

В. К. КУЗЬМИН, М. В. НАУМОВ, Н. В. РОДИОНОВ,
В. Н. ЗЕЛЕПУГИН, Ю. Ю. ЮРЧЕНКО (ВСЕГЕИ)

Палеопротерозойские гранитоиды луктурского комплекса Юровского поднятия (Охотский массив, Северо-Восток России): состав, возраст и генезис по геохимическим, Nd-Sr изотопно-геохимическим и U-Pb геохронологическим данным

Луктурский гранитоидный комплекс, развитый в пределах Юровского поднятия, сложен преимущественно умереннощелочными лейкогранитами, гранитами и граносиенитами, с подчиненным проявлением нормальных и щелочных разновидностей этих пород, а также кварцевых сиенитов и монзонитов. Гранитоиды отличаются повышенной щелочностью, калиевым типом щелочности, обогащенностью редкоземельными элементами, но в целом характеризуются высокой вариативностью петрохимических параметров, не отвечающих каким-либо трендам дифференциации. Установлено сходство петрогеохимических, Nd-Sr изотопных и U-Pb геохронологических параметров гранитоидов луктурского и метавулканитов юровского комплексов. Гранитоиды луктурского комплекса возникли при внутрикоровом плавлении метаморфитов юровского комплекса при множественности протолитов. По параметрам Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем нижняя возрастная граница формирования кристаллических образований ЮРП оценивается в 2300 Мл. Время формирования луктурского комплекса определено U-Pb методом (SHRIMP II) по циркону 1975 ± 36 , 1969 ± 13 и 1964 ± 13 Мл. Совокупность изотопно-геохимических и геохронологических данных свидетельствует о формировании как луктурского гранитоидного, так и юровского метаморфического комплексов в палеопротерозое и позволяет выделить в пределах Охотского массива две разновозрастные провинции – палеоархейскую Кухтуйскую и палеопротерозойскую Юровскую.

Ключевые слова: Охотский массив, Юровское поднятие, палеопротерозой, гранитоиды, U-Pb-SHRIMP II, Nd-Sr изотопные системы.

V. K. KUZMIN, M. V. NAUMOV, N. V. RODIONOV,
V. N. ZELEPUGIN, YU. YU. YURCHENKO (VSEGEI)

Paleoproterozoic granitoids in the Luktur Complex, the Yurovsky Uplift (Okhotsk Massif North-East of Russia): composition, age and genesis according to geochemical, Nd-Sr isotope-geochemical and U-Pb geochronological data

The Luktur granitoid complex of the Yurovka terrane is mainly composed of sub-alkali leucogranite, granite, and granosyenite with a subordinate occurrence of normal and alkali feldspar granite, as well as quartz syenite and monzonite. Granitoids are characterized by elevated alkalinity, potassium type of alkalinity, enrichment in REE, but in general, their geochemical features vary in a wide range; no differentiation trends are marked. The similarity of geochemical, Nd-Sr isotopic and U-Pb geochronological parameters of granitoids of the Luktur Complex and metavolcanics of the Yurovka Complex was identified. The Luktur granitoids resulted from the anatectic melting of variable Yurovka metamorphic lithologies. According to the parameters of Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systems, the lower age limit of the formation of the crystalline basement of the Yurovka terrane is estimated to be 2300 Ma. The U-Pb (SHRIMP II) age based on zircon from the Luktur Complex was determined to be 1975 ± 36 , 1969 ± 13 and 1964 ± 13 Ma. The combination of isotope, geochemical and geochronological data suggest that both Luktur granitoids and Yurovka metavolcanics were formed in the Paleoproterozoic. Thus, two terranes of different ages can be distinguished within the Okhotsk massif – Paleoproterozoic Kukhtui terrane and Paleoproterozoic Yurovka terrane.

Keywords: Okhotsk Massif, Yurovka terrane, granitoids, Palaeoproterozoic, U-Pb dating, Nd-Sr isotope systems.

Для цитирования: Кузьмин В. К. Палеопротерозойские гранитоиды луктурского комплекса Юровского поднятия (Охотский массив, Северо-Восток России): состав, возраст и генезис по геохимическим, Nd-Sr изотопно-геохимическим и U-Pb геохронологическим данным / В. К. Кузьмин, М. В. Наумов, Н. В. Родионов, В. Н. Зелепугин, Ю. Ю. Юрченко // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 90. – С. 58–77. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_90_58-77

Введение. Анализ этапов раннедокембрийского гранитоидного магматизма служит одним из инструментов для выяснения времени формирования древней континентальной коры. Гранитоиды, образованные при внутрикоровом плавлении, являются главными маркерами коллизионного тектогенеза и отражают основные этапы эволюции континентальной коры. Для решения вопроса о возрасте древней континентальной коры максимально информативны методы изотопной геохимии в комплексе с прямыми геохронологическими исследованиями — как метаморфических образований, так и ассоциирующих с ними гранитоидов. В данной работе представлены новые данные по составу и возрасту гранитоидов южной части Охотского массива — наиболее древнего (палеоархейского) домена континентальной коры на территории северо-восточной Азии.

Охотский массив (ОХМ) представляет собой важнейший структурный элемент Азиатского сегмента Тихоокеанского подвижного пояса, расположенный на юго-западе Верхояно-Колымской складчатой области. Его традиционно рассматривают в качестве древнего фрагмента сиалической континентальной коры Северо-Востока России. Разобщенные выходы высокоградных кристаллических пород амфиболитовой и гранулитовой фации ОХМ, перекрытые с угловым несогласием рифейско-палеозойским слабодислоцированным терригенно-осадочным квазиplateформным чехлом, образуют ряд поднятий — Кухтуйское (КХП), Юровское (ЮРП), Верхнемайское (ВМП), — выступающих из-под полого залегающих мезозойских вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Полученные в 1960–1970-е гг. структурно-геологические и петрографические данные о сходстве геологических разрезов, характере структур и стилиа дислокаций, состава и степени метаморфизма пород дорифейского разреза позволили исследователям рассматривать все эти поднятия в качестве единого архейского фундамента ОХМ [3–5; 7; 16], но данные представления не получили корректного геохронологического обоснования. К-Аг датирование гнейсов и гранитов (более 20 проб) ЮРП показало широкий разброс значений — от 64 до 1030 млн лет — с незначительным максимумом в 700 млн лет [4; 8]. Рb-Рb датирование (ТИЭ) цирконов из гранитов и умереннощелочных лейкогранитов луктурского комплекса выявило значения возраста древнее 2000 ± 30 и 1920 ± 30 млн лет, а для цирконов из вмещающих биотит-роговообманковых плагиогнейсов и биотитовых мигматитов юровского комплекса были получены датировки древнее 1995 ± 30 и 1880 ± 30 млн лет [15]. Эти данные позволяют приблизительно оценить только верхнюю возрастную границу формирования гранитоидов и протолитов метаморфических пород Юровского поднятия. Для КХП возраст исходного субстрата для пяти проб основных кристаллосланцев составил 3700 ± 500 млн лет (Рb-Рb и Th-Рb изохронный метод [8]), по цирконам из двупироксеновых гранулитов получен возраст

древнее 3350 ± 50 млн лет, а для роговообманковых гранулитов — древнее 3040 ± 80 млн лет [15]. В начале 2000-х гг. в ЦИИ ВСЕГЕИ были получены U-Pb (SHRIMP II) геохронологические и Nd-Sr-изотопно-геохимические данные, свидетельствующие о палеоархейском времени становления метаморфических пород охотской серии и позволяющие рассматривать кристаллический фундамент КХП и ОХМ как ядро древнейшей палеоархейской провинции на территории Северо-Востока России [11–14]. Большинство исследователей поддерживали гипотезу о принадлежности высокоградных метаморфических образований КХП, ВМП и ЮРП к единой архейской охотской метаморфической серии [4; 6; 7; 15; 17; 18] и считали, что ЮРП, расположенное всего в 100–120 км к юго-западу от КХП, представляет собой продолжение последнего. Однако структурно-геологические, геохимические и геохронологические данные по ЮРП, подтверждающие эту гипотезу, весьма скудны и противоречивы, а исследования с использованием современных методов не проводились. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, для установления надежного геохронологического возраста гранитоидов луктурского комплекса нами были проведены геолого-структурные, петрографо-минералогические, геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования кристаллических образований фундамента ЮРП. Их результаты, а также данные предыдущих исследований [5; 6; 8–10; 13; 15], положены в основу настоящей статьи.

Геологическое строение Юровского поднятия. Юровское поднятие находится в междуречье Урак — Юровка — Американ в центральной части Охотского массива среди вулканитов Охотско-Чукотского пояса. По периферии ЮРП ограничено разломами, имеет в плане угловатую форму (60×45 км), по длинной оси ориентировано в северо-западном направлении и представляет собой сложно построенную структуру, состоящую из системы тектонических микроблоков, вытянутых преимущественно в северо-западном и субширотном направлениях (рис. 1). ЮРП расположено в зоне пересечения меридионального Охотско-Сахалинского и широтного Магаданского линеаментов [16], что обусловило не только обилие разноориентированных разрывных нарушений, но и широкое распространение наложенных процессов дислокационного метаморфизма, гидротермально-метасоматических изменений, диафореза. В сводном разрезе поднятия выделяются три структурных этажа, разделенных крупными перерывами и угловыми несогласиями. Верхний этаж находится в периферийной части ЮРП и сложен субгоризонтально залегающими меловыми эффузивами Ульяновского прогиба, мощность которых достигает 0,5 км. Образования рифейско-раннемезозойского этажа расположены в центральной части ЮРП и представлены слабдеформированными

неметаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами мощностью до 5 км, которые с угловым несогласием перекрывают более древние образования. Нижний дорифейский структурный этаж (кристаллический фундамент) выходит на поверхность в виде небольших (до 3,0 км²) разобщенных тектонических блоков различной конфигурации, где в тесной парагенетической связи с метаморфическими образованиями юровского комплекса развиты мелкие (в плане 0,3–2,5 км²) согласные и секущие тела и жилы (мощностью 0,2–2,0 м) разнообразных по составу и тек-

стурным особенностям гранитоидов луктурского комплекса. Широко распространены умеренно-щелочные лейкограниты и граниты, граносиениты, реже отмечаются граниты, лейкограниты, щелочные лейкограниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, монцониты; разности среднего состава отмечаются лишь в юго-восточной части поднятия (Левотолмотский и Чильчиликанский микроблоки). Часто массивные граниты интенсивно деформированы и превращены в катаклазиты и милониты. Форма гранитоидных массивов зависит от направления разрывных нарушений

