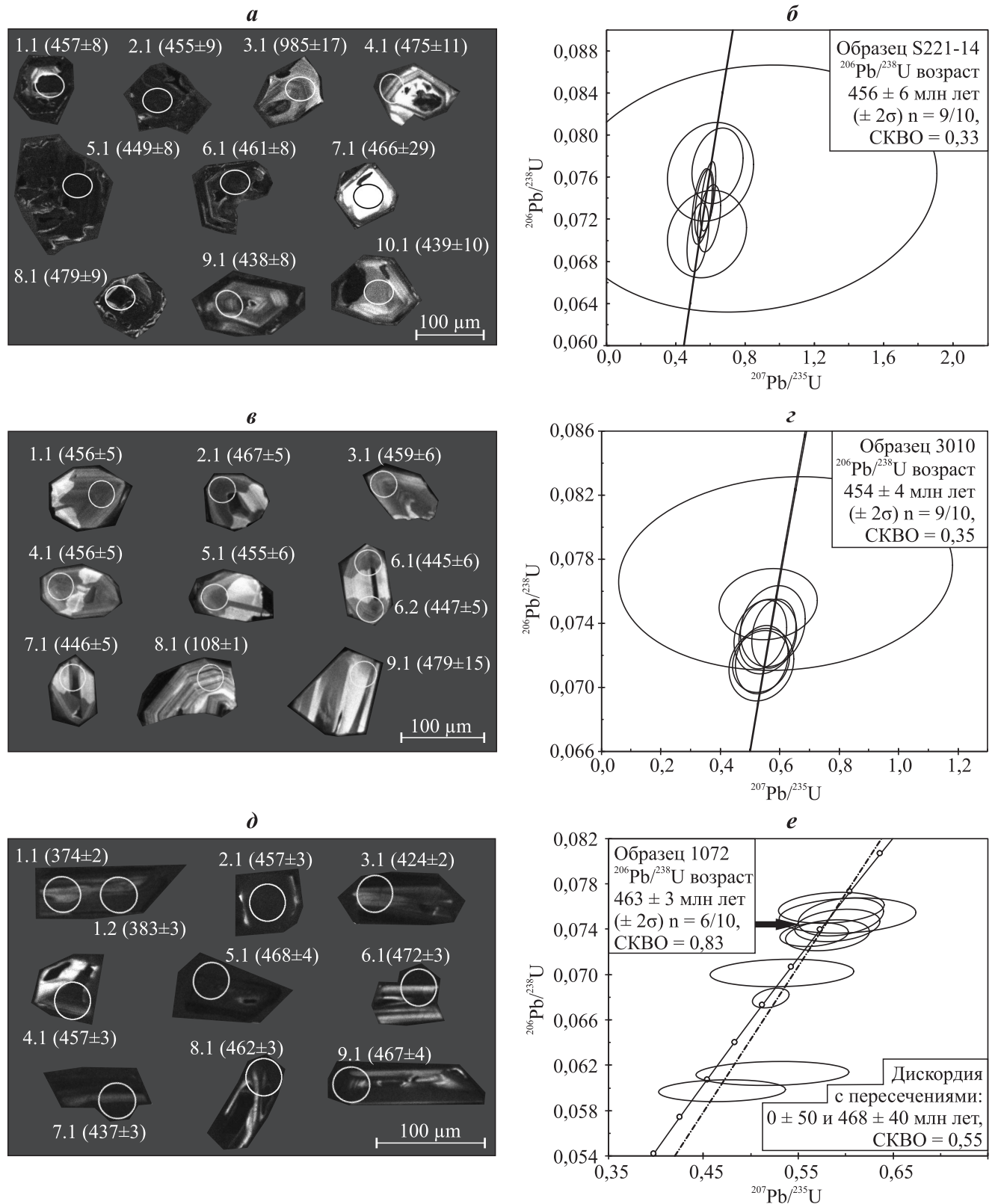


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен и их возрастом (млн лет) и диаграммы с конкордией для возраста цирконов из гранитоидов палеовулканов Речной (а, б), Яля-Пэ (в, з) и массива Нганотский-1 (д, е) соответственно. Эллипсы погрешностей на уровне 2σ, результаты U-Pb SIMS датирования приведены в табл. 3

Образование гранитоидов палеовулкана Яля-Пэ происходило 454±4 млн лет назад, на рубеже сандийского и катийского веков позднего ордовика. Молодое зерно альбского возраста образовалось либо в результате наложенных динамометамор-

фических процессов, интенсивно проявленных в гранитоидах массива Яляпэ, либо вследствие механического засорения при пробоподготовке.

Цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. № 1072) представлены про-

зрачными светло-желтыми, хорошо ограниченными бипирамидально-призматическими удлиненными ($K_{удл}=2\div 4$) кристаллами размером 50–130 мкм, с небольшими черными включениями рудного минерала. В катодных лучах (рис. 4, д) цирконы имеют слабое однородное темно-серое свечение, реже отмечаются зерна с более интенсивным свечением. В цирконах слабо проявлена осцилляционная зональность, местами затушеванная лоскутной зональностью. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. № 1072 дало широкий разброс значений — от 472 до 374 млн лет (табл. 3). По всем 10 точкам построена дискордия (рис. 4, е) с нижним пересечением 0 ± 50 млн лет и верхним пересечением 468 ± 40 млн лет (СКВО=0,55). Для наиболее дискордантных молодых цирконов с возрастом 374 ± 2 и 383 ± 3 млн лет характерна видимая на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, д) лоскутная зональность или же они не зональны. В остальных цирконах (дискордантность от -5 до 14) осцилляционная зональность плохо проявлена, иногда присутствуют элементы лоскутной зональности.

В области верхнего пересечения дискордии с конкордией 6 из 10 аналитических точек образуют группу с датировками, варьирующими от 472 до 457 млн лет (рис. 4, е). Для этой группы точек рассчитан конкордантный возраст, который составил 463 ± 3 млн лет (2σ , СКВО=0,83). Согласованность конкордантного возраста с возрастом верхнего пересечения дискордии с конкордией позволяет сделать вывод о том, что возраст 463 ± 3 млн лет с большой долей вероятности отвечает времени кристаллизации расплава — рубежу дарривилского и сандбийского веков среднего ордовика.

Отметим, что очень похожие изотопные датировки получены [Андреичев и др., 2012] для цирконов из роговообманковых гнейсовидных плагиогранитов, распространенных в поле офиолитовых метагабброидов малыкского комплекса, развитых на западе Щучинской структуры. U-Pb (SIMS) датирование позволило В.Л. Андреичеву

с соавторами рассчитать конкордантный возраст по 5 индивидуальным зернам циркона, который составил 451 ± 14 млн лет (2σ , СКВО=0,21).

Выводы. 1. Гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ, относимые к хоймпэйскому комплексу, сформировались в обстановке юной островной дуги, о чем свидетельствуют их пространственная ассоциация и секущие взаимоотношения с ранне-островодужными вулканитами, а также медноколчеданный состав руд палеовулкана Речной. Геохимические особенности изученных гранитоидов также характерны для пород, образовавшихся в надсубдукционных обстановках.

2. Интрузивы гранитоидов палеовулканов Речной и Яля-Пэ, а также массива Нганотский-1 сформировались на рубеже среднего и позднего ордовика (456 ± 6 , 454 ± 4 и 463 ± 3 млн лет соответственно), а не в позднем силуре и раннем—среднем девоне, как считалось раньше. В связи с этим целесообразно отнести все исследованные тела гранитоидов к хоймпэйскому комплексу, уточненный возраст которого отвечает среднему—позднему ордовику.

3. Изученные гранитоидные тела прорывают островодужные вулканиты, которые принято было относить к образованиям близких по составу верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свиты и силурийской янганэпэйской толщи. Полученные средне-позднеордовикские датировки для гранитоидов весьма надежно фиксируют верхний стратиграфический предел формирования вмещающих вулканитов как средне-верхнеордовикский, что близко к стратиграфическому уровню сядайской свиты.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ П.А. Львову и Е.Н. Лепехиной, выполнившим U-Pb датирование цирконов (проведено в рамках работ по ГМК-200, лист Q42-III); Я.В. Бычковой за анализ элементов-примесей (ICP-MS); С.Т. Неверову, Т.В. Кабановой и Н.П. Горбуновой, выполнившим определения петрогенных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. Rb-Sr- и U-Pb-данные о возрасте гранитоидного магматизма Щучинской островодужной системы Полярного Урала // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Мат-лы Всеросс. науч. конф. Тюмень — Новосибирск, 2008. С. 7–8.

Безз Е.И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала // Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 42–57 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР).

Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Сер. Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборова). Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

Зыльва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард). Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

Кузнецов Н.Б., Удорткина О.В., Андреичев В.Л. Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестн. ВГУ. Сер. Геол. 2000. № 3 (9). С. 15–19.

Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Ремизов Д.Н. Гранитоидный магматизм Щучинского района Полярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 110 с.

Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.

Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном–Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288 с.

Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

Barker F. Trondhjemites, dacites and related rocks. N.Y.: Elsevier, 1979.

Ireland T.R. Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geo-

chronology // Advances in analytical geochemistry. 1995. Vol. 2. P. 1–118.

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc. Mem. N 30. L., 2004. P. 69–74.

Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–249.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins Saunders // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-Type granites — geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. Vol. 95(4). P. 407–419.

Поступила в редакцию
06.10.2016