

ГРАНИТОИДЫ НЕТПНЕЙВЕЕМСКОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВО-ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Л.С. Канимбуге¹, Е.В. Ватрушкина¹, М.В. Лучицкая¹, М.А. Новикова²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, e-mail: ludmilacanhimbue@yandex.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Поступила в редакцию 18 февраля 2025 г.

В работе представлены новые данные о возрасте (U-Pb SIMS), петрогеохимическом, изотопном составе и геодинамической обстановке формирования меловых гранитоидных комплексов Нетпнейвеемского рудного района Западной Чукотки. Полученные возрасты для биотитовых гранитов Коневаамского штока (114 ± 1 млн лет) и лейкогранитов Эльвенеи массива (107 ± 1 млн лет) сопоставимы с аптским и альбским этапами интрузивного магматизма, связанными с растяжением после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского (Северо-Азиатского) континента. Sr-Nd изотопные характеристики изученных гранитоидов указывают на значительный вклад в источник магм вещества зрелой континентальной коры. Это подтверждается мезопротерозойскими модельными возрастными гранитоидов и наличием неопротерозойских унаследованных ядер в цирконах. Геохимические свойства пород Коневаамского штока сопоставляются с таковыми восстановленных интрузий, с которыми может быть связана золоторудная минерализация. Полученные данные по возрасту и составу интрузивных пород Нетпнейвеемского района повышают ожидания на выявление в его пределах новых рудных объектов и увеличивают перспективность данного кластера.

Ключевые слова: гранитоиды, золото, U-Pb возрасты, Нетпнейвеемский рудный район, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно источником крупных россыпей золота на Чукотке считались орогенные месторождения в черносланцевых толщах золото-кварцевой мало-сульфидной формации, такие как Коральвеем, Совиное, Дор [4]. В недавнее время в пределах Стадухинского рудно-россыпного района разведано крупное месторождение Кекура, локализованное в одноименном массиве, и установлена его золото-редкометаллическая природа [24]. Дальнейшими работами по изучению Стадухинского района было показано наличие и других коренных объектов, связанных с внедрением раннемеловых постколлизийных гранитоидных интрузий, и установлена зональность золотоносного оруденения [9].

Начало геологических исследований Нетпнейвеемского рудно-россыпного района относится к 1930-м годам, когда было открыто старейшее золото-добывающее предприятие, разрабатывающее россыпи в бассейнах рр. Гремучая и Коневаам. С тех пор район является одним из наиболее освоенных на За-

падной Чукотке. Разномасштабные поисковые работы 70–90-х годов в пределах района позволили выявить несколько рудопроявлений как золото-кварц-мало-сульфидной формации (Упрямое), приуроченных к дайкам диорит-порфиринов, так и золото-редкометаллической формации (Эльвенеи, Вьюн), связанных с внедрением гранитоидных комплексов [2]. Тем не менее, основные источники крупных россыпей до сих пор не установлены.

В пределах Чукотки выделяют 2 этапа апт-альбского гранитоидного магматизма, граница между которыми интерпретируется по-разному. Согласно [30], выделяют Тытылвеемский постколлизийный пояс (123–105 млн лет) и Чаунскую магматическую провинцию (109–100 млн лет). В работе [1] разделяют аптскую Билибинскую (125–112 млн лет) и альбскую Чаунскую (108–100 млн лет) гранитоидные субпровинции. Положение Нетпнейвеемского рудного района относительно этих тектоно-магматических систем не определено.

Задачи данного исследования: установить этапы магматизма в Нетпнейвеемском рудном районе,

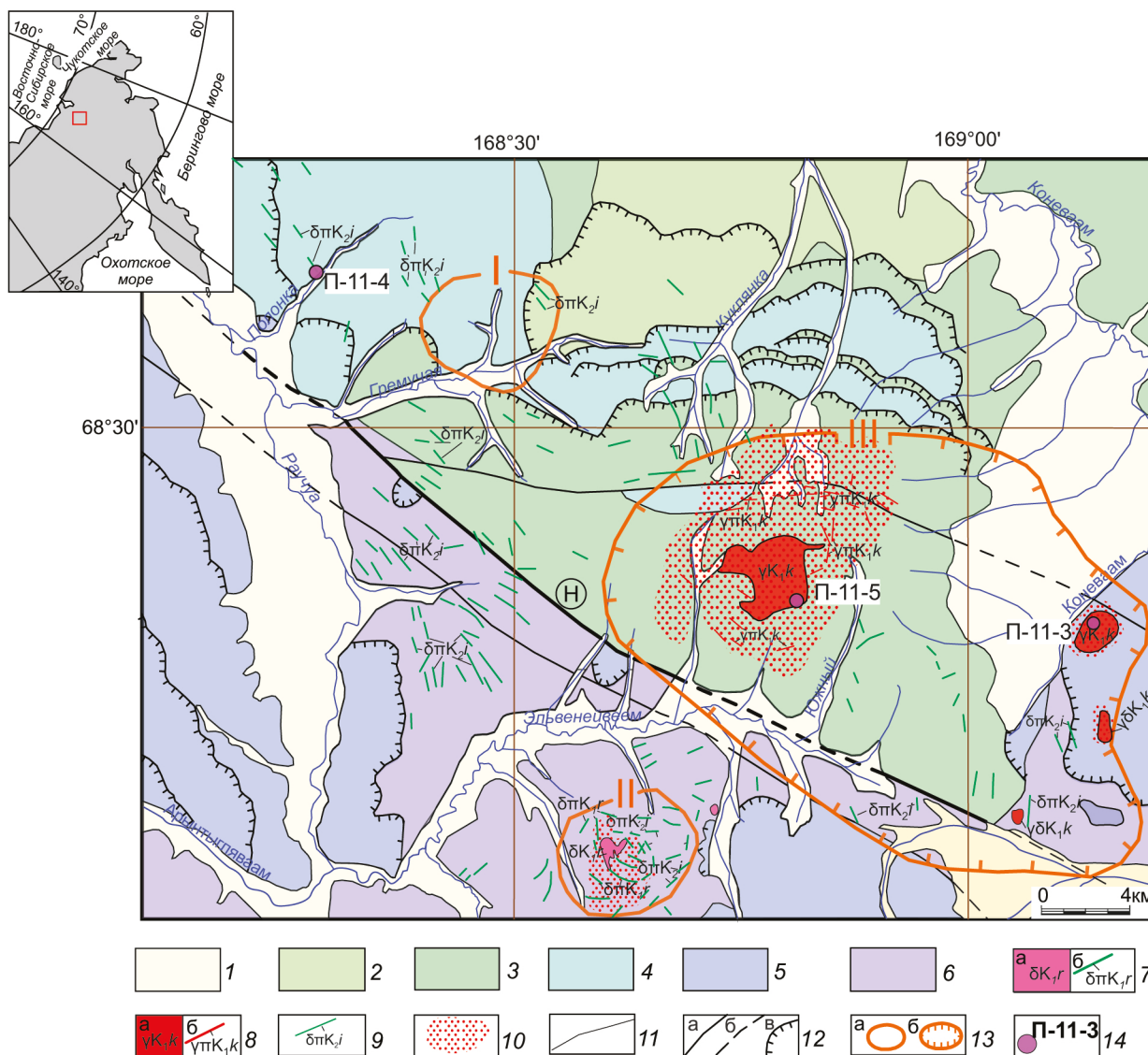


Рис. 1. Геологическая схема Нетпнейвеемского рудного района, по [2], с изменениями.