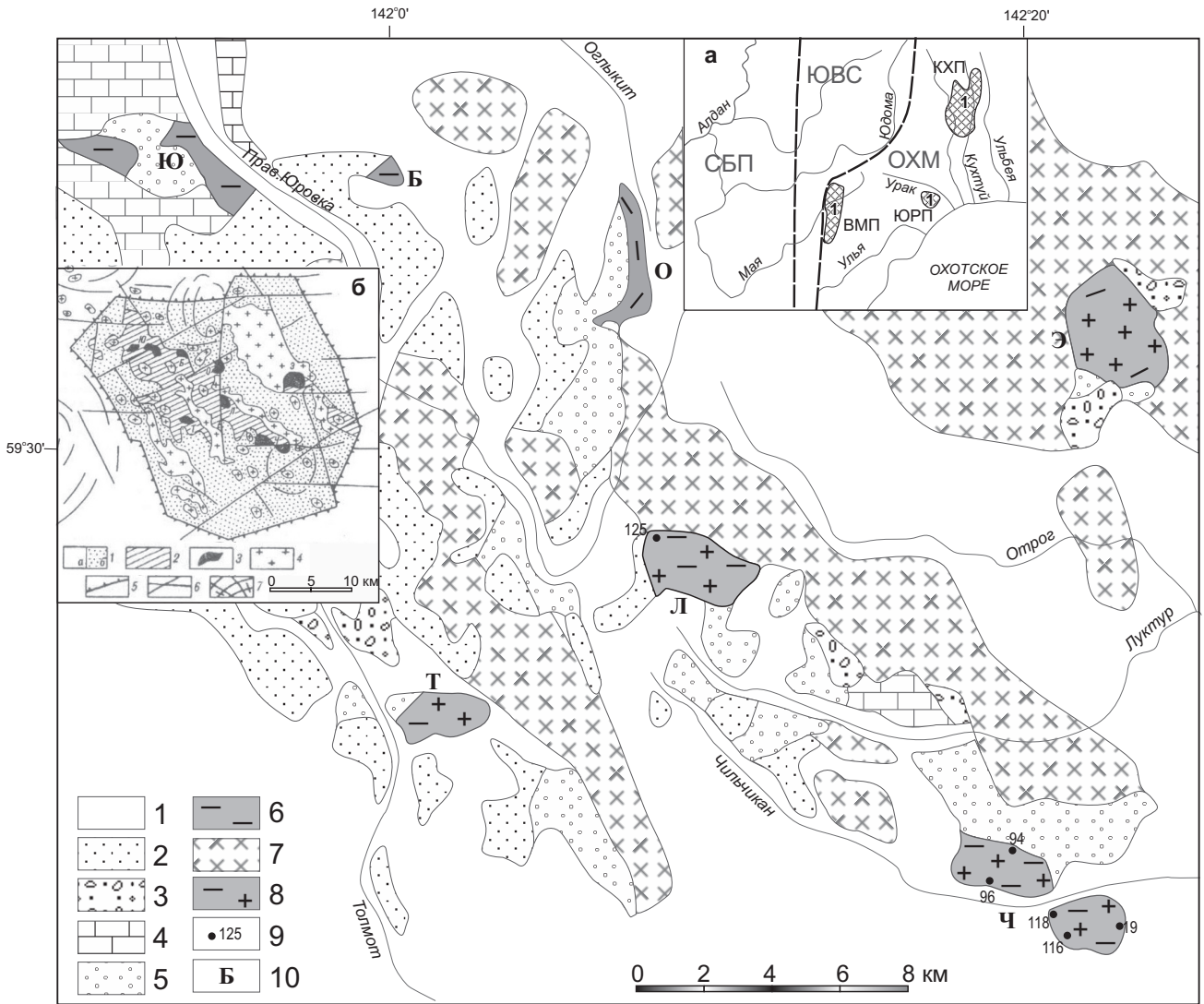


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Юровского поднятия

1 – K₁₋₂: риолиты, дациты, андезиты, базальты и их туфы; 2 – T_{3п}: норийский ярус – песчаники, алевролиты; 3 – C₂₋₃ – R₁ гадекчанская свита: конгломераты, песчаники, углистые сланцы; 4 – O₁-D₃: известняки, доломиты, мергели; 5 – R: кварциты, глинисто-серицитовые сланцы, известняки; 6 – PR₁: гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, кальцифиры юровского комплекса; 7 – K₂: граниты, гранодиориты и диориты; 8 – PR₁: гранитоиды луктурского комплекса; 9 – Точки отбора геохронологических проб; 10 – тектонические блоки кристаллического фундамента: Ю – Юровский, Б – Безьянный, Т – Левотолмотский, О – Оглькитский, Л – Луктурский, Ч – Чильчиликанский, Э – Эффузивный. Врезка 1а: ОХМ – Охотский массив; ЮВС – Южно-Верхоянский синклиорий; СБП – Сибирская платформа; КХП, ВМП, ЮрП – Кухтуйское, Верхнемаяское и Юровское поднятия; 1 – выходы кристаллического фундамента Охотского массива. Врезка 1б: Тектоническая схема ЮрП. 1–3 – структурные этажи: 1 – верхнемезозойско-кайнозойский (а – в пределах Ульинского прогиба, б – в пределах ЮрП); 2 – рифейско-нижнемезозойский; 3 – нижнепротерозойский; 4 – меловые интрузивные комплексы гранитов, гранодиоритов и диоритов; 5 – границы ЮрП; 6 – крупные линейные разломы; 7 – системы радиально-кольцевых разломов

субширотного и северо-западного направлений, ограничивающих тектонические блоки. Массивы гранитоидов имеют преимущественно интрузивные контакты с вмещающими метаморфическими образованиями и по своему структурному положению являются син- и постскладчатыми [4]. Количественные соотношения метаморфических пород и гранитоидов в блоках изменчивы. На западе поднятия, в Юровском и Безымянном микроблоках, сложенных плагиогнейсами и амфиболитами, отмечается до 20–30 % гранитоидов, а в восточных микроблоках (Луктурский, Эффузивный) гранитоиды преобладают и слагают до 80 % площади [9]. На гранитоиды с размывом налегают осадочные породы позднепротерозойского и позднепалеозойского (карбон-пермь) возраста, которые прорваны мелкими субвулканическими и гипабиссальными телами поздне-мелового возраста.

Методы аналитических исследований. Отбор неизмененных проб проводился весьма тщательно с использованием макроскопических, микроскопических и геохимических исследований.

Содержания петрогенных, малых и редких элементов определены в ЦЛ ВСЕГЕИ по соответствующим методикам (см. <http://www.vsegei.ru/ru/structure/labanalytics/lab>). Петрогенные элементы, а также Ba, Sr, V определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом (ARL-9800, аналитик Б. А. Цимошенко); Rb, Sr, Zr, Y, Pb, Nb – АРФ-6, аналитик Л. А. Матвеева; Co, Ni, Cr, Cu, V, Sc, La, Yb – ICP-AES (Optima-4300, аналитик Э. Г. Червякова); редкоземельные элементы (РЗЭ) – ICP-MS (ELAN-DRC-6100, аналитик В. А. Шишлов).

Анализ Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем пород производился в ИГГД РАН (аналитик Е. С. Богомоллов) на термо-ионизационном девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по методике, описанной ранее [14].

Определение состава и U-Pb возраста цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Н. В. Родионов, А. Н. Ларионов) по многократно апробированной методике [30]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолуминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первого пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял не более 30 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [25]. Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA с возрастом 416,75 млн лет [19]. Коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному ^{204}Pb . В таблице и тексте погрешности индивидуальных анализов приводятся

в интервале одной σ , а конкордантных значений возрастов, рассчитанных по нескольким анализам, либо по пересечению линии дискордии с конкордией – на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [24].

Петрографический состав гранитоидов луктурского комплекса. Основной объем гранитоидов луктурского комплекса представлен умереннощелочными биотит-роговообманковыми гранитами и лейкогранитами, а также граносиенитами, с постепенными переходами к гранитам и лейкогранитам как нормального, так и щелочного ряда. Наименее дифференцированные разности представлены кварцевыми сиенитами и монцонитами.

Биотит-роговообманковые умереннощелочные граниты – разномасштабные (от крупнозернистых и пегматоидных разновидностей до среднезернистых) породы серой, розовой, красной окраски с массивной текстурой и гипидиоморфной, порфириформной, пойкилитовой, в гнейсовидных разновидностях – гранобластовой структурой. Минеральный состав существенно варьируется: плагиоклаз – от 25 % до 38 %, калиевый полевой шпат – до 45 %, кварц – до 30–40 %, интенсивно хлоритизированный биотит и роговая обманка – от 5–6 % до 1–2 %. Этим обстоятельством определяется широкий набор выделяемых петрографических разновидностей. Как правило, щелочной полевой шпат преобладает над плагиоклазом; существенное доминирование олигоклаза (и соответственно, отнесение породы к гранодиоритам) отмечается редко. Обедненные кварцем разновидности соответствуют граносиенитам, содержащие минимальное количество темноцветных минералов – лейкогранитам. Плагиоклаз в умереннощелочных гранитах представлен олигоклазом An_{24-28} , который нередко характеризуется зональным строением с раскислением в краевых частях зерен до альбита с содержанием анортитовой составляющей не более 3 %. В калиевом полево-м шпате количество альбитового компонента не превышает 8 %. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой зеленой окраски с несколько повышенной щелочностью – $(\text{Ca}_{1,8}\text{Na}_{0,32}\text{K}_{0,5})_{2,4}(\text{Mg}_{2,1}\text{Fe}^{2+}_{1,9}\text{Fe}^{3+}_{0,6}\text{Ti}_{0,2}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,2})_5(\text{Al}^{\text{IV}}_{1,5}\text{Si}_{6,5})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, что сближает ее с гастингситом. Из аксессуарных минералов (до 1 %) постоянно присутствуют титанит, апатит, циркон, титаномагнетит.

Лейкограниты отличаются развитием неправильной формы участков, сложенных преимущественно крупными (2–5 см) зернами микроклина. По сравнению с гранитами они часто обладают гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением мелкозернистого агрегата гранулированного кварца и цветных минералов. Структура гранобластовая, изредка порфириформная и пегматоидная. Гипидиоморфнозернистая структура не наблюдается, хотя изредка отмечались следы частичного

Таблица 1

Представительные химические анализы гранитоидов-луктурского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
№ обр	106.01	93.01	33.01	25.04	92	25.02	125	107	92.03	111.01	120.1	22.02	117	116	125.01	3.03	117.01	77.01	118.02	85.02	25.03	77.03
Локализация	Л	Ч	Т	Т	Ч	Т	Л	Л	Ч	Л	Л	Т	Ч	Ч	Л	Т	Ч	Л	Ч	Л	Т	Л
SiO ₂	58,93	60,85	64,18	64,75	65,33	65,79	69,19	69,91	70,35	71,40	72,04	72,70	73,13	73,25	73,29	73,80	73,90	74,44	74,84	75,30	76,61	78,56
TiO ₂	1,98	0,64	0,56	0,61	0,39	0,47	0,42	0,38	0,31	0,23	0,15	0,25	0,41	0,05	0,30	0,21	0,45	0,16	0,49	0,10	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	15,43	17,99	16,70	16,68	17,21	15,78	14,74	14,74	14,81	14,87	13,23	13,83	13,16	14,87	12,96	14,11	13,00	13,61	12,40	13,29	12,32	12,14
Fe ₂ O ₃	3,00	4,08	2,18	1,72	1,70	1,98	1,98	1,65	1,19	1,25	2,78	1,08	1,20	0,32	1,48	1,27	1,03	0,74	1,42	0,42	0,50	0,48
FeO	2,72	2,69	2,13	2,76	1,34	1,79	1,40	1,32	1,08	0,89	0,69	1,06	0,97	0,01	1,04	0,54	1,03	0,17	0,86	0,35	0,01	0,42
FeO*	5,42	6,36	4,09	4,31	2,86	3,57	3,17	2,80	2,15	2,02	3,19	2,03	2,05	0,30	2,37	1,67	1,96	0,84	2,13	0,73	0,46	0,86
MnO	0,04	0,03	0,07	0,07	0,03	0,06	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,88	1,13	1,81	1,57	1,03	2,31	1,13	0,73	0,68	0,63	0,94	1,09	0,63	0,09	0,86	0,59	0,28	0,37	0,58	0,24	0,24	0,66
CaO	3,79	0,65	0,99	1,57	2,07	2,51	1,47	0,96	1,92	1,26	1,44	0,34	1,44	0,13	1,51	0,26	0,40	2,02	0,58	0,73	0,37	1,07
Na ₂ O	4,72	4,18	5,14	3,20	4,18	4,38	3,41	3,29	3,22	3,51	2,92	2,80	2,79	2,48	2,75	3,96	2,64	2,68	3,16	3,35	2,82	2,20
K ₂ O	3,69	6,30	3,53	4,72	5,36	3,14	3,96	5,85	5,53	4,62	4,67	5,97	5,53	8,70	4,39	4,83	5,77	4,93	5,06	5,05	5,91	3,81
Na ₂ O+K ₂ O	8,41	10,48	8,67	7,92	9,54	7,52	7,37	9,14	8,75	8,13	7,59	8,77	8,32	11,18	7,14	8,79	8,41	7,61	8,22	8,40	8,73	6,01
P ₂ O ₅	0,92	0,16	0,30	0,24	0,17	0,15	0,14	0,03	0,08	0,06	0,10	0,11	0,09	0,04	0,09	0,05	0,07	0,05	0,12	0,05	0,01	0,06
П.п.п.	2,55	1,19	2,58	1,97	1,51	1,80	1,71	1,01	1,47	1,24	1,63	1,30	1,20	0,39	1,45	0,70	0,85	0,81	1,05	0,78	0,88	0,74
La	287	806	33,6	24,2	34,2	51,6	53,2	274	53,0	59,7	93,0	21,7	36,5	11,2	36,6	30,4	249	73,65	202	29,3	29,4	104
Ce	605	1575	73,6	57,4	57,9	102	101	486	91,0	107	161	35,2	59,4	10,4	73,7	56,9	434	140	360	44,7	50,3	152
Pr	69	165	7,9	7,3	6,6	13,1	11,6	49	9,4	11,9	16,7	3,6	6,7	0,9	8,4	4,0	42	12,0	35	4,5	4,9	12,8
Nd	231	521	27,7	25,6	23,5	51,0	38,9	163	27,3	38,8	49,7	11,3	22,6	2,6	28,7	10,5	140	34,4	103	15,9	14,8	35,3
Sm	27,9	64,1	5,16	4,72	5,24	8,74	7,07	18,5	3,65	6,53	7,03	1,45	3,86	0,35	5,30	1,30	14,3	5,01	10,8	2,17	1,92	4,82
Eu	7,22	2,72	1,12	0,90	1,81	1,42	1,15	2,43	1,20	1,20	1,00	0,91	2,05	1,69	1,06	0,69	2,37	0,50	1,95	0,34	0,68	1,18
Gd	21,35	53,35	3,97	4,12	3,87	6,59	7,14	14,30	2,72	4,84	6,62	1,36	3,14	0,33	4,90	0,91	12,90	4,35	7,27	1,80	1,21	3,68
Tb	1,93	5,13	0,47	0,59	0,52	0,83	1,14	1,18	0,39	0,59	1,00	0,19	0,39	0,04	0,81	0,11	1,04	0,36	0,92	0,23	0,14	0,32
Dy	7,32	19,4	2,63	3,19	3,22	5,13	5,57	6,22	1,78	4,11	4,79	0,85	2,30	0,24	4,29	0,55	4,78	1,48	3,42	1,50	0,52	1,89
Ho	1,29	3,44	0,55	0,67	0,60	1,08	1,16	1,31	0,30	0,86	1,04	0,17	0,39	0,05	0,82	0,11	1,00	0,26	0,54	0,31	0,08	0,36
Er	2,50	6,45	1,53	1,92	1,71	2,76	3,44	2,92	0,84	2,13	2,72	0,51	1,13	0,14	2,43	0,28	2,12	0,60	1,30	1,29	0,20	0,95
Tm	0,33	0,75	0,24	0,32	0,26	0,39	0,49	0,34	0,13	0,28	0,42	0,08	0,16	0,01	0,43	0,06	0,29	0,09	0,17	0,20	0,04	0,16
Yb	2,16	3,56	1,66	2,17	1,58	2,59	3,12	2,03	0,82	1,69	2,67	0,54	1,21	0,10	2,68	0,33	1,47	0,61	1,17	1,61	0,26	1,12

Lu	0,32	0,45	0,30	0,33	0,28	0,32	0,43	0,29	0,13	0,28	0,46	0,10	0,14	0,01	0,40	0,05	0,24	0,12	0,18	0,21	0,04	0,13
Y	33,1	81,9	14,7	20,0	18,2	30,1	33,2	29,3	9,1	22,9	30,0	5,7	11,1	1,2	24,8	2,8	23,8	8,7	13,2	12,9	3,1	12,0
Rb	82	216	81	126	161	57	120	139	173	148	145	125	120	178	146	124	126	173	93	268	136	148
Sr	1530	583	454	252	537	517	264	308	344	459	350	434	285	430	707	730	313	216	266	327	235	488
Ba	5590	1325	741	1280	2213	1010	759	2320	1120	1020	850	1890	1708	2950	1350	3919	1750	683	1500	722	1392	868
Ta	1,42	0,81	0,71	0,63	0,41	0,48	1,05	1,14	0,39	0,58	0,54	0,18	0,33	0,05	2,18	0,32	0,78	0,14	0,4	0,83	0,05	0,27
Hf	17,70	1,80	4,81	4,29	6,46	5,00	5,71	9,19	7,11	3,98	2,61	3,38	11,12	0,53	4,78	1,54	8,98	4,32	9,68	5,71	2,25	9,40
Zr	936	64	190	163	283	206	180	414	256	146	89	105	496	24	159	67	337	122	379	167	66	260
Nb	28,9	22,0	13,9	15,7	9,5	11,8	19,0	18,7	10,2	9,5	11,5	6,1	8,5	0,3	27,0	5,5	15,4	6,6	14,4	14,9	0,7	2,3
U	3,99	5,71	0,56	0,51	1,08	1,48	1,30	0,67	1,19	1,71	1,39	0,54	0,43	0,11	2,04	0,64	0,40	2,33	0,42	4,10	1,49	4,84
Th	18,6	483	5,2	4,7	5,4	7,3	12,2	17,2	14,2	18,8	26,0	2,4	1,8	0,3	10,7	9,6	23,1	32,9	14,6	17,4	14,6	34,9
Sc	6	6		16		12	8	6	1	9	13	3		1	4		2		1	2		
V	69	191	64	99	59	83	41	25	28	25	14	24	35	2	22	18	24	9	9	5	11	10
Cr	12	13	11	12	22	10	8	13	3	8	4	4	7	1	7	5	15	6	3	8	6	7
Co	16	10	9	16	5	9	9	4	4	6	7	7	3	1	5	1	3	1	3	1	1	2
Ni	9	8	5	8	11	6	3	3	4	3	3	4	3	1	5	5	6	3	2	4	3	9
Pb	12	33	16	11	26		28		17		36	23	15	10	19	9		13	16		15	11
Cu	14	12	10	3	9	9	3	10	3	3	28	25	24	1	4	6	12	7	4	2	6	7
La/Yb	90	153	14	8	15	13	12	91	44	24	24	27	20	80	9	62	114	82	117	12	76	63
Eu*/Eu	0,90	0,14	0,76	0,62	1,23	0,57	0,49	0,46	1,16	0,65	0,45	1,98	1,80	15,20	0,64	1,94	0,53	0,33	0,67	0,53	1,36	0,86
SREE	1263	3226	160	133	141	248	235	1022	193	240	348	78	140	28	170	106	906	273	728	104	105	319
LREE/HREE	146	174	27	16	22	23	19	117	69	34	37	43	34	74	18	110	142	134	178	22	136	99
Y+Nb	62	104	29	36	28	42	52	48	19	32	42	12	20	2	52	8	39	15	28	28	4	14

Характеристика образцов: 1 – монзонит; 2 – сиенит; 3, 5 – кварцевый сиенит; 4, 6 – граносиенит; 7, 10 – гранит; 8, 9, 12, 13 – умереннощелочной гранит; 11, 15, 18, 22 – лейкогранит; 14 – щелочной лейкогранит; 16, 17, 19–21 – умереннощелочной лейкогранит. Аббревиатуры тектонических блоков: Л – Лужгурский, Т – Луголмостский, Ч – Чильдильканский.

идиоморфизма полевых шпатов по отношению к кварцу. Количественные соотношения минералов: микроклин 45–55 %, кварц 28–37 %, плагиоклаз 8–14 %, биотит и амфибол до 3 %, акцессорные апатит, циркон, титанит – до 1,5 %. Микроклин образует крупные зерна неправильной формы, часто имеющие вид порфиробластов, окруженных более мелкими зернами микроклина сходного состава. Наблюдаются мелкие пертитовые веретенновидные вроски кислого плагиоклаза и микропегматитовые срастания микроклина с кварцем. Плагиоклаз образует самостоятельные мелкие зерна или находится в виде реликтов внутри крупных кристаллов микроклина. Химический состав плагиоклаза соответствует альбиту с содержанием анортитового компонента не более 2–3 %. В отличие от микроклина, плагиоклаз всегда сильно изменен. Кварц ксеноморфный, часто формирует линзовидные агрегаты, располагающиеся между зернами микроклина, а также микропегматитовые вроски в полевом шпате. Хлоритизированный биотит присутствует в виде мелких чешуек, концы которых имеют зазубренные контуры, и располагается в промежутках между крупными кристаллами полевых шпатов и кварца в ассоциации с более мелкими зернами тех же минералов. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, изредка отмечаются сфен, сульфиды. Апатит образует мелкие округлые зерна, а циркон имеет призматический габитус и иногда достигает 0,5–1,2 мм в длину.

Кварцевые сиениты и монцониты характеризуются повышенным содержанием (до 10 %) вторичных минералов (хлорит, эпидот, серицит, мусковит) и титаномагнетита (до 5 %) и невысоким – кварца (менее 10 %). Кроме того, для этих пород (а также для ряда образцов умереннощелочных гранитов) типичны высокие содержания акцессориев – апатита, титанита (до 5 %), алланита (в сиенитах до 1–2 %).

Для всех видов гранитоидов характерно дробление и грануляция зерен породообразующих минералов, что приводит к образованию на фоне однородной крупнозернистой структуры полос, пятен неправильной формы, сложенных мелко-тонкозернистым агрегатом зерен полевых шпатов и кварца. Вокруг крупных зерен полевых шпатов и кварца наблюдаются тонкие оболочки из мелкозернистого агрегата этих же минералов.

Петрогеохимическая характеристика гранитоидов. Химизм гранитоидов Юровского поднятия характеризуется широкими вариациями содержаний петрогенных элементов. Химические составы представительных образцов гранитоидов луктурского комплекса приведены в табл. 1. По содержанию кремнекислоты (диапазон 59–80 мас. %) породы варьируются от кварцевых диоритов до лейкогранитов, а по содержанию щелочей отличаются высокой контрастностью, включая разновидности как нормального, так и умереннощелочного и даже щелочного рядов (рис. 2, а).

Распределение содержаний SiO_2 в гранитоидах не отвечает нормальному (рис. 3), вместе с тем, данные значения не обнаруживают какой-либо корреляционной связи ни с одним петрохимическим параметром. Наиболее характерной петрохимической чертой является повышенная щелочность пород. Сумма щелочей существенно колеблется – от 5,8 % до 11,3 %, не обнаруживая значимой корреляции с кремнекислотностью и определяясь в первую очередь резкими вариациями содержаний калия. Напротив, Na/K отношение в целом последовательно уменьшается от средних пород к кислым и щелочным гранитоидам (табл. 1). В гранитах нормального ряда и более основных породах оно варьирует в пределах 0,5–0,7, тогда как в лейкогранитах и умереннощелочных гранитоидах довольно выдержано и составляет 0,42–0,55, лишь в единичных щелочных лейкогранитах опускаясь до 0,3. При этом натрий входит в одну геохимическую ассоциацию с большинством сидерофильных и сидеро-литофильных элементов, таких как железо, магний, ванадий, титан, кобальт и фосфор; в то же время, содержание K_2O не обнаруживает корреляции ни с одним элементом (даже с Rb), что указывает, вероятно, на существенную роль процессов наложенных изменений на вариации калия в гранитоидах. В целом, содержания K_2O достаточно высоки (3,5–6,0 %), чтобы отнести подавляющую часть гранитоидов к высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 2, б). В то же время, на диаграмме $a^0\text{--}A_c$ [1] фигуративные точки химических составов пород луктурского комплекса не образуют какого-либо вариационного тренда и располагаются во всех полях составов – от известковистых до щелочных гранитоидов (рис. 4).

Кроме высоких содержаний калия, характерными общими признаками всех рассматриваемых пород являются пониженные содержания кальция (величина $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ составляет 0,05–0,30) и высокая глиноземистость ($A/\text{CNK} = 1,2\text{--}1,8$), почти все они относятся к перглиноземистым разностям (рис. 2, в). Железистость значительно варьируется, хотя преобладают умеренно-железистые породы ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,65\text{--}0,8$) (рис. 2, в). Характерным геохимическим признаком гранитоидов луктурского комплекса является их общая обогащенность редкоземельными элементами, а также стронцием и особенно барием (рис. 5), тогда как содержания ряда других несовместимых элементов (Ta, U, Hf) пониженные. При этом наблюдается однозначная корреляция части высокозарядных элементов (ВЗЭ) (Zr, Hf, Nb, Ba, Sr) с титаном. Поведение лантаноидов в целом не подчиняется однозначной закономерности: с одной стороны, наблюдается четкая положительная корреляция La и Ce с железом и ванадием, с другой – с такими некогерентными элементами, как U и Th. Если исключить сиениты и монцониты, в которых концентрации РЗЭ превышают 1000 г/т, то последние обычно составляют 100–350 г/т. При этом отдельные пробы

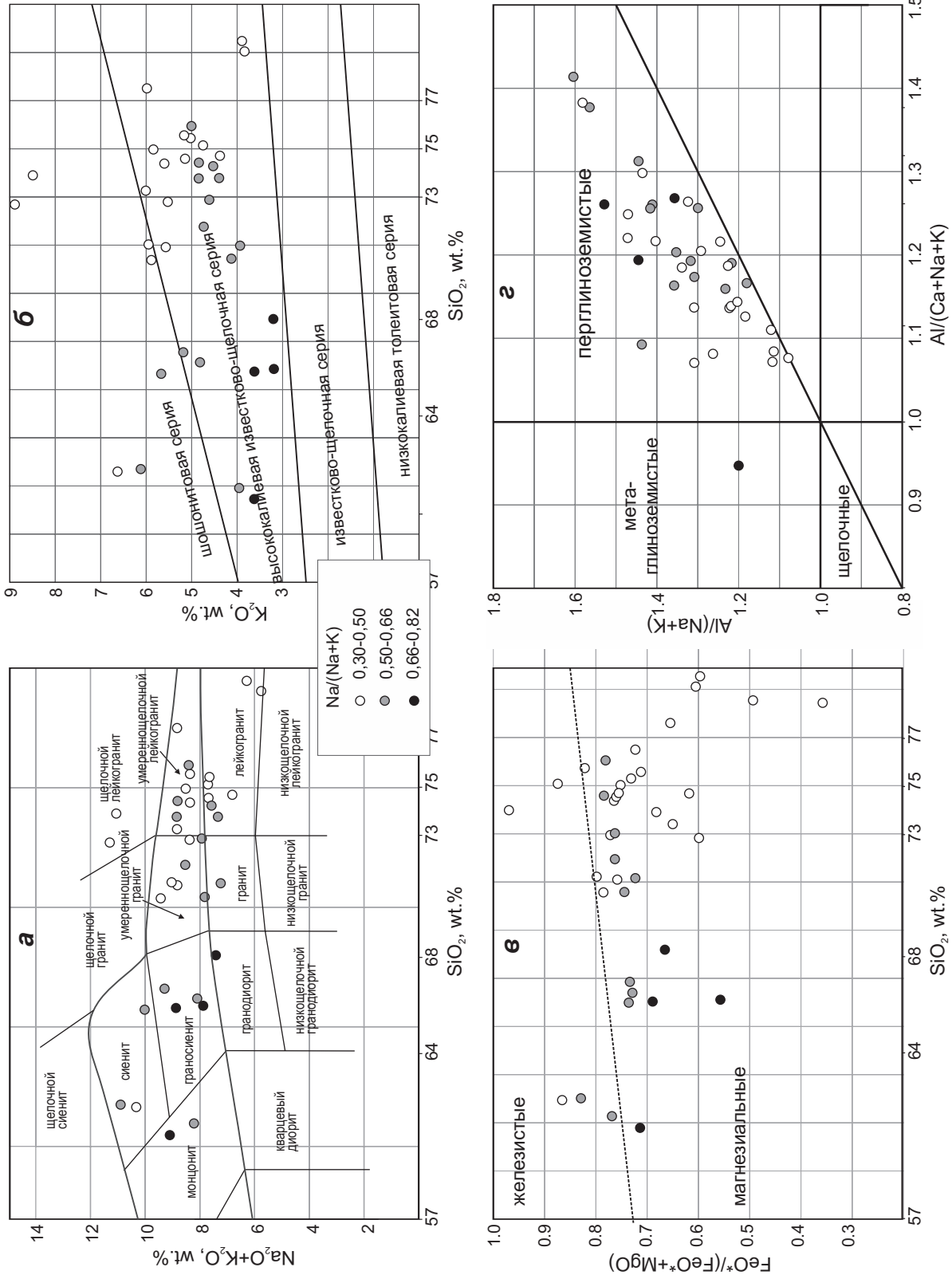


Рис. 2. Дискриминантные петрохимические диаграммы для гранитоидов лукурского комплекса ЮРП
 а – TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [26]); б – диаграмма SiO_2 – $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ [22];
 в – диаграмма $Al/(Na+K)$ – $Al/(Ca+Na+K)$ [27]

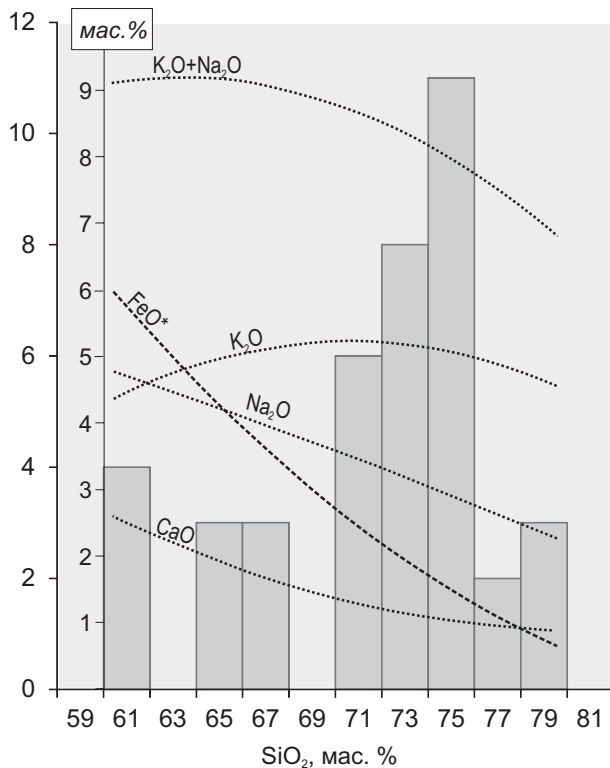


Рис. 3. Диаграмма Харкера-Изоха для гранитоидов ЮРП

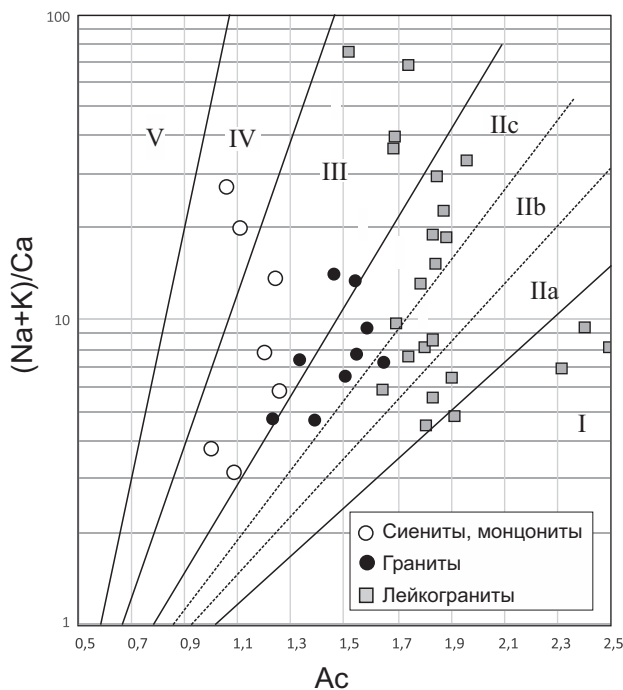


Рис. 4. Диаграмма Ас-а° [1] для гранитоидов ЮРП

Ас — общая кислотность, а° = (Na+K)/Ca. Сплошными линиями показаны поля щелочности и группы серий (в скобках): I — известковое (низкокалиевая толеитовая); II — известково-щелочное (среднекалиевая и повышеннокалиевая); IIa — субизвестковистые, IIb — известково-щелочные, IIc — субизвестково-щелочные гранитоиды; III — субщелочное (высококалиевая); IV — щелочное-базальтовое; V — щелочное (нефелинит-фонолитовая)

умереннощелочных гранитов и лейкогранитов показывают аномальные содержания РЗЭ (700–1000 г/т); эти же образцы обнаруживают высокие содержания ниобия. Все породы характеризуются высокой степенью фракционирования лантаноидов (La_n/Yb_n составляет 4,3–38,2, в среднем 17). По характеру распределения РЗЭ породы весьма неоднородны, хотя граниты и лейкограниты нормального ряда демонстрируют сходные спектры с отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,45–0,86$). Однако преобладающие гранитоиды повышенной щелочности характеризуются как отрицательной, так и положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0,46–1,98$), причем для щелочного лейкогранита эта величина достигает 15,2; последняя порода отличается аномально низкими содержаниями всех фемафильных элементов, а также РЗЭ, Nb, Zr, Hf, Th, U. Четыре пробы сиенитов и монцонитов обнаруживают три различных типа распределения РЗЭ (рис. 5). При анализе спектров распределения высокозарядных элементов очевидна их комплементарность эталону CIAВ [23], выраженная проявленными минимумами Ta, Nb, Ti и максимумами Ba, K, Sr и РЗ; для большинства пород характерен и Zr-Hf максимум.

Изотопная геохимия и геохронология гранитоидов.

Для всех главных разновидностей гранитоидов (14 проб) выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования. Содержания Sm и Nd в гранитоидах составляют соответственно 0,36–7,21 г/т и 2,64–48,43 г/т (табл. 2). По средним содержаниям Sm и Nd гранитоиды и амфиболиты и гнейсы юровского комплекса идентичны. Оценки модельного Nd-возраста гранитоидов находятся, как правило, в диапазоне $T_{Nd}(DM) = 2,1–2,4$ млрд лет, а ϵ_{Nd} варьируется от -1,2 до +2,7 (среднее +0,6). При этом величины возраста по двухстадийной модели $T_{Nd}(DM-2st)$ близки к одностадийным, что свидетельствует об отсутствии интенсивного фракционирования Sm и Nd. В то же время в двух пробах умереннощелочных лейкогранитов ($Nb_{20} 3,03$ и 117) определен архейский модельный Nd-возраст (2,8 и 3,2 млрд лет) при отрицательных значениях ϵ_{Nd} -8,7 и -9,5 (табл. 2). В метаморфических породах ЮРП модельные возраста $T_{Nd}(DM) = 2,1–2,4$ млрд лет аналогичны полученным для гранитоидов, но величина ϵ_{Nd} выше (от +0,2 до +3,8). На диаграмме $^{147}Sm/^{144}Nd - ^{143}Nd/^{144}Nd$ фигуративные точки 12 проб гранитоидов формируют эрохрону, по которой с большой неопределенностью было установлено значение возраста $T = 2120 \pm 470$ млн лет, $\epsilon_{Nd} = +3,3$, СКВО = 72, а для 10 проб метаморфических пород получена эрохрона со сходными характеристиками: $T = 2120 \pm 390$ млн лет, $\epsilon_{Nd} = +3,8$, СКВО = 49, но пять проб, сложенных неизменными плагиомигматитами, амфиболитами и кристаллосланцами, образуют более строгую зависимость — изохрону с параметрами $T = 2150 \pm 55$ млн лет, $\epsilon_{Nd} = +4,3$, СКВО = 1,7, которая, возможно,

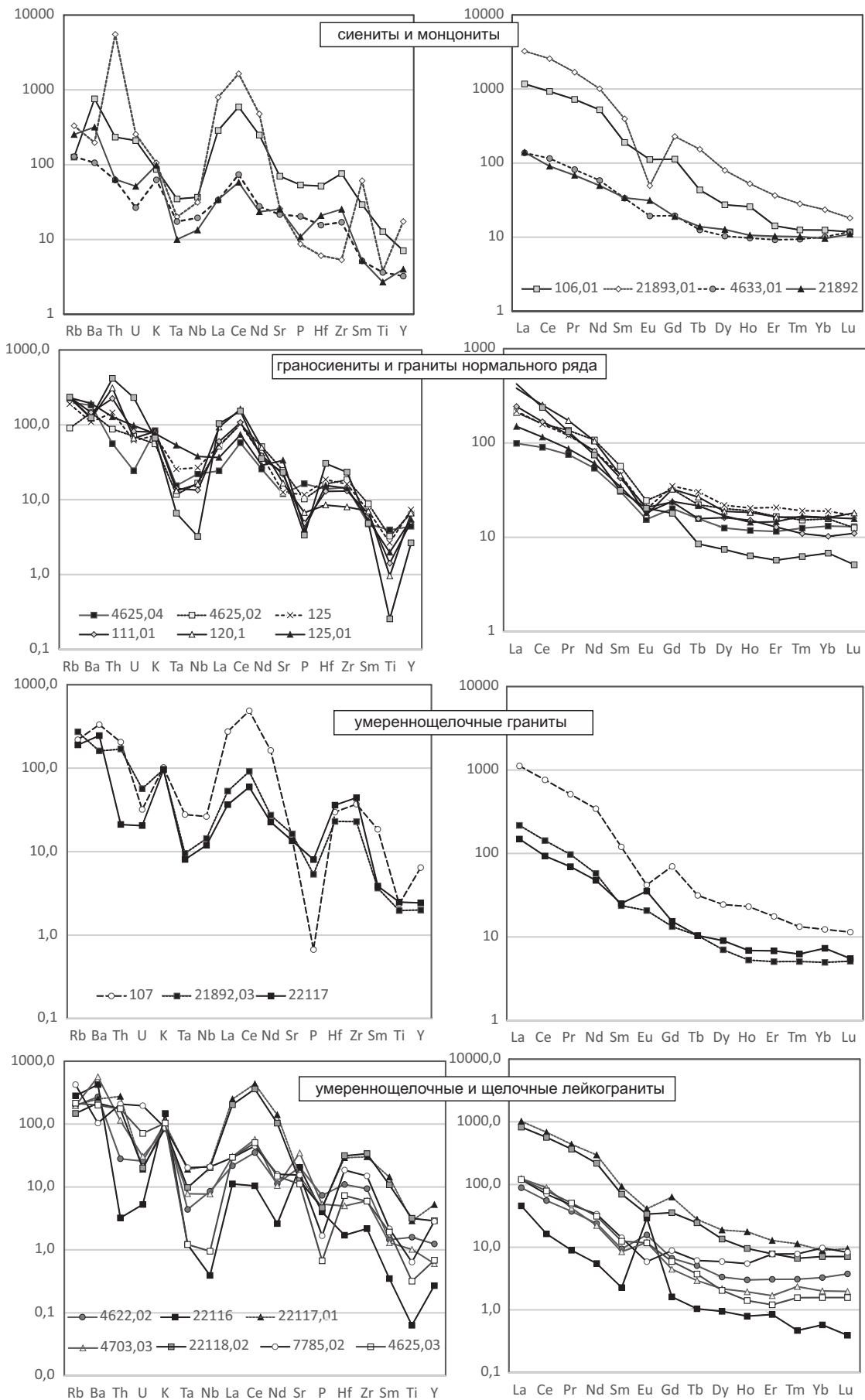


Рис. 5. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах ЮРП. Нормирование содержания редких элементов – по примитивной мантии [29], РЗЭ – по C₁ хондриту [21]

Таблица 2

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr анализа гранитоидов лужурского комплекса

№ п/п	Локализация	№ обр.	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	tDM, Ma	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	IR(t)
1	Ч	92	4,181	23,57	0,1072	0,511482	4	2380	-22,6	0	154,7	521,7	0,8584	0,722306	22	0,698079
2	Т	33.01	4,878	28,55	0,1033	0,51153	8	2230	-21,6	1,9	83,95	484,7	0,501	0,716949	11	0,702809
3	Т	25.04	6,036	33,51	0,1089	0,511642	4	2190	-19,4	2,7	123,3	272,7	1,3082	0,719151	16	0,68223
4	Ч	94*	7,214	48,43	0,09	0,511225	2	2364	-27,6	-0,7	139,1	352,7	1,143	0,73631	15	0,704051
5	Л	111.01	5,92	36,6	0,0978	0,511392	4	2305	-24,3	0,6	136,4	444,6	0,8883	0,728637	15	0,703567
6	Л	125.01	5,817	30,7	0,1145	0,511635	6	2320	-19,6	1,1						
7	Л	77.01	4,711	38,09	0,0748	0,511077	5	2268	-30,5	0,2						
8	Л	77.03	3,826	34,39	0,0672	0,510907	7	2326	-33,8	-1,2						
9	Т	22.02	1,631	11,27	0,0875	0,511221	3	2323	-27,6	-0,2	125,2	446,3	0,8122	0,722812	11	0,699889
10	Ч	118.02*	2,219	14,55	0,0922	0,511289	2	2327	-26,3	0	252,1	311,7	2,3489	0,760691	8	0,694398
11	Т	25.03	1,994	16,96	0,0711	0,511152	5	2130	-29	2,6	135,7	241,8	1,6269	0,741863	15	0,695947
12	Ч	117	3,097	15,6	0,12	0,511162	7	3215	-28,8	-9,5	102	259,4	1,1378	0,723937	14	0,691825
13	Л	3.03	1,559	13	0,0725	0,510593	6	2747	-39,9	-8,7	153,7	862,9	0,5152	0,715071	11	0,700477
14	Ч	116*	0,356	2,643	0,0815	0,511184	12	2260	-28,4	0,6	167,7	429,5	1,1308	0,729133	7	0,697219
15	Л+Т+Ч	среднее	4,065	26,61	0,0913	0,511311	5	2285	-26	0,6	148,5	412,5	1,1918	0,728727	15	0,695090
16	Л+Т+Ч	среднее	4,75	23,86	0,11775	0,511736	5	2246	-17,6	2,3	17,88	398,4	0,1225	0,70699	13	0,703527

Примечание. Породы: 1–2 – кварцевые сиениты; 3 – граносиенит; 4–5 – граниты; 6–8 – лейкограниты; 9 – умереннощелочной гранит; 10–13 – умереннощелочные лейкограниты; 14 – щелочной лейкогранит; 15 – среднее для лужурского комплекса (12 (Sm-Nd) и 9 (Rb-Sr) проб с молекулярным Sm-Nd раннепротерозойским возрастом), t = 1960 млн лет; 16 – среднее для юровского метаморфического комплекса (8 проб). * – выполнен U-Pb (SHRIMP II) анализ циркона (табл. 3). Аббревиатуры тектонических блоков: Л – Лужурский, Т – Лужурский, Ч – Чильчиликанский

отражает время отделения базальтовой магмы от мантии [10].

Дополнительные сведения о генезисе, возрасте и характере преобразования гранитоидов получены при изучении их Rb-Sr изотопной системы (табл. 2), анализ которой показал значительную нарушенность ее замкнутости. Вместе с тем, полученные данные позволяют охарактеризовать изотопный состав субстрата при выплавлении из него магм как базитовый, близкий к примитивной или слабо истощенной мантии. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на время становления гранитоидов (1960 млн лет), определенное U-Pb SHRIMP II методом, укладываются в диапазон 0,682–0,704, что характерно для древнейших гранитоидов Земли. Сходные значения (0,689–0,704) определены и для метаморфических пород юровского комплекса [10].

Поскольку вследствие широкого проявления в породах фундамента ЮРП дислокационно-метаморфизма, диафореза, гидротермально-метасоматических изменений сохранность в валовых пробах не только геохимической, но и изотопной Nd-Sr информации о возрасте процессов гранитообразования вызывает сомнения, для подтверждения данных, полученных Sm-Nd и Rb-Sr методами, возраст гранитоидов определен по циркону как наиболее устойчивому минералу. Пробы для U-Pb геохронологических исследований цирконов отобраны из биотит-роговообманковых гранитов (№ 94), образующих неосому (мощностью до 30 см) полосчатых мигматитов на левом борту р. Чильчикан, а также из пластовых тел (мощностью до 2 м) умереннощелочных гранитов (№ 118.02) и щелочных лейкогранитов (№ 2116) на правом берегу той же реки.

Гранит биотит-роговообманковый (№ 94). Циркон представлен бесцветными и светло-желтыми, полупрозрачными и мутными, идиоморфными длиннопризматическими, реже короткопризматическими кристаллами размером 150–300 мкм, коэффициент удлинения (Ку) 1,3–2,9 (рис. 6). В катодолюминесцентном (КЛ) изображении в цирконах часто наблюдается двухфазное строение с идиоморфным темным ядром и светлой оболочкой. Отмечается тонкая правильная осцилляционная, иногда слабо выраженная секториальная зональность. В зернах циркона с относительно низкой дискордантностью ($D < 15$) в ядрах и оболочках отмечается повышенное содержания урана (164–394/среднее 334 г/т), тория (53–214/204 г/т) и характерное для магматических цирконов высокое Th/U отношение (0,33–0,78/0,61). Дискордия, построенная по 15 экспериментальным точкам (табл. 3, рис. 7, а), имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее палеопротерозойскому возрасту – 1911 ± 20 млн лет (СКВО = 2,6). Нижнее пересечение дискордии с конкордией отвечает возрасту 217 ± 22 млн лет. Для семи наиболее древних точек с выраженной осцилляционной зональностью и высоким Th/U отношением (0,33–0,78/0,63) получен кластер 1975 ± 36 млн лет (СКВО = 0,22). Морфологические особенности и

геохимические характеристики циркона указывают на его магматический генезис, что позволяет принять полученную датировку 1975 ± 36 млн лет за возраст формирования гранитной неосомы в мигматитах ЮРП.

Умереннощелочной гранит биотитовый (№ 118.02). Циркон представлен серыми, розовыми и коричневыми, прозрачными и мутными, трещиноватыми длиннопризматическими кристаллами размером 280–570 мкм, Ку 2,2–4,2, короткопризматическими и бочонковидными – 250–310 мкм, Ку 1,6–2,1. В КЛ изображениях цирконы различного габитуса обладают сходным внутренним строением (рис. 6). Преобладают двухфазные зерна, в которых ранняя фаза, слагающая центр зерна, имеет дисконформную грубую зональность, а в более поздней фазе отмечена тонкая ритмическая зональность. Для многих зерен характерны внешние каймы с плохо проявленной зональностью, которые корродируют раннюю и позднюю фазу. Реже отмечаются однофазные зерна с правильной тонкой осцилляционной зональностью. Измерения проводились в цирконах различного габитуса, в центре и по периферии зерен, на участках с различными типами зональности и без нее (табл. 2, рис. 6). Содержание U, Th и отношение Th/U изменяются незначительно: U = 50–321 (среднее 197) г/т, Th = 47–266 (113) г/т и Th/U = 0,40–1,11 (0,62). Установленные габитус зерен, тип зональности в них и геохимические особенности характерны для магматических цирконов. На диаграмме с конкордией (рис. 7, б) все 15 точек изотопного состава цирконов образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1956 ± 10 млн лет, а нижнее составляет 200 ± 240 млн лет (СКВО = 1,5). Для семи конкордантных зерен ($D \leq \pm 2$) возраст составляет 1964 ± 13 млн лет (СКВО = 0,30). Учитывая морфологические и геохимические особенности исследованного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, датировка 1964 ± 13 млн лет принимается за возраст становления субщелочных гранитов ЮРП.

Щелочной лейкогранит (№ 116). Цирконы прозрачные и мутные, светло-серого, розового и коричневого цвета. Размер длиннопризматических зерен составляет от 250 до 780 мкм, Ку 1,8–2,5, отмечаются короткопризматические кристаллы – 360–430 мкм, Ку 1,3–1,5. На КЛ изображениях в цирконах наблюдается хорошо выраженная зональность: темная центральная часть с осцилляционной зональностью и светлая краевая с элементами секториальности (рис. 6). Верхнее пересечение конкордии с дискордией, построенной для 10 точек (табл. 3, рис. 7, в) отвечает возрасту 1967 ± 44 млн лет (палеопротерозой), а нижнее пересечение – 299 ± 34 млн лет (СКВО = 2,9). Вблизи верхнего пересечения на конкордии располагаются значения возраста, измеренные из краевых частей цирконов с относительно низкими содержаниями U = 143–280 (среднее 194) г/т, Th = 11–169 (76) г/т, значитель-

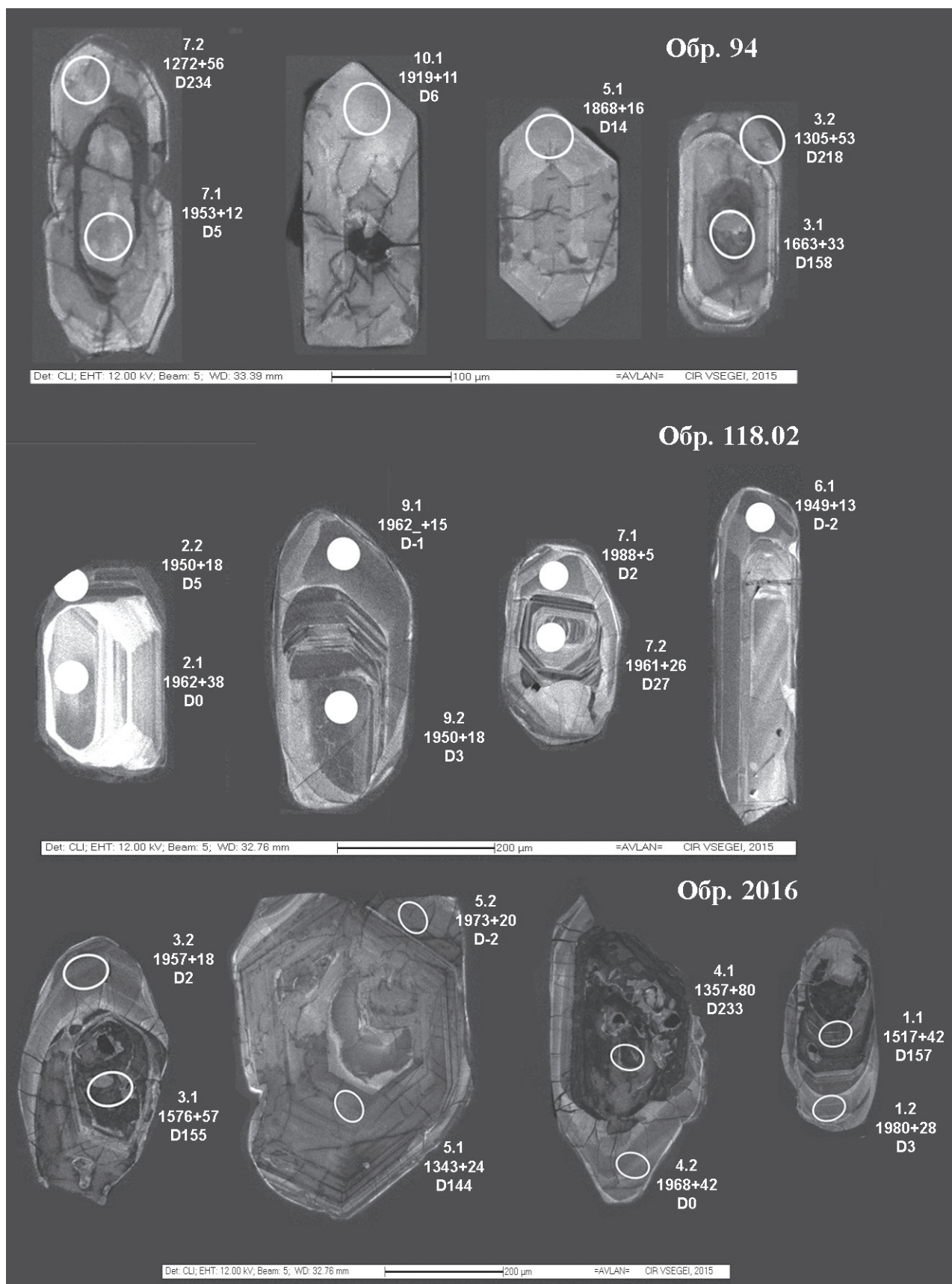


Рис. 6. CL-изображения и возраст циркона из гранитоидов луктурского комплекса ЮРП. Окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе – номер анализа, в знаменателе – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст. Диаметр кратера составляет 20–30 мкм

Результаты U-Pb (SHRIMP II) анализа цирконов из гранитов луктурского комплекса

Но- мера точек	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	% дис- кордант- ность	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	егг согг
№ 94 биотитовый гранит															
4,1	7,12	1911	704	0,38	73,5	262,8 ± 3,3	647 ± 100	146	0,0612	4,8	0,351	5	0,04161	1,3	0,260
1,2	3,44	939	312	0,34	39,1	295,3 ± 3,9	1035 ± 69	251	0,0738	3,4	0,477	3,7	0,04688	1,3	0,364
3,1	2,36	682	79	0,12	63,1	644,2 ± 7,8	1663 ± 53	158	0,1021	1,8	1,48	2,2	0,1051	1,3	0,578
3,2	2,28	613	154	0,26	35,5	410,8 ± 5,5	1305 ± 53	218	0,0846	2,7	0,767	3	0,06579	1,4	0,451
7,2	2,16	567	35	0,06	30,2	380,2 ± 4,8	1272 ± 56	234	0,0831	2,9	0,696	3,1	0,06075	1,3	0,415
1,1	0,71	467	43	0,09	75	1098 ± 13	1797 ± 18	64	0,1099	0,99	2,813	1,6	0,1857	1,3	0,787
6,1	0,39	403	302	0,78	77,9	1303 ± 15	1840 ± 16	41	0,11247	0,88	3,474	1,5	0,224	1,3	0,822
8,1	6,30	131	21	0,17	29,2	1404 ± 19	1804 ± 72	29	0,1103	4	3,7	4,2	0,2433	1,5	0,352
2,1	0,72	394	217	0,57	97	1612 ± 23	1851 ± 18	15	0,1132	1	4,433	1,9	0,2841	1,6	0,846
12,1	0,24	373	243	0,67	91,4	1613 ± 18	1860 ± 14	15	0,11371	0,75	4,458	1,5	0,2843	1,3	0,860
9,1	1,76	351	214	0,63	87,4	1614 ± 18	1837 ± 26	14	0,1123	1,4	4,406	1,9	0,2846	1,3	0,672
5,1	0,37	327	225	0,71	81,9	1643 ± 19	1868 ± 16	14	0,1142	0,88	4,571	1,6	0,2902	1,3	0,824
10,1	0,11	368	234	0,66	102	1804 ± 20	1919 ± 11	6	0,11755	0,64	5,233	1,4	0,3229	1,3	0,893
11,1	0,14	367	241	0,68	105	1846 ± 20	1936 ± 12	5	0,11866	0,65	5,424	1,4	0,3316	1,3	0,889
7,1	0,43	164	53	0,33	47,4	1862 ± 21	1953 ± 17	5	0,1198	0,93	5,533	1,6	0,335	1,3	0,812
№ 118,02 умереннощелочной гранит															
7,2	0,44	154	145	0,97	36	1544 ± 40	1961 ± 26	27	0,1203	1,5	4,49	3,2	0,271	2,9	0,894
12,1	0,23	141	73	0,53	36,7	1698 ± 43	1982 ± 28	17	0,1217	1,6	5,06	3,3	0,301	2,9	0,877
9,2	0,33	321	194	0,62	94,6	1893 ± 46	1950 ± 18	3	0,1196	1	5,63	3	0,341	2,8	0,94
2,1	0,64	50	47	0,97	15,3	1961 ± 55	1962 ± 38	0	0,1204	2,1	5,9	3,9	0,356	3,2	0,834
8,1	0	153	164	1,11	43,4	1841 ± 46	1929 ± 17	5	0,1182	0,97	5,38	3	0,331	2,9	0,948
2,2	0	132	71	0,56	38,2	1866 ± 47	1950 ± 18	5	0,1196	1	5,54	3,1	0,336	2,9	0,943
5,1	0,81	180	70	0,4	52,6	1875 ± 47	1964 ± 21	5	0,1205	1,2	5,61	3,1	0,338	2,9	0,926
4,1	0	271	266	1,01	77,2	1848 ± 45	1909 ± 13	3	0,11686	0,74	5,35	2,9	0,332	2,8	0,967
7,1	0,13	205	105	0,53	62,2	1951 ± 48	1988 ± 15	2	0,1222	0,87	5,95	3	0,353	2,8	0,956
3,1	0,22	154	73	0,49	47,5	1973 ± 49	1964 ± 21	0	0,1206	1,2	5,95	3,1	0,358	2,9	0,928
11,1	0,21	256	105	0,42	78,9	1974 ± 49	1957 ± 16	-1	0,1201	0,88	5,93	3	0,358	2,9	0,956
9,1	0,21	251	97	0,4	77,4	1975 ± 48	1962 ± 15	-1	0,1204	0,87	5,95	3	0,358	2,8	0,956
10,1	0,13	285	112	0,4	88,7	1989 ± 48	1960 ± 15	-1	0,12022	0,83	5,99	2,9	0,361	2,8	0,959
6,1	0,15	220	99	0,47	68,2	1980 ± 48	1949 ± 13	-2	0,11951	0,75	5,92	2,9	0,36	2,8	0,966
1,1	0,24	176	81	0,48	55,7	2021 ± 51	1965 ± 17	-3	0,1206	0,93	6,12	3,1	0,368	2,9	0,953
№ 116 щелочной лейкогранит															
5,1	0,21	769	311	0,42	59	550,1 ± 3	1343 ± 24	144	0,0862	1,2	1,059	1,4	0,089	0,57	0,414
4,1	6,19	1127	303	0,28	67,6	407,9 ± 2,5	1357 ± 80	233	0,0868	4,2	0,782	4,2	0,065	0,63	0,149
1,1	3,35	1071	316	0,3	91,5	591 ± 3	1517 ± 42	157	0,0944	2,2	1,251	2,3	0,096	0,52	0,231
3,1	4,83	878	193	0,23	80	617,6 ± 3,5	1576 ± 57	155	0,0974	3,1	1,351	3,1	0,101	0,59	0,191
2,1	1,82	278	169	0,63	71,2	1650 ± 10	1949 ± 29	18	0,1195	1,6	4,808	1,8	0,292	0,71	0,397
3,2	0,21	210	37	0,18	62,6	1917 ± 11	1957 ± 18	2	0,12	1	5,731	1,2	0,346	0,64	0,531
2,2	0,13	156	11	0,07	48,4	1989 ± 12	1958 ± 30	-2	0,1201	1,7	5,99	1,8	0,361	0,72	0,396
4,2	3,05	179	58	0,33	57,4	1974 ± 13	1968 ± 42	0	0,1208	2,3	5,97	2,5	0,358	0,76	0,31
5,2	0,13	280	120	0,44	88,3	2011,2 ± 9,9	1977 ± 20	-2	0,1214	1,1	6,129	1,3	0,366	0,57	0,449
1,2	0,65	143	65	0,47	43,2	1929 ± 13	1980 ± 28	3	0,1216	1,6	5,85	1,7	0,349	0,77	0,444

ными вариациями отношения $\text{Th}/\text{U} = 0,07\text{--}0,46$ (0,35) и сопоставимые с цирконами магматического генезиса. Для них установлены $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в диапазоне 1957–1980 млн лет, а возраст, рассчитанный по пяти субконкордантным

точкам, составляет 1969 ± 13 млн лет. Этот возраст отвечает времени кристаллизации циркона в щелочных лейкогранитах, совпадает с возрастом циркона из умеренно-щелочного гранита и близок к возрасту циркона гранитов из неосомы мигматитов. У нижнего пересечения конкордии располагаются точки из центральных метамиктных частей цирконов с высокими содержаниями $\text{U} = 769\text{--}1127$ (961) г/т, $\text{Th} = 193\text{--}316$ (281) г/т, $\text{Th}/\text{U} = 0,23\text{--}0,42$ (0,31), что, вероятно, связано с изменением этих частей зерен и потерями свинца под воздействием тектоно-термальных событий в раннем мезозое.

Обсуждение результатов. Петрогеохимические параметры гранитоидов луктурского комплекса указывают на существенную вещественную неоднородность этих пород. Такие параметры, как тип щелочности (K/Na отношение), железистость, концентрации редких и редкоземельных элементов варьируются в весьма широких пределах. При этом неоднородность не характеризуется направленными закономерностями, отвечающими какому-либо тренду дифференциации исходного расплава. Отдельные петрохимические характеристики гранитоидов Юровского поднятия (пересыщенность глиноземом, преимущественно калиевый тип щелочности, обогащенность Ba и Sr) соответствуют коровым гранитоидам S-типа, по [20]. Характерной особенностью является повышенное содержание калия даже в низкокремнеземистых разновидностях, представленных монцититами и кварцевыми сиенитами, что типично для производных высококалиевой известково-щелочной магматической серии островодужных обстановок. Однако вариации индикаторных элементов в целом столь существенны, что уверенно говорить о сопоставлении рассматриваемых пород с каким-либо определенным геохимическим типом гранитоидов некорректно. На диаграммах, разделяющих гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов луктурского комплекса также показывают существенный разброс. В качестве примера приведено положение фигуративных точек на диаграмме в координатах $f_1\text{--}f_2$ [2], учитывающей наибольшее количество эмпирических данных, и на классической диаграмме Дж. Пирса ($\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$) [28]. На первой (рис. 8, а) большинство точек попадают в поле коллизионных гранитов, на второй (рис. 8, б) — располагаются вдоль границы полей синколлизийных гранитов и гранитов вулканических дуг, но внутри поля постколлизийных гранитов. На обеих диаграммах ряд образцов формирует отдельную совокупность в поле внутриплитных гранитоидов. Эти образцы представляют разнообразные породы — граниты и лейкограниты — как нормального, так и умеренно-щелочного рядов, характеризующиеся слабой отрицательной Eu аномалией, но отличающиеся низкими содержаниями Mg, Ca и аномально высокими — P3Э, Y, Zr, Nb.

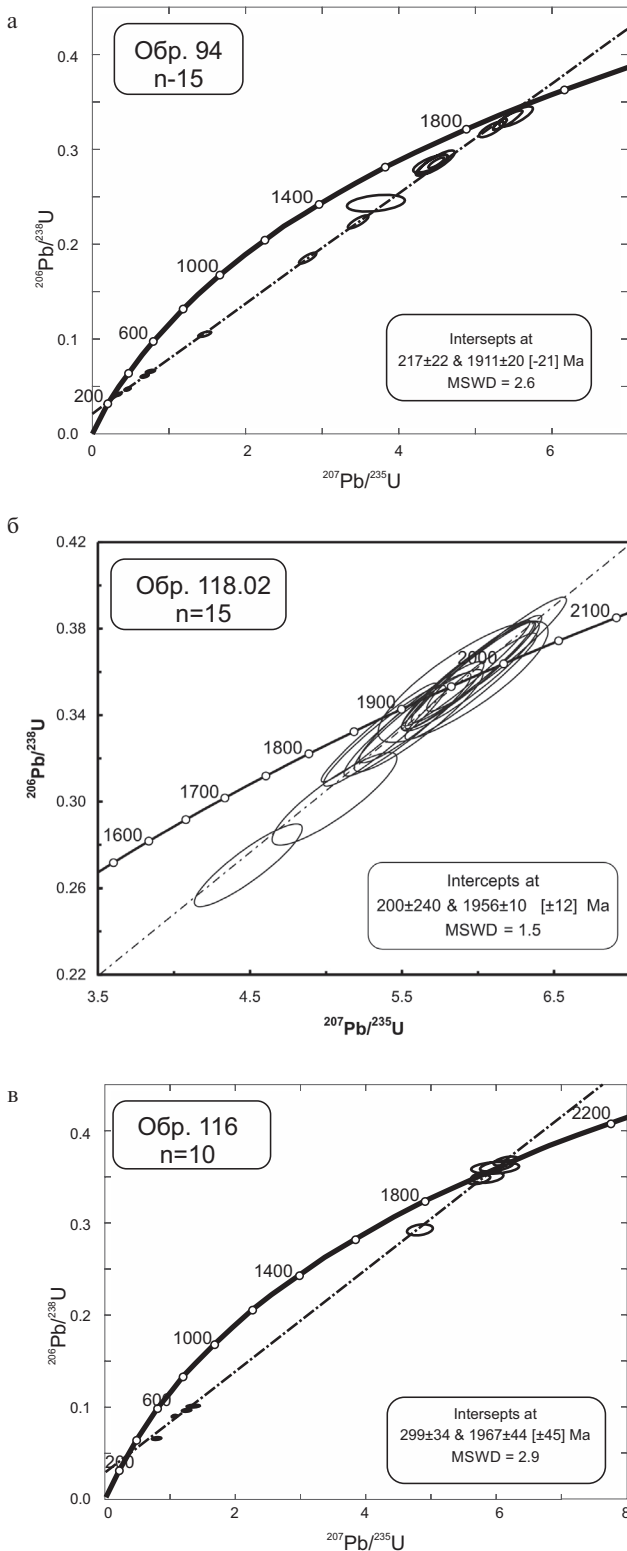


Рис. 7. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов гранитоидов ЮРП

а — № 94 гранит биотит-роговообманковый, б — № 118.02 умереннощелочной гранит, в — № 116 щелочной лейкогранит

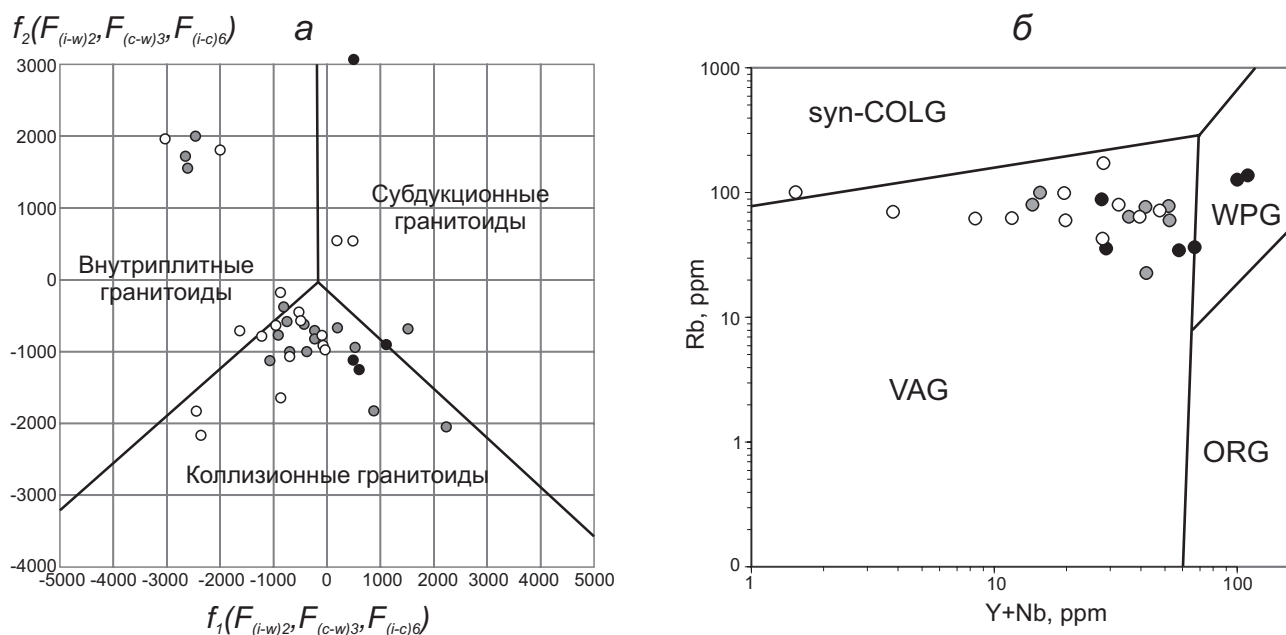


Рис. 8. Дискриминантные диаграммы для гранитоидов ЮРП

а – диаграмма в координатах f_1-f_2 [2], где $f_1 = (196,203 \times \text{SiO}_2) + (753,953 \times \text{TiO}_2) + (481,96 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (92,664 \times \text{FeO}) + (521,5 \times \text{MgO}) + (374,766 \times \text{CaO}) + (7,571 \times \text{Na}_2\text{O}) - (584,778 \times \text{K}_2\text{O}) - (0,379 \times \text{Ba}) - (0,339 \times \text{Sr}) - (0,733 \times \text{Rb}) - (0,429 \times \text{La}) - (3,33 \times \text{Ce}) - (5,242 \times \text{Nd}) + (10,565 \times \text{Sm}) - 19823,8$; $f_2 = (1292,962 \times \text{SiO}_2) + (4002,667 \times \text{TiO}_2) + (1002,231 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (1297,136 \times \text{FeO}) + (262,067 \times \text{MgO}) + (1250,48 \times \text{CaO}) + (1923,417 \times \text{Na}_2\text{O}) + (1009,287 \times \text{K}_2\text{O}) + (0,3634 \times \text{Ba}) - (0,325 \times \text{Sr}) - (0,701 \times \text{Rb}) + (0,8015 \times \text{La}) + (3,347 \times \text{Ce}) + (2,68 \times \text{Nd}) + (10,11 \times \text{Sm}) - 126\,860$; б – диаграмма Rb – (Nb + Y) [28].

Показаны поля гранитоидов различных геодинамических обстановок: ORG – океанические, VAG – островных дуг, WPG – внутриплитные, synCOLG – синколлизионные

Усл. обозначения см. на рис. 2

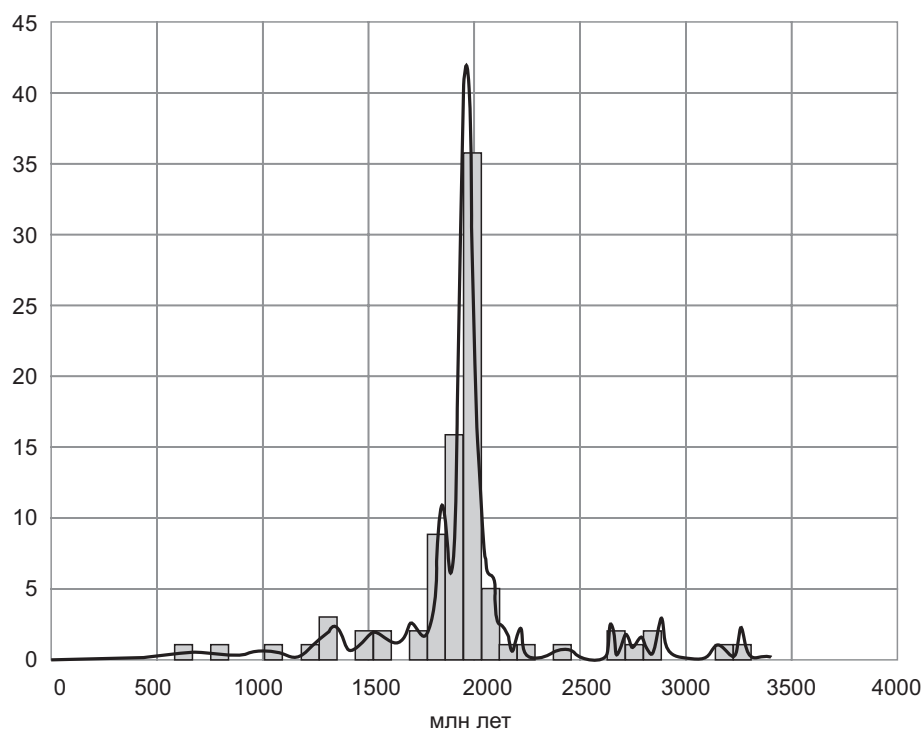


Рис. 9. Гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов цирконов луктурского гранитоидного и юровского метаморфического комплексов ЮРП. Жирная линия показывает относительную вероятность распределения возрастов

Таким образом, гранитоиды, относимые к луктурскому комплексу, даже в относительно ограниченной выборке характеризуются существенно различными (если не контрастными) петрогеохимическими параметрами, указывающими на малую вероятность их формирования при направленной дифференциации исходного расплава в определенной геодинамической обстановке¹. Возможно, петрохимическое разнообразие гранитоидов является результатом множественности источников (протолитов), которыми могли бы выступать различные метаморфические образования юровского комплекса. В этом случае гранитоиды наследуют геохимические особенности метаморфической толщи юровского комплекса. Примечательно, что характер распределения содержаний главных, редких и редкоземельных элементов в большей части гранитоидов луктурского комплекса и в мигматитах, амфиболитах, кристаллосланцах, кальцифирах юровского комплекса сходен и характеризуется выраженными отрицательными аномалиями Ta, Nb, P, Ti и положительными аномалиями Ba и K, что подтверждает вывод о единстве палеопротерозойского мантийного источника для метавулканитов юровского комплекса и луктурских гранитоидов, полученный при изотопно-геохронологическом изучении этих пород [10; 13].

В то же время, данные по Nd-Sr систематике и U-Pb (SHRIMP II) датированию метаморфических и магматических пород показали сходство их изотопных систем и, соответственно, вероятную почти одновременность формирования. Так, исследование Nd-Sr изотопной системы гранитоидов и метавулканитов ЮРП показало, что вариации средних содержаний Sm, Nd, Sr и Nd-Sr параметров изотопных систем оказались близкими (гранитоиды/метавулканиты: Sr = 412/398 г/т, Sm = 4,01/4,7 г/т, Nd = 26,6/23,9 г/т, $I(t)_{Sr} = 0,695090/0,703527$, $\epsilon_{Nd} = +0,6/+2,3$, $T_{Nd}(DM) = 2285/2246$ млн лет), что позволяет сделать вывод о генетическом единстве гранитоидов и метаморфических пород кристаллического фундамента ЮРП и рассматривать последние как протолит для выплавления гранитоидных магм. Преимущественно палеопротерозойские Sm-Nd модельные датировки основных, средних и кислых метавулканитов и всего разнообразия гранитоидов согласуются с U-Pb датировками цирконов биотитовых гранитов (1975 ± 36 млн лет), биотитовых субщелочных лейкогранитов (1964 ± 13 млн лет) и щелочных лейкогранитов (1967 ± 44 млн лет) луктурского комплекса, а также биотит-роговообманковых плагиогнейсов (1997 ± 13 млн лет), кальцифиров (1972 ± 20 млн лет) метаморфических пород юровского комплекса. Незначительный временной разрыв между значениями возрастов кристаллизации

¹ В то же время не исключено, что существенный вклад в петрогеохимическое разнообразие гранитоидов вложили и интенсивно проявленные в ЮРП наложенные аллохимические процессы диафореза и метасоматоза.

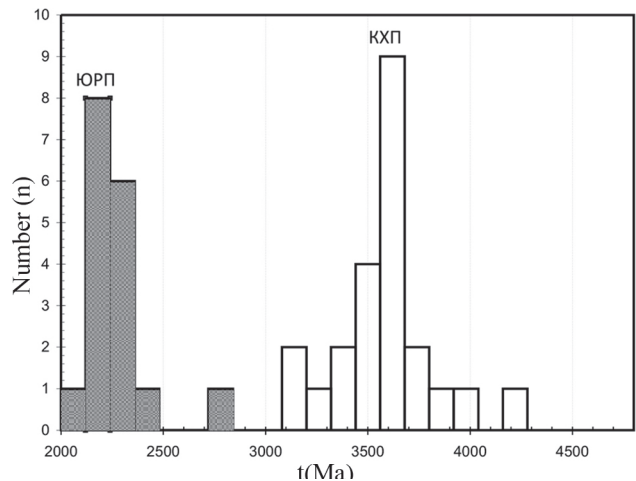


Рис. 10. Гистограмма распределения величин Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ для кристаллических пород гранулитовой и амфиболитовой фации КХП и ЮРП;

n — количество определений

цирконов метаморфических пород и гранитоидов и Sm-Nd модельными возрастными породами указывает на отсутствие в протолитах метаморфических пород и гранитоидов свидетельств длительной коровой предыстории. Присутствие единичных проб гранитоидов с модельными датировками $T_{Nd}(DM) = 3,22$ и $2,75$ млрд лет и отсутствие ксеногенных архейских цирконов свидетельствует о незначительном вкладе древней сиалической коры (рис. 9).

Совокупность этих данных позволяет пересмотреть традиционные представления о сходстве состава и возраста фундамента Юровского поднятия с палеоархейскими образованиями Кухтуйского поднятия и выделить мощный палеопротерозойский этап формирования континентальной коры в ЮРП. Полихронная история формирования кристаллического фундамента Охотского массива наглядно демонстрируется на гистограмме распределения Sm-Nd модельных возрастов (рис. 10), где 23 пробы кристаллических пород гранулитовой и амфиболитовой фации Кухтуйского поднятия показали только палеоархейские модельные Nd возраста, а для 20 проб гранитоидов луктурского и метавулканитов юровского комплекса установлены палеопротерозойские датировки.

Заключение. Луктурский комплекс гранитоидов, развитый в пределах Юровского поднятия, сложен преимущественно умереннощелочными лейкогранитами, гранитами и граносиенитами, с подчиненным проявлением гранитов, лейкогранитов, гранодиоритов, щелочных лейкогранитов, кварцевых сиенитов, монзонитов. В петрохимическом отношении породы луктурского комплекса обладают высокой вариативностью петрохимических параметров; такая неоднородность не характеризуется направленными закономерностями, отвечающими какому-либо тренду дифференциации исходного

расплава. Хотя в целом геохимические параметры не позволяют соотнести луктурский комплекс с определенной геодинамической обстановкой, установлены отдельные петрохимические характеристики, соответствующие коровым гранитоидам S-типа. Отличительной чертой является обогащенность редкоземельными элементами, но спектры распределения РЗЭ весьма неоднородны и не обнаруживают устойчивых закономерностей. Соответственно, наиболее логична интерпретация гранитоидов луктурского комплекса как результата внутрикорового плавления различных метаморфических протолитов юровского комплекса при множественности протолитов, геохимические черты которых наследуются локальными анатектическими расплавами.

Сходство петрогеохимических, Nd-Sr изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических характеристик гранитоидов луктурского и метавулканитов юровского комплексов позволяет сделать вывод о генетическом единстве гранитоидов и метаморфических пород кристаллического фундамента ЮРП и рассматривать последние как протолит для выплавления гранитоидных магм.

U-Pb (SHRIMP II) геохронологические и Nd-Sr изотопно-геохимические данные позволяют оценить нижнюю возрастную границу формирования кристаллических образований ЮРП как палеопротерозой (не древнее 2,3 млрд лет), а верхний возрастной предел устанавливается по времени мигматизации гнейсов юровского комплекса — 1975 ± 36 и внедрения гранитов луктурского комплекса — от 1969 ± 13 до 1964 ± 13 млн лет. Результаты геологических, петрографо-петрохимических и изотопно-геохимических исследований позволяют рассматривать генезис луктурских гранитов в связи с процессами мигматизации гнейсов юровского комплекса в качестве «мигматитовых гранитов». Это объясняет существенные петрохимические вариации в составе луктурских гранитов (что зависит от изменчивости состава гнейсов), сходные характеристики гранитов и гнейсов по редким землям (как более устойчивому признаку родственности образований) и практически одинаковый возраст тех и других. Приведенные данные свидетельствуют о формировании юровского метаморфического и луктурского гранитоидных комплексов в палеопротерозойское, а не архейское время и фиксируют их проявление в пределах Охотского массива мощного этапа формирования континентальной коры в палеопротерозое.

Совокупность полученных данных позволяет пересмотреть традиционную гипотезу о сходстве состава и возраста пород кристаллического фундамента ЮРП с палеоархейскими образованиями Кухтуйского поднятия и выделить в пределах фундамента Охотского массива две разновозрастные провинции — палеоархейскую кухтуйскую и палеопротерозойскую юровскую. Кухтуйская провинция охватывает, вероятно, всю территорию одноименного поднятия, в пределах которого ведущую роль играли корообразующие события

палеоархейского возраста, а геологические тела палеопротерозойского возраста проявлены весьма ограниченно. Не исключена возможность существования в слабо изученной геохронологическими методами западной части КХП отдельных блоков кристаллических пород мезо- и неархейского возраста. Юровское поднятие относится к палеопротерозойской провинции, где главные этапы проявления корообразующих процессов протекали в интервале 1960–2360 млн лет.

Исследование проведено (частично) в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Создание и подготовка к изданию комплектов геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения масштаба 1 : 1 000 000; лист О-54—Охотск»

1. Бородин Л. С. Петрохимическая классификация и эталонные составы гранитоидов // Геохимия. — 1992. — № 1. — С. 57–67.

2. Великославинский С. Д. Типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. — 2003. — Т. 11, № 4. — С. 363–380.

3. Вельдяков Ф. Ф., Умитбаев Р. Б. Основные черты тектоники и металлогении Охотского срединного массива и его обрамления // Складчатые системы Дальнего Востока. — Владивосток. — 1976. — С. 93–117.

4. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист О-54-IV. Объяснительная записка / В. Г. Корольков. — Магадан, 1980. — 79 с.

5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(53), 54-Охотск / А. Л. Ставцев. — Л., 1986. — 128 с.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-54 — Оймякон. Объяснительная записка / Г. Г. Казакова, А. Ф. Васькин, А. П. Кропачев, О. И. Щербаков, А. В. Прокопьев, А. К. Худолей, Л. А. Шаров, Т. К. Иванова, В. К. Кузьмин, О. В. Желебогло, В. И. Макар. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. — 400 с.

7. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. — М.: Наука, 1968. — 187 с.

8. Корольков В. Г., Рудник В. А., Собонович Э. В. О позднеархейском-раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // ДАН СССР. — 1974. — Т. 219, № 6. — С. 1441–1444.

9. Кузьмин В. К. Геологическое строение кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив) // Тихоокеанская геология. — 1993. — № 5. — С. 67–78.

10. Кузьмин В. К., Богомолов Е. С., Глебовицкий В. А. Первые Sm-Nd изотопно-геохимические данные о палеопротерозойском возрасте метаморфических пород кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. — 2017. — Т. 472, № 1. — С. 62–67.

11. Кузьмин В. К. и др. Древнейшие граниты России — палеоархейские (3343 млн лет) субщелочные граниты Охотского массива / В. К. Кузьмин, Е. С. Богомолов, В. А. Глебовицкий, Н. В. Родионов // Докл. РАН. — 2018. — Т. 478, № 6. — С. 662–668.

12. Кузьмин и др. Древнейшие основные гранулиты Северо-Востока России (Охотский массив) / В. К. Кузьмин, В. А. Глебовицкий, Д. И. Матуков и др. // Докл. РАН. — 2005. — Т. 402, № 2. — С. 217–221.

13. Кузьмин В. К. и др. Палеопротерозойские гранитоиды кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив) — первые U-Pb SHRIMP II геохронологические и Nd-Sr изотопно-геохимические данные / В. К. Кузьмин, В. А. Глебовицкий, В. Ф. Проскурнин и др. // Докл. РАН. — 2018. — Т. 478, № 2. — С. 196–200.

14. Кузьмин В. К. и др. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива / В. К. Кузьмин, В. А. Глебовицкий, Н. В. Родионов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2009. — Т. 17, № 4. — С. 3–22.
15. Кузьмин В. К., Чухонин А. П., Шулешко И. К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Доклады РАН. — 1995. — Т. 342, № 6. — С. 789–791.
16. Натапов Л. М., Сурмилова Е. П. Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. — 1995. — № 2. — С. 49–53.
17. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 1 500 000 / Л. П. Карсаков, Чуньцзин Чжао, М. В. Горшко и др. — Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. — 264 с.
18. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1979. — 240 с.
19. Black L. P., Kamo S. L. etc. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. — 2003. — Vol. 200. — Pp. 155–170.
20. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. — 1974. — Vol. 8. — № 2. — Pp. 173–174.
21. Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 1978. — Vol. 42. — Pp. 1199–1212.
22. Frost B. R. et al. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins, R. J. Arculus, D. J. Ellis, C. D. Frost // *Journal of Petrology*. — 2001. — Vol. 42. — Pp. 1771–1802.
23. Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. — Elsevier. — 2003. — Vol. 3. — Pp. 593–659.
24. Ludwig K. R. User’s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. — 1999. — No. 1a. — 46 p.
25. Ludwig K. R. SQUID 1.00. A user’s manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. — 2000. — No. 2.
26. Le Maitre R. W. (ed.). A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — Oxford, Blackwell, 1989. — 193 p.
27. Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. — 1989. — Vol. 101, no. 5. — Pp. 635–643.
28. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. — 1984. — Vol. 25. — Pp. 956–983.
29. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. // *Geological Society of America Bulletin*. — 1989. — Vol. 42. — Pp. 313–345.
30. Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. McKibben M. A., Shanks III W. C. and Ridley W. I. // *Reviews in Economic Geology*. — 1998. — Vol. 7. — Pp. 1–35.
2. Velikoslavinskiy S. D. Tipizatsiya kislykh magmaticheskikh porod vedushchikh geodinamicheskikh obstanovok. *Petrologiya*, 2003, vol. 11, no. 4, pp. 363–380. (In Russian).
3. Vel’dyakov F. F., Umitbaev R. B. Osnovnye cherty tektoniki i metallogenii Okhotskogo sredinnogo massiva i ego obramleniya. *Skladchatye sistemy Dal’nego Vostoka*. Vladivostok, 1976, pp. 93–117. (In Russian).
4. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Priokhotskaya. List O-54-IV. Ob’yasnitel’naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1 : 200,000. Priokhotskaya Series. Sheet O-54-IV. Explanatory Notes]. Eds.: V. G. Korol’kov. Magadan, 1980, 79 p.
5. Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). List O-(53), 54-Okhotsk. Ob’yasnitel’naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1 : 1,000,000 (new series). Sheet O-(53), 54-Okhotsk. Explanatory Notes]. Eds.: A. L. Stavtsev. Leningrad, 1986, 128 p.
6. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret’e pokolenie). List R-54 – Oymyakon. Ob’yasnitel’naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1 : 1,000,000 (3rd Generation). Sheet R-54 – Oymyakon. Explanatory Notes]. Eds.: G. G. Kazakova, A. F. Vas’kin, A. P. Kropachev, O. I. Shcherbakov, A. V. Prokop’ev, A. K. Khudoley, L. A. Sharov, T. K. Ivanova, V. K. Kuz’min, O. V. Zheleboglo, V. I. Makar. St.-Petersburg, VSEGEI, 2013, 400 p. 7. Grinberg G. A. Dokembriy Okhotskogo massiva. Moscow, Nauka, 1968, 187 p.
8. Korol’kov V. G., Rudnik V. A., Sobotovich E. V. O pozdneazoyskom-rannearkheozoyском возрасте drevneyshikh porod Okhotskogo sredinnogo massiva. *DAN USSR*, 1974, vol. 219, no. 6, pp. 1441–1444. (In Russian).
9. Kuz’min V. K. Geologicheskoe stroenie kristallicheskogo fundamenta Yurovskogo podnyatiya (Okhotskiy massiv). *Tikhookeanskaya geologiya*, 1993, no. 5, pp. 67–78. (In Russian).
10. Kuz’min V. K., Bogomolov E. S., Glebovitskiy V. A. Pervye Sm-Nd izotopno-geokhimicheskie dannye o paleoproterozoyskom возрасте metamorficheskikh porod kristallicheskogo fundamenta Yurovskogo podnyatiya (Okhotskiy massiv). *Doklady RAN*, 2017, vol. 472, no. 1, pp. 62–67. (In Russian).
11. Kuz’min V. K., Bogomolov E. S., Glebovitskiy V. A., Rodionov N. V. et al. Drevneyshie granity Rossii – paleoarkheyskie (3343 mln let) subshchelochnye granity Okhotskogo massiva. *Doklady RAN*, 2018, vol. 478, no. 6, pp. 662–668. (In Russian).
12. Kuz’min V. K., Glebovitskiy V. A., Matukov D. I. et al. Drevneyshie osnovnye granulity Severo-Vostoka Rossii (Okhotskiy massiv). *Doklady RAN*, 2005, vol. 402, no. 2, pp. 217–221. (In Russian).
13. Kuz’min V. K., Glebovitskiy V. A., Proskurnin V. F. et al. Paleoproterozoyskie granitoidy kristallicheskogo fundamenta Yurovskogo podnyatiya (Okhotskiy massiv) – pervye U-Pb SHRIMP II geokhronologicheskie i Nd-Sr izotopno-geokhimicheskie dannye. *Doklady RAN*, 2018, vol. 478, no. 2, pp. 196–200. (In Russian).
14. Kuz’min V. K., Glebovitskiy V. A., Rodionov N. V. et al. Glavnye etapy formirovaniya paleoarkheyskoy kory Kukhtuyskogo vystupa Okhotskogo massiva. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*, 2009, vol. 17, no. 4, pp. 3–22. (In Russian).
15. Kuz’min V. K., Chukhonin A. P., Shuleshko I. K. Etapy metamorficheskoy evolyutsii porod kristallicheskogo fundamenta Kukhtuyskogo podnyatiya (Okhotskiy massiv). *Doklady RAN*, 1995, vol. 342, no. 6, pp. 789–791. (In Russian).
16. Nataпов L. M., Surmilova E. P. Pozitsiya i priroda Okhotskogo massiva. *Otechestvennaya geologiya*, 1995, no. 2, pp. 49–53. (In Russian).
17. Tektonika, glubinnoe stroenie, metallogeniya oblasti sochleneniya Tsentral’no-Aziatskogo i Tikhookeanskogo poyasov. Ob’yasnitel’naya zapiska k Tektonicheskoy karte masshtaba 1 : 1 500 000. Eds.: L. P. Karsakov, Chun’tsin Chzhao, M. V. Gorshko et al. Vladivostok, Khabarovsk, DVO RAN, 2005, 264 p.

1. Borodin L. S. Petrokhimicheskaya klassifikatsiya i etalonnye sostavy granitoidov. *Geokhimiya*, 1992, no. 1, pp. 57–67. (In Russian).

18. Tektonicheskoe rayonirovanie i strukturno-veshchestvennaya evolyutsiya Severo-Vostoka Azii. Moscow, Nauka, 1979, 240 p.
19. Black L. P., Kamo S. L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 2003, vol. 200, pp. 155–170.
20. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 1974, vol. 8, № 2, pp. 173–174.
21. Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, vol. 42, pp. 1199–1212.
22. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 2001, vol. 42, pp. 1771–1802.
23. Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on geochemistry. Elsevier, 2003, vol. 3, pp. 593–659.
24. Ludwig K. R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 1999, no. 1a, 46 p.
25. Ludwig K. R. SQUID 1.00. A user's manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 2000, no. 2.
26. Le Maitre R. W. (ed.). A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.
27. Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, vol. 101, no. 5, pp. 635–643.
28. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984, vol. 25, pp. 956–983.
29. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, vol. 42, pp. 313–345.
30. Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralization processes. Eds. McKibben M. A., Shanks III W. C. and Ridley W. I. *Reviews in Economic Geology*, 1998, vol. 7, pp. 1–35.

Кузьмин Владимир Константинович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

<Vladimir_Kuzmin@vsegei.ru>

Наумов Михаил Виленович – канд. геол.-минерал. наук, и. о. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Mikhail_Naumov@vsegei.ru>

Родионов Николай Викторович – канд. физ.-мат. наук, зав. сектором, Центр изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ¹.

<nickolay_rodionov@vsegei.ru>

Зелепугин Владимир Николаевич – канд. геол.-минерал. наук, руководитель проекта, ВСЕГЕИ¹.

<Vladimir_Zelepugin@vsegei.ru>

Юрченко Юрий Юльевич – канд. геол.-минерал. наук, и. о. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Yuri_Yurchenko@vsegei.ru>

Kuzmin Vladimir Konstantinovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.

<Vladimir_Kuzmin@vsegei.ru>

Naumov Mikhail Vilenovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.

<Mikhail_Naumov@vsegei.ru>

Rodionov Nikolay Viktorovich – Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Head of Sector, Centre of Isotopic Research of VSEGEI¹ (CIR VSEGEI). <nickolay_rodionov@vsegei.ru>

Zelepugin Vladimir Nicolaevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Project Leader, VSEGEI¹.

<Vladimir_Zelepugin@vsegei.ru>

Yurchenko Yuri Yulievich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.

<Yuri_Yurchenko@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.