1 – четвертичные образования; 2–5 – верхнеюрско-нижнемеловые отложения: 2 – валанжинские, 3 – берриасские, 4 – титонские, 5 – кимериджские; 6 – верхнетриасовые отложения; 7 – раучуанский комплекс диоритовых порфиров (а – диориты, б – дайки диоритовых порфиров); 8 – кэлильвунский диорит-гранодиоритовый комплекс (а – граниты, гранодиориты, б – дайки гранит-порфиров); 9 – ичувеемский комплекс, дайки диоритовых порфиров; 10 – контактовые роговики; 11 – геологические границы; 12 – тектонические нарушения (а – установленные разломы, б – разломы, скрытые перекрывающими отложениями, в – надвиги, Н – Нетпнейвеемский разлом); 13 – рудные поля (а) и узлы (б): I – золоторудное поле Упрямое, II – Эльвенеиеское вольфрамово-золоторудное поле, III – Коневаамский серебро-вольфрамово-золоторудный узел; 14 – точки отбора образцов.

выявить связь различных гранитоидных комплексов с золото-редкометалльным оруденением, оценить перспективность на обнаружение новых объектов. В работе представлены новые результаты изучения гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района, позволившие установить геохимическую типизацию интрузивных образований, их изотопный возраст, геодинамическую обстановку формирования и рудный потенциал.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Нетпнейвеемский олово-вольфрамово-золоторудный район располагается в пределах Чукотского террейна в зоне крупного Нетпнейвеемского разлома. В геологическом строении района принимают участие верхнетриасовые и верхнеюрско-нижнемеловые терригенные комплексы, прорванные магматическими образованиями мелового возраста (рис. 1) [2]. В восточной части территории они перекрыты сеноман-

скими андезитами и андезибазальтами кремнянжинского комплекса [32]. Верхнетриасовые тонкозернистые турбидиты мачваамской толщи распространены преимущественно юго-западнее Нетпнейвеемского разлома (рис. 1). На них с тектоническим контактом залегают отложения верхней юры–нижнего мела. Строение территории осложнено многочисленными надвигами, а сами отложения слагают пакеты моноклинально залегающих пластин, надвинутых одна на другую. Кимеридж-валанжинские отложения представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными линзами гравелитов и конгломератов, которые встречаются в подчиненном количестве. Кимериджские и валанжинские отложения характеризуются преобладанием в разрезе мощных пачек песчаников, титон-берриасские толщи представлены преимущественно средне- и тонкозернистыми турбидитами [3]. Выявленные рудопоявления приурочены к областям выходов тонкозернистых турбидитов норийского, титонского и берриасского возрастов [2].

Нетпнейвеемский олово-вольфрамово-золоторудный район включает золоторудное поле Упрямое, Коневаамский серебро-вольфрамово-золоторудный узел и Эльвенеиское вольфрамово-золоторудное поле (рис. 1). Район был выделен в результате геологического изучения, поисковых и разведочных работ в границах развития гранитоидного магматизма и широко проявленной россыпной золотоносности [2]. На изучаемой территории развиты следующие интрузивные тела: массив Угрюмый и серия даек раннемелового раучуанского комплекса диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров; Эльвенеиский массив, штоки Вьюн, Вольфрамитовый, Коневаамский в его восточном обрамлении и дайки, входящие в состав раннемелового кэлильвунского диорит-гранодиоритового комплекса; многочисленные дайки позднемелового ичувеемского комплекса лампрофиров, сиенит-порфиров, риолитов. Ранее [2] гранитоиды штоков кэлильвунского комплекса были отнесены к первой фазе внедрения Эльвенеиского массива. Возрасты пород комплексов определены на основании геологических соотношений.

Многие предшественники связывали золото-редкометалльное оруденение, богатое вольфрамом, молибденом, висмутом с раннемеловыми гранитоидными интрузивами, в то время как золото-кварц-малосульфидную формацию – с более поздними самостоятельными малыми интрузиями [2, 4]. Так, с гранитоидами раучуанского комплекса генетически связано золото-редкометалльное оруденение, проявление которого фиксируется в высокотемпературных кварцевых жилах в пределах контактовых зон массива

Угрюмый, а к ичувеемскому комплексу даек приурочено оруденение золото-кварц-малосульфидной формации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью уточнения возраста, геохимической характеристики и металлогенической специализации гранитоидов Нетпнейвеемского рудно-россыпного района проведено детальное изучение пород Эльвенеиского массива и Коневаамского штока кэлильвунского комплекса и дайки ичувеемского комплекса.

Петрографические исследования проводились с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX–51. Минеральный состав пород проанализирован на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Ultim Max 40 (аналитик Н.В. Горькова).

Анализ петрогенных компонентов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer «Bruker» и программного обеспечения «Spectra-Plus». Содержание оксида железа (II) FeO было определено методом мокрой химии (титрование дихроматом калия в среде серной кислоты после разложения пробы в отсутствие кислорода) из отдельной навески этой же пробы.

Определение микроэлементов проведено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X–7, Thermo Elemental) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (аналитик В.К. Карандашев).

Изотопно-геохронологические исследования U–Pb методом по цирконам проведены на масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований при Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) по принятой методике [28, 35]. Конкордантные возрасты зерен циркона рассчитаны в программе Isoplot (vers. 6.5) [33].

Изотопный состав Sr, Nd и Pb был определен в Центре изотопных исследований института Карпинского на термоионизационном масс-спектрометре TRITON. Средняя точность анализов составляла 0.002 % (2σ) для изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.005 % (2σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и 0.05 % (2σ) для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ производился в программе Excel 2019. Ошибка измерения концентраций – 1 %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Лейкограниты Эльвенийского массива – светло-серые, белые, мелкокристаллические породы с порфировой структурой. Состав породы: кварц – 20–35 %, плагиоклаз – 20–40 %, каликатовый полевой шпат – 25–40 %, биотит до 5 %. Вкрапленники представлены полевыми шпатами и кварцем, их содержание не превышает 15 % объема породы, распределение неравномерное. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат формируют как идиоморфные призматические кристаллы размером до 2.5 мм, так и сростки кристаллов больше 5 мм. Нередко наблюдаются зерна плагиоклаза с обратной зональностью, трещиноватостью, альбитовыми и полисинтетическими двойниками, а также лейсты, преобразованные вторичным серицитом и хлоритом. В зернах микроклина часто присутствует решетчатая структура (рис. 2, а). Кварц формирует субидиоморфные зерна с однородным погасанием. Биотит образует мелкие чешуйки и тонкие лейсты, нередко наблюдается его замещение ильменитом с образованием ксеноморфных включений внутри первого (рис. 2, б).

Поздний калиевый полевой шпат, представленный ортоклазом и микроклином, совместно с кварцем составляет основную массу породы, образуя ксеноморфные, тонкокристаллические агрегаты до 1 мм и заполняя интерстиции между более ранними минералами. Встречаются индивиды кварца с волнистым погасанием. Среди акцессорных минералов отмечены ильменит, апатит, циркон, монацит–(Се), титанит. Для апатита характерны структуры распада с образованием каемок монацита.

Биотитовые граниты Коневеамского штока представляют собой светло-серые среднекристаллические породы порфировой и равномернозернистой структуры (рис. 2, в, г). Вкрапленники занимают до 20 % объема породы и представлены плагиоклазом (до 40 %), калиевым полевым шпатом (15–30 %), кварцем (до 30 %) и биотитом (15–20 %). Плагиоклаз образует идиоморфные призматические кристаллы до 2.5–3 мм, распространены зональные и сдвойникованные кристаллы по альбитовому закону. Калиевый полевой шпат формирует изометричные кристаллы до 2.5 мм. Микроклиновая решетка наблюдается редко. Кварц представлен в виде мелких (0.5–1 мм) округлых зерен с характерным волнистым погасанием. Биотит равномерно распределен в породе в виде тонкочешуйчатых разноориентированных индивидов размером до 3 мм.

Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом с размером индивидов до 0.1–0.3 мм. В по-

роде встречаются участки более крупного, чем в основной массе, гранулированного кварца. Вторичные изменения выражены в серицитизации, хлоритизации биотита, альбитизации плагиоклаза, окварцевании. Акцессорные минералы: ильменит, фтористый апатит, циркон, монацит–(Се).

Диоритовые порфириты составляют изученную дайку ичувеемского комплекса и представляют собой серые породы, характеризующиеся порфировой, мелкозернистой структурой. Объем вкрапленников не превышает 30 % породы, их распределение неравномерное (рис. 2, д, е). Среди них преобладает плагиоклаз (до 40 %), амфиболы (до 30 %), кварц (10–15 %), в меньшей степени развит ортоклаз с пертитовой структурой (до 15 %). Плагиоклаз присутствует в виде крупных (до 3 мм) призматических кристаллов, почти полностью замещенных соссюритом, эпидот-цоизитовым агрегатом, альбитом. Амфиболы образуют короткопризматические зерна, часто хлоритизированы. Кварц формирует округлые и ксеноморфные выделения. Калиевый полевой шпат встречается в виде кайм вокруг кристаллов плагиоклаза и в виде псевдосферолитовых образований с кварцем.

Тонкозернистая основная масса сложена кварцем, калиевым полевым шпатом, пелитизированным альбитом. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, титанит, единичные зерна циркона.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района было проведено U-Pb изотопное датирование цирконов лейкогранита Эльвенийского массива и биотитового гранита Коневеамского штока.

В лейкограните Эльвенийского массива (проба П-11-5) среди выделенных цирконов присутствуют зерна с резко отличными морфологией и структурой в катодоллюминесцентном режиме: субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы, их обломки, а также зерна овальной формы. Длина зерен циркона от 150 до 460 мкм, $Ku = 1.9–5.3$.

По результатам U-Pb датирования для всех измеренных цирконов получено несколько возрастных групп (табл. 1). Для точек 1.1 и 9.1 (рис. 3) получены высокие значения урана, 3850 и 3983 г/т, соответственно, что приводит к матричному эффекту (омоложению возраста), поэтому они не учитывались при расчете возраста. Для цирконов с точками 2.1 и 4.1 получены возрасты 252 ± 4 и 161 ± 3 млн лет (значения по $^{206}Pb/^{238}U$). Для них $U = 326$ и 1466 г/т, $Th = 147$ и 244 г/т, $Th/U = 0.10–0.77$, характерные для цирконов магматического генезиса [17].

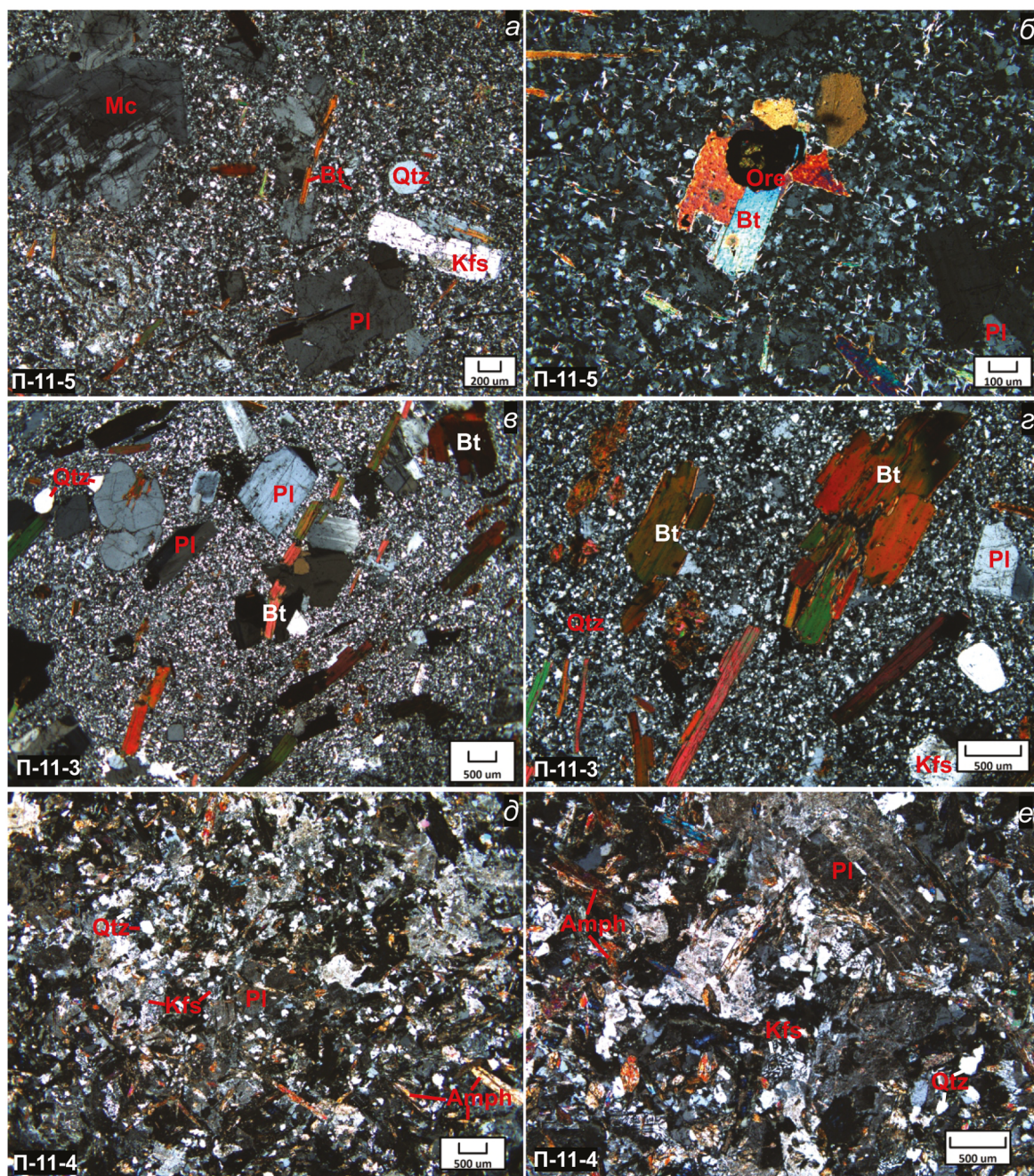


Рис. 2. Микрофотографии шлифов пород гранитоидных комплексов Нетпнейвеемского рудного района в скрещенных николях.

а, б – лейкограниты Эльвенеяского массива; *в, г* – биотитовые граниты Коневаамского штока; *д, е* – диоритовый порфирит дайки ичувеемского комплекса. Qtz – кварц, Kfs – полевоы шпат, Mc – микроклин, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Amph – амфибол, Ore – рудный минерал.

Зерна с высокими значениями $^{206}\text{Pb}_c$ от 1.01 до 3.69 % (точки 6.1, 13.1, 12.1, 10.1, 4.1) при расчете конкордантного возраста не учитывались. Цирконы, имеющие повышенную долю обыкновенного свинца, но менее 1 % (точки 16.1, 14.1), не внесли существенной коррекции при расчете U-Pb систематики. Для

остальных цирконов конкордантный возраст составляет 107 ± 1 млн лет. Они имеют содержания U = 228–985 и 1539 (15.1) г/т, Th = 21–868 и 1592 (15.1) г/т, Th/U = 0.04–1.07.

Циркон из лейкогранитов Эльвенеяского массива с возрастом 252 млн лет, по-видимому, является

Таблица 1. Результаты U-Th-Pb датирования циркона из гранитоидов Нетпнейвеемского района.

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, г/т	Th, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн лет	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ $\pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ $\pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1σ $\pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1σ $\pm \%$	Коеф. корр.
Проба П-11-5, лейкогранит, Эльвенецкий массив															
15.1	0.13	1539	1592	21.7	1.07	105 ± 2	60.8	1.7	0.0491	2.0	0.1111	4.9	0.01643	1.7	0.3
16.1	0.73	470	137	6.68	0.30	106 ± 1	60.3	0.7	0.0540	3.4	0.1164	12.4	0.01653	1.1	0.1
8.1	0.27	872	868	12.4	1.03	106 ± 2	60.0	1.6	0.0503	2.5	0.1055	10.9	0.01657	1.7	0.2
3.1	0.05	985	465	14.1	0.49	107 ± 2	59.9	1.7	0.0485	2.4	0.1170	8.5	0.01673	1.8	0.2
14.1	0.89	228	124	3.27	0.56	107 ± 2	59.3	1.0	0.0552	4.9	0.1138	25.6	0.01673	1.9	0.1
7.1	--	521	21	7.53	0.04	108 ± 1	59.9	0.7	0.0480	6.1	0.1256	15.1	0.01683	1.2	0.1
5.1	0.49	765	518	11.1	0.70	108 ± 0.9	59.4	0.7	0.0520	2.6	0.1241	7.0	0.01686	0.8	0.1
11.1	0.04	487	271	6.96	0.58	106 ± 1	59.5	0.8	0.0485	4.2	0.0943	16.5	0.01665	1.1	0.1
6.1	2.19	615	351	8.85	0.59	107 ± 1	57.5	0.8	0.0656	5.2	0.0846	26.9	0.01676	1.4	0.1
13.1	1.56	1636	149	24.1	0.09	110 ± 2	57.9	1.5	0.0606	1.6	0.1278	6.4	0.01714	1.6	0.2
12.1	1.01	2601	344	38.7	0.14	111 ± 2	57.2	1.5	0.0563	4.2	0.1151	7.1	0.01730	1.5	0.2
10.1	3.69	284	48	4.18	0.17	110 ± 6	55.2	2.6	0.0776	5.3	0.0848	100.9	0.01716	5.1	0.1
4.1	3.60	326	244	7.09	0.77	161 ± 3	37.8	1.6	0.0780	2.6	0.1594	27.0	0.02536	2.2	0.1
2.1	0.45	1466	147	50.1	0.10	252 ± 4	25.1	1.7	0.0548	1.1	0.2995	2.7	0.03983	1.7	0.6
1.1	0.04	3850	177	57.8	0.05	112 ± 1	57.3	1.3	0.0474	2.6	0.1142	2.9	0.01747	1.3	0.4
9.1	1.33	3983	150	60.5	0.04	113 ± 3	56.5	2.5	0.0506	3.9	0.1234	4.6	0.01769	2.5	0.5
Проба П-11-3, биотитовый гранит, Коневаамский штюк															
10.1	0.14	1225	588	18.5	0.50	112 ± 2	57.0	1.5	0.0494	2.1	0.1214	7.1	0.01755	1.5	0.2
5.1	0.16	1693	369	25.6	0.22	113 ± 2	56.6	1.5	0.0495	1.8	0.1157	5.3	0.01762	1.5	0.3
2.1	0.05	799	69	12.1	0.09	113 ± 2	56.4	2.0	0.0487	2.5	0.1123	9.3	0.01768	2.1	0.2
8.1	0.10	913	84	14	0.09	114 ± 2	56.3	1.5	0.0491	2.3	0.1226	8.7	0.01779	1.6	0.2
3.1	0.14	2005	630	30.9	0.32	115 ± 3	55.9	2.4	0.0494	1.6	0.1268	4.2	0.01793	2.4	0.6
7.1		1118	71	17.2	0.07	114 ± 2	56.0	1.4	0.0475	2.2	0.1217	7.2	0.01788	1.4	0.2
6.1	0.03	1165	124	17.9	0.11	115 ± 2	55.8	1.8	0.0485	2.1	0.1197	6.8	0.01793	1.8	0.3
4.1		1073	90	16.6	0.09	115 ± 2	55.5	1.5	0.0481	2.2	0.1243	8.4	0.01806	1.6	0.2
1.1	0.00	1136	395	17.6	0.36	115 ± 2	55.3	1.8	0.0483	2.1	0.1131	8.2	0.01801	1.9	0.2
9.1	0.02	93	58	8.46	0.64	648 ± 9	9.5	1.2	0.0614	2.8	0.9213	11.6	0.10583	1.5	0.1

Примечание. Pb_c и Pb^* – обычный и радиогенный свинец, соответственно. Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb . Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ ; погрешности вычисленных конкордатных возрастов приводятся на уровне 2σ . Коеф. корр. – коэффициент коррекции.

ксеногенным и был захвачен из мезозойских терригенных комплексов, где данная популяция представлена достаточно широко [3].

Цирконы из биотитового гранита Коневаамского штюка (проба П-11-3) представляют собой идиоморфные длиннопризматические кристаллы с тонкой магматической зональностью и с элементами секториальности, длина зерен 200–540 мкм, $K_u = 1.9\text{--}5.0$. Для 9 измеренных цирконов получен конкордантный возраст 114 ± 1.5 млн лет; $U = 799\text{--}2005$, $Th = 69\text{--}630$, $Th/U = 0.07\text{--}0.50$. В одном случае (т. 9.1) измерение проведено для ядерной части в цирконе и получено значение возраста 648 ± 9 млн лет, что соответствует неопротерозою (криогению).

Таким образом, по данным U-Th-Pb датирования возраст лейкогранитов Эльвенецкого массива составляет 107 ± 1 млн лет, возраст биотитовых гра-

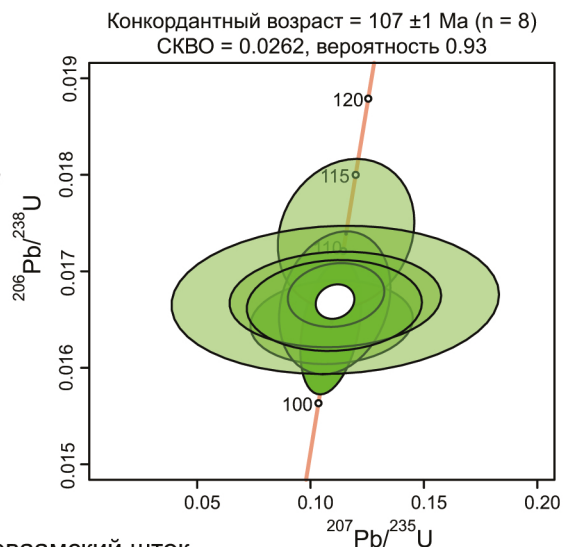
нитов Коневаамского штюка – 114 ± 1 млн лет, что соответствует концу раннего мела (альбу и апту). Следовательно, можно предполагать, что Коневаамский штюк не представлял собой первую фазу внедрения Эльвенецкого массива, а сформировался в отдельный, более ранний этап гранитоидного магматизма.

Диоритовые порфиристы дайки ичувеемского комплекса не содержат зерен циркона, что не позволяет определить возраст пород данным методом. Датирование амфиболов К-Аг методом также невозможно ввиду большого количества минеральных включений в зернах амфибола. Таким образом, возраст даек ичувеемского комплекса пока не установлен.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Породообразующими минералами лейкогранитов Эльвенецкого массива и биотитовых гранитов

проба П-11-5, Эльвенийский массив



проба П-11-3, Коневеамский шток

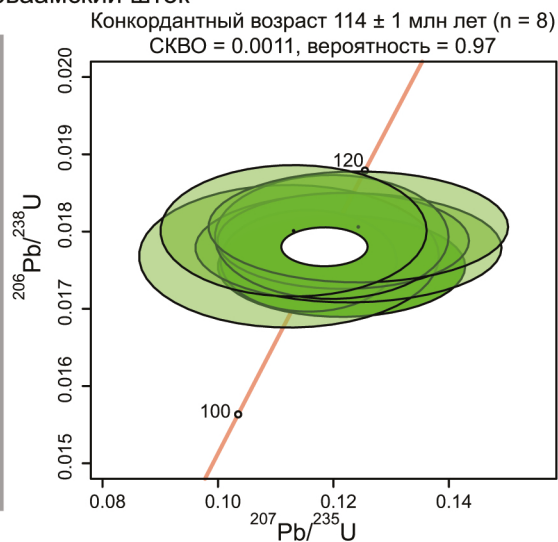
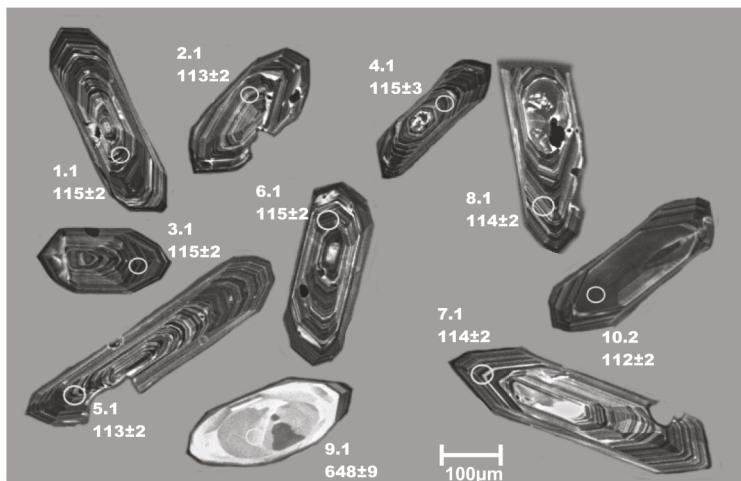


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона с местоположением точек измерений и результаты датирования лейкогранита Эльвенийского массива и биотитового гранита Коневеамского штока, рассчитанные в программе Isoplot (vers. 6.5) [33].

Коневеамского штока являются плагиоклазы, калиевый полевой шпат, кварц, биотит. В диоритовых порфиритах дайки ичугеимского комплекса среди темнокветных минералов присутствует амфибол.

Плагиоклаз в лейкогранитах Эльвенийского массива соответствует олигоклазу–андезину № 21–35, для биотитовых гранитов Коневеамского штока характерен более основной состав – андезин № 32–38 (табл. 2). В обоих типах пород отмечается наличие в составе плагиоклазов до 2 % ортоклазового минала. В диоритовых порфиритах дайки ичугеимского комплекса плагиоклаз имеет состав андезина–лабрадора № 43–50. В результате вторичных замещений также

распространен альбит № 5–6. Содержание альбитового минала в калиевом полевоом шпате из гранитоидов Эльвенийского массива и Коневеамского штока достигает 19 % (до 2.2 % Na_2O).

Составы биотитов из гранитоидов Эльвенийского массива и Коневеамского штока соответствуют анниту и флогопиту (рис. 4, а–в). Значение магнезиальности в биотитах лейкогранитов Эльвенийского массива составляет $\text{Mg}\# = 0.34\text{--}0.37$, в биотитах гранитоидов Коневеамского штока $\text{Mg}\# = 0.46\text{--}0.5$. Содержание Ti имеет выдержанный характер: от 2.45 до 4.09 мас. % TiO_2 . Для концентраций Al_2O_3 отмечается широкий диапазон – от 15.7 до 22.12 мас. %. Содержа-

Таблица 2. Представительные составы полевых шпатов (мас. %) из гранитоидов Нептнейвеевского рудного района.

	Эльвенийский массив, обр. П-11-5									Дайка ичувеевского комплекса, обр. П-11-4		
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3
SiO ₂	60.83	63.99	61.83	61.96	64.16	58.92	63.64	62.28	63.18	62.68	62.24	66.59
Al ₂ O ₃	24.78	18.73	24.22	24.44	19.06	25.85	18.91	18.95	19.14	18.54	19.23	20.72
CaO	5.61	—	5.21	5.43	—	7.06	—	—	—	—	—	1.16
BaO	—	—	—	—	—	—	0.58	1.57	1.26	0.8	0.66	—
Na ₂ O	7.85	0.39	7.98	7.78	0.54	7.04	1.07	1.15	1.03	1.08	1.23	10.68
K ₂ O	0.23	16.76	0.33	0.27	16.4	0.19	15.51	15.49	15.31	16.52	16.54	—
Сумма	99.3	99.87	99.57	99.88	100.1	99.06	99.71	99.44	99.92	99.62	99.9	99.15
	Дайка ичувеевского комплекса, обр. П-11-4				Коневеамский штوك, обр. П-11-3							
Компоненты	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63.06	63.56	61.81	63.38	64.87	59.66	60.45	48.64	48.89	63.21	63.67	58.41
Al ₂ O ₃	18.59	18.52	24.43	18.97	18.83	25.32	25.15	35.22	35.21	19.52	19.76	26.21
FeO	—	—	—	—	—	—	—	2.17	2.17	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	1.71	1.55	—	—	—
CaO	—	—	4.24	—	—	6.63	6.65	—	—	—	—	7.65
BaO	0.6	—	—	0.84	—	—	—	0.32	—	0.5	—	—
Na ₂ O	1.54	0.53	8.45	1.36	2.21	7.19	7.06	—	—	0.85	1.8	6.41
K ₂ O	15.75	16.52	0.23	14.96	13.66	0.37	0.26	11.11	11.64	16.76	14.13	0.36
Сумма	99.54	99.13	99.16	99.51	99.57	99.17	99.57	99.17	99.46	100.84	99.36	99.04

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

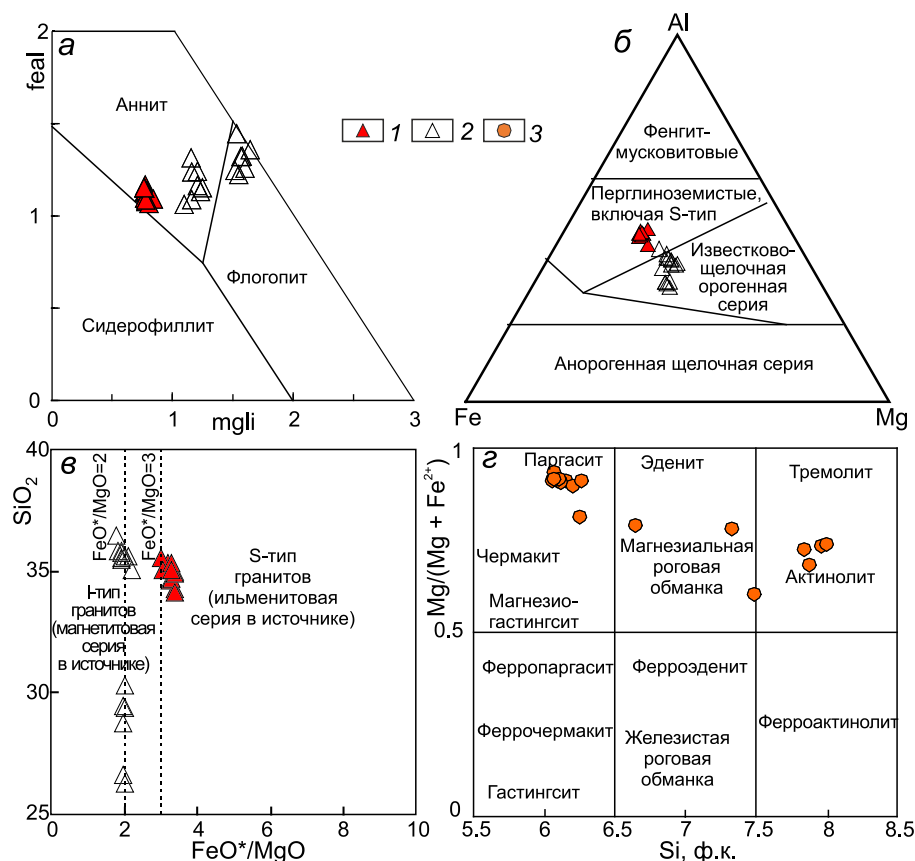


Рис. 4. Фрагмент классификационной диаграммы составов биотитов [31] (а); диаграмма Fe–Al–Mg (ф.к.) [11] (б) и диаграмма SiO₂–FeO*/MgO (мас. %) [13] (в) состава биотитов; классификационная диаграмма амфиболов [19] (з) для гранитоидов Нептнейвеевского рудного района: 1 – лейкограниты Эльвенийского массива; 2 – биотитовые граниты Коневеамского штока; 3 – диоритовый порфирит дайки ичувеевского комплекса. MgLi = Mg–Li (ф.к.), feal = Fe + Mn + Ti – Al (ф.к.).

Таблица 3. Представительные составы биотитов (мас. %) из гранитоидов Нетпнейемского рудного района.

Компоненты	Эльвенийский массив. обр. П-11-5										Коневеамский шток. обр. П-11-3								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	34.3	35.06	34.62	34.67	34.98	34.88	35.03	35.35	35.07	35.13	35.65	35.59	35.84	35.06	35.5	35.8	35.6	36.43	35.54
TiO ₂	3.39	3.84	3.51	3.57	3.64	3.26	3.92	4.1	3.42	3.75	4.37	3.88	3.81	2.45	4.09	3.74	2.86	3.87	3.84
Al ₂ O ₃	18.74	18.6	18.62	18.5	18.74	19.18	19.2	18.35	18.94	18.86	13.21	15.7	16.38	17.25	16.12	15.86	17.12	16.56	16.71
FeO	21.52	21.79	21.43	21.45	21.87	21.8	20.8	21.41	21.51	21.87	24.03	20.39	19.34	19.93	19.57	18.84	19.7	19.32	19.63
MnO	0.28	0.3	0.34	0.3	0.29	0.29	0.32	0.29	0.26	0.36	0.38	0.32	0.34	0.35	0.25	—	0.32	0.28	—
MgO	6.39	6.54	6.62	6.5	6.44	6.5	6.83	6.5	6.58	6.48	8.5	9.78	10.09	9.17	10.22	10.36	9.85	10.77	10.26
K ₂ O	9.5	9.81	9.82	9.72	9.87	9.89	9.88	9.75	9.82	9.85	9.63	9.37	9.12	9.24	9.14	9.2	9.38	9.11	9.06
Сумма	94.44	95.94	94.96	94.71	95.83	95.8	95.98	95.75	95.6	96.3	95.97	95.17	95.04	93.7	94.89	93.91	95.01	96.34	95.2
Ф.к.																			
Si	2.77	2.79	2.77	2.79	2.78	2.77	2.77	2.82	2.79	2.78	2.86	2.82	2.83	2.81	2.81	2.86	2.81	2.83	2.80
Ti	0.21	0.23	0.21	0.22	0.22	0.19	0.23	0.25	0.20	0.22	0.26	0.23	0.23	0.15	0.24	0.22	0.17	0.23	0.23
Al	1.78	1.74	1.76	1.75	1.76	1.80	1.79	1.72	1.78	1.76	1.25	1.47	1.53	1.63	1.50	1.49	1.59	1.52	1.55
Fe	1.45	1.45	1.44	1.44	1.46	1.45	1.38	1.43	1.43	1.45	1.61	1.35	1.28	1.34	1.30	1.26	1.30	1.26	1.30
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	—	0.02	0.02	—
Mg	0.77	0.78	0.79	0.78	0.76	0.77	0.81	0.77	0.78	0.77	1.01	1.16	1.19	1.10	1.21	1.23	1.16	1.25	1.21
K	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.98	0.95	0.92	0.95	0.92	0.94	0.94	0.90	0.91
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Примечание. Прочерк — элемент не обнаружен. Ф.к. — формульные коэффициенты, рассчитаны на 8 катионов.

ние FeO повышенное и достигает 24 мас. % (табл. 3). В гранитоидах Коневеамского штока отмечаются хлорсодержащие биотиты. Амфиболы распространены только в диоритовых порфиридах дайки ичувеемского комплекса и относятся к группе Са-амфиболов. Их состав отвечает паргаситу, магнезиальной роговой обманке и актинолиту, $Mg\# = 0.67-0.83$ (рис. 4, з). Амфиболы характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 до 12 мас. %, до 2.89 мас. % $Na_2O + K_2O$ и до 2.86 мас. % TiO_2 (табл. 4).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Эльвенийского массива и Коневеамского штока характеризуются близким содержанием кремнезема и суммы щелочей: в среднем SiO_2 73.4 и 70.1 мас. %, $Na_2O + K_2O$ 7.3 и 6.4 мас. %, соответственно (табл. 5). Породы являются перглиноземистыми с индексом ASI от 1.05 до 1.5, относятся к породам умеренной и нормальной щелочности. По соотношению K_2O и SiO_2 лейкограниты Эльвенийского массива принадлежат высококалиевой серии, а биотитовые граниты Коневеамского штока — известково-щелочной серии (рис. 5). По отношению Fe_2O_3/FeO породы Эльвенийского массива относятся к магнетитовой серии, в то время как гранитоиды Коневеамского штока тяготеют к ильменитовой серии.

По индексу железистости $Fe^* = FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ гранитоиды Коневеамского штока являются преимущественно магнезиальными, а гранитоиды Эльвенийского массива занимают положение в пограничной зоне между железистой и магнезиальной сериями. По соотношению Fe_2O_3/FeO породы занимают пограничное положение между магнетитовой и ильменитовой сериями, т.е. являются слабо магнетитовыми.

Породы изученной дайки ичувеемского комплекса по составу соответствуют диоритам с содержанием кремнезема 55.45 мас. % и суммой щелочей $Na_2O + K_2O$ 4.36 мас. %, являются метаглиноземистыми, высокомагнезиальными и относятся к известково-щелочной серии.

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на примитивную мантию, демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии Nb, Ta, а также отрицательные аномалии Ce, Sr и Zr (рис. 6). Наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, U, La) относительно высокозарядных (Nd, Hf, Zr, Sm, Eu).

Графики распределения РЗЭ для пород Эльвенийского массива и Коневеамского штока имеют отрицательный наклон со значительным обогащением

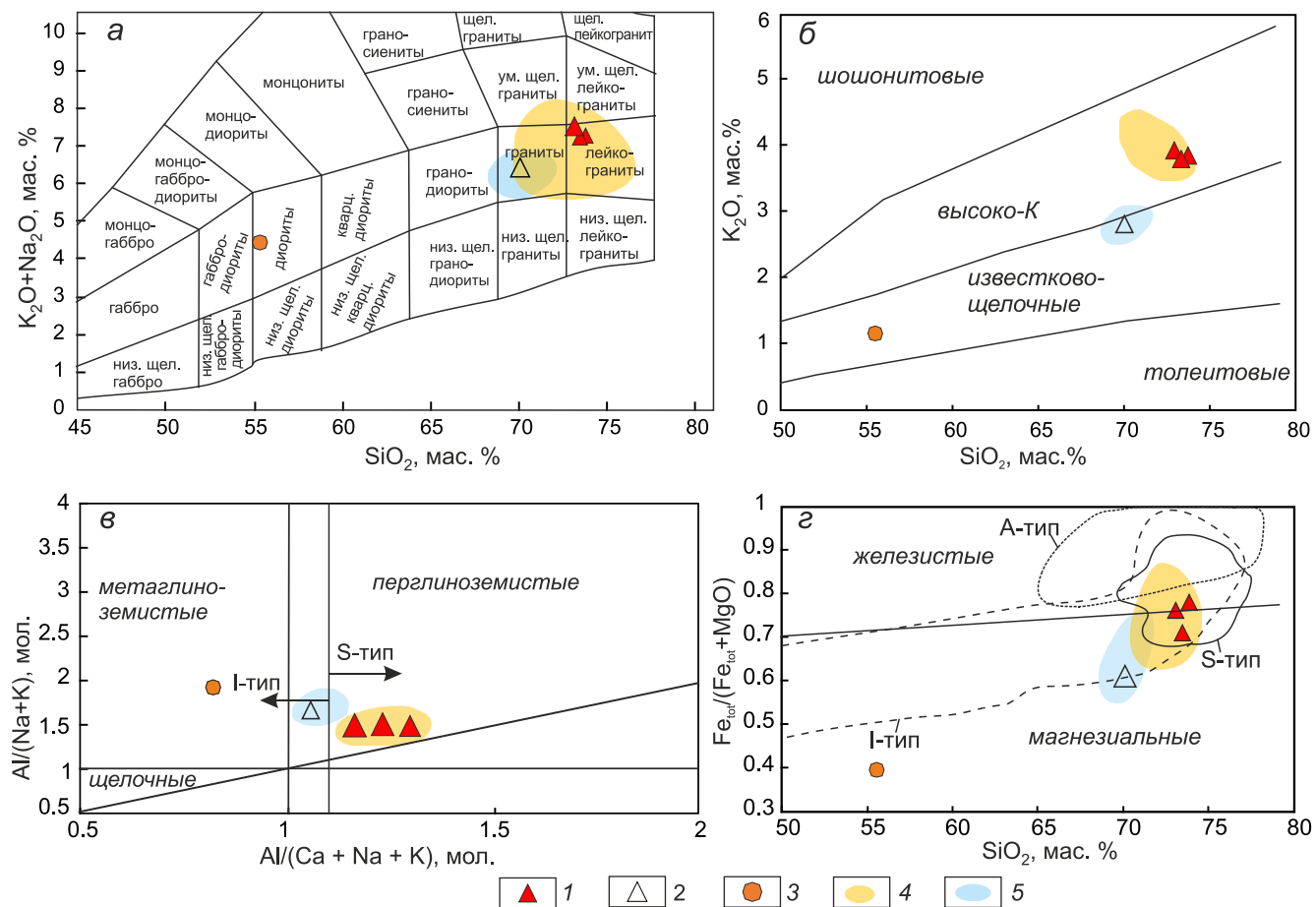


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для пород гранитоидных комплексов Нетпнейвеемского рудного района.

a – $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [18]; *б* – диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ [26]; *в* – диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [21]; *г* – диаграмма $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [15]; 1 – лейкограниты Эльвенеиского массива; 2 – биотитовые граниты Коневеамского штока; 3 – диоритовый порфирит дайки ичувеемского комплекса; 4 – поле составов гранитоидов Эльвенеиского массива [2]; 5 – поле составов гранитоидов Коневеамского штока [2].

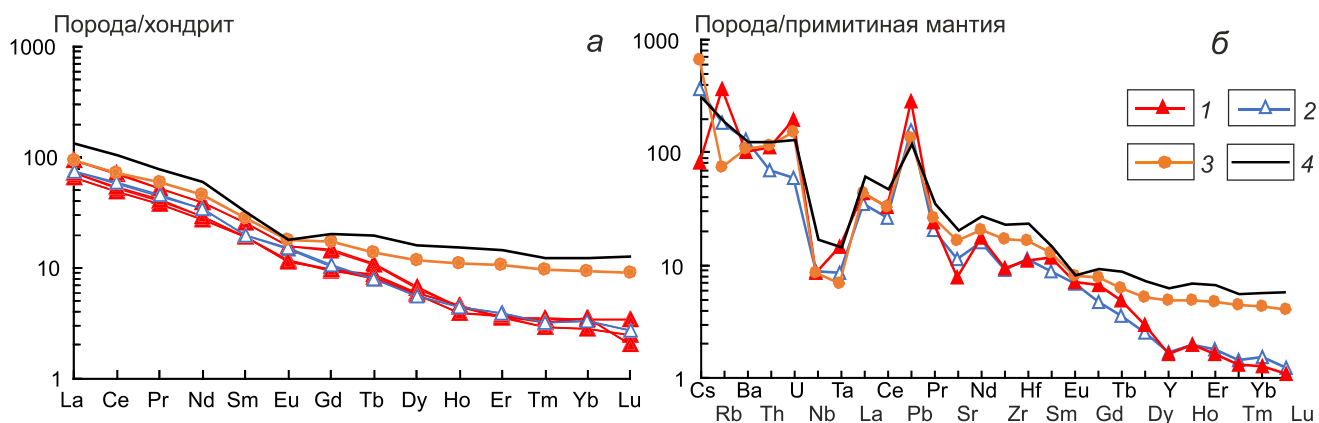


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [22] (*a*), и микроэлементов, нормированные по примитивной мантии [20] (*б*), для гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района.

1 – лейкограниты Эльвенеиского массива; 2 – биотитовые граниты Коневеамского штока; 3 – диоритовый порфирит дайки ичувеемского комплекса; 4 – спектр верхней континентальной коры, по [27].

Таблица 6. Результаты анализа Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопных систем для гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района.

Sm-Nd изотопная система							
№ пробы	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет
П-11-3	107.56	3.02	16.5	0.11069	0.512456	-2.36	1120
П-11-5	113.7	3.84	18.3	0.12668	0.512447	-2.76	1154
Rb-Sr изотопная система							
№ пробы	Возраст, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
П-11-3	107.56	120	313	1.1120	0.710869	67.97	0.709162
П-11-5	113.7	198	147	3.9067	0.716765	90.77	0.710769
Pb-Pb изотопная система							
№ пробы	Возраст, млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$
П-11-3	107.56	18.8770	15.5814	38.8008	18.8144	15.5784	38.7092
П-11-5	113.7	18.9422	15.5742	38.4599	18.8328	15.5690	38.3778

Примечание. Номера проб в таблице соответствуют номерам проб в таблице 1.

легкими РЗЭ при $(\text{La}/\text{Yb})_n = 14.4\text{--}33.6$. Диоритовые порфириды дайки ичувеемского комплекса имеют более пологий график распределения РЗЭ за счет большего обогащения тяжелыми РЗЭ при $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.85$.

Для лейкогранитов Эльвенецкого массива и диоритовых порфиритов дайки характерна слабая отрицательная европиевая аномалия при $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.8$, в распределениях РЗЭ биотитовых гранитах Коневеаамском штоке Eu аномалия отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99$). Сумма редкоземельных элементов в лейкогранитах Эльвенецкого массива изменяется от 70 до 98 г/т, в биотитовых гранитах – до 82 г/т, в диоритовых порфиритах – 107.7 г/т. Линия спектра распределения очень близка по форме и уровню концентраций элементов к спектру верхней континентальной коры.

Sr-Nd-Pb изотопный состав

Лейкограниты Эльвенецкого массива и биотитовые граниты Коневеаамского штока характеризуются небольшими отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (-2.76 и -2.36) и высокими первичными отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, составляющими 0.710769 и 0.709162 (табл. 6). Величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ пересчитаны согласно U-Th-Pb датировкам, представленным в данной работе. Гранитоиды имеют близкие мезопротерозойские (стенийские) двустадийные модельные возрасты $T_{\text{DM-2}}$, которые составляют 1154 и 1120 млн лет, соответственно.

Изотопный состав свинца гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района идентичен у изученных интрузивных тел. В лейкогранитах Эльвенецкого массива $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.9422$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5742$,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.4599$. Для биотитовых гранитов Коневеаамского штока установлены значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.8770$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5814$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.8008$.

ОБСУЖДЕНИЕ

U-Th-Pb изотопные датировки по циркону изученных гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района значительно отличаются от радиологического возраста $(138 \pm 9$ млн лет), определенного Rb-Sr методом [2]. Полученные возрасты биотитовых гранитов Коневеаамского штока и лейкогранитов Эльвенецкого массива 114 ± 1 млн лет и 107 ± 1 млн лет, соответственно, сопоставимы с аптским и альбским этапами интрузивного магматизма, связанными с постколлизийным растяжением после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского (Северо-Азиатского) континента [1, 8, 30]. Датировка биотитовых гранитов Коневеаамского штока соответствует времени формирования постколлизийных гранитоидов Анюйской зоны (117–114 млн лет) [23] и вулканитов тытыльвеемской свиты аптского возраста [10].

Гранитоиды Эльвенецкого массива обеднены CaO, Na₂O, Sr, представлены одновременно железистыми и магнезиальными разновидностями, содержат Al-насыщенный биотит, что свойственно гранитам S-типа [14]. Известково-щелочной состав, повышенное содержание Ba, низкие концентрации P₂O₅ и K₂O, присутствие большого количества биотита с высоким содержанием Mg в гранитах Коневеаамского штока сближают их с гранитами I-типа.

Составы биотитов из гранитоидов Коневеаамского штока и Эльвенецкого массива также подчеркивают их разную геохимическую типизацию (рис. 4, б, в).

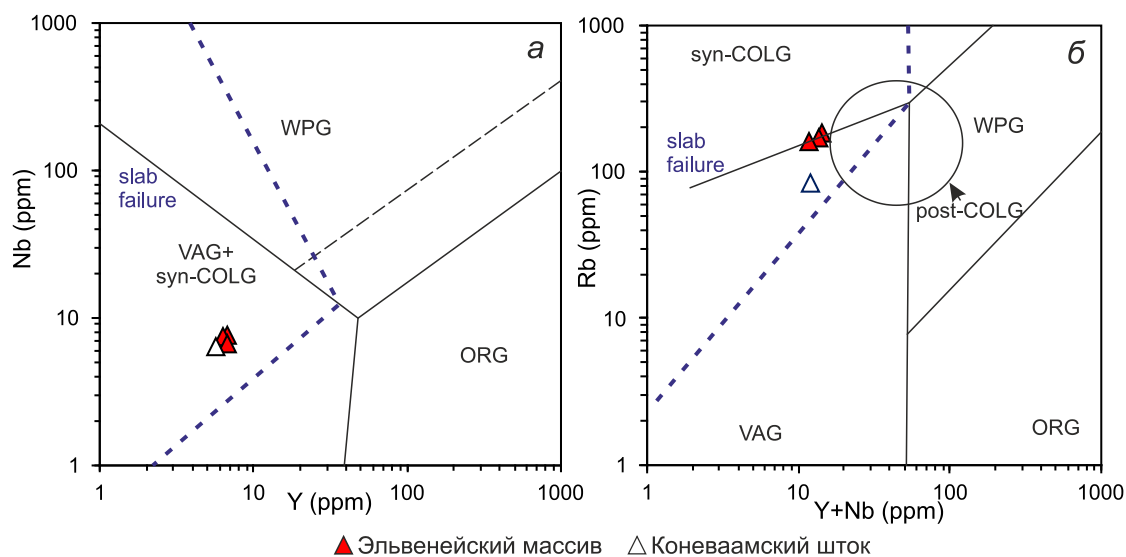


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы Nb – Y (a) и Rb – (Y+Nb) (б) для гранитоидов Эльвенийского массива и Коневеаамского штока, по [25, 34]. Граниты: VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийные, WPG – внутриплитные, ORG – океанических хребтов.

В биотитовых гранитах Коневеаамского штока биотит соответствует гранитам известково-щелочной орогенной серии I-типа, а биотит лейкогранитов Эльвенийского массива отвечает перглиноземистым гранитам S-типа.

Геохимические свойства гранитоидов Эльвенийского массива и Коневеаамского штока, такие как обогащение крупноионными литофильными элементами, обеднение танталом и ниобием, сходство со средним составом верхней континентальной коры указывают на их коровое происхождение. На диаграммах Rb – (Y + Nb) и Nb – Y (рис. 7), разделяющих гранитоиды, сформировавшиеся в разных геодинамических обстановках, фигуративные точки биотитовых гранитов Коневеаамского штока попадают в поле гранитоидов вулканических дуг, а точки составов лейкогранитов Эльвенийского массива занимают промежуточное положение между гранитоидами надсубдукционной и синколлизийной обстановок. Кроме того, на этих же диаграммах они локализуются в поле slab-failure гранитоидов, образующихся на постколлизийном этапе и внедряющихся в тектонически утолщенную кору континентальной окраины [34].

Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района, а именно отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$, высокие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и мезопротерозойские модельные возрасты, свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе. Сходный Sr-Nd изотопный состав имеют аптские гранитоиды Тытельвеемского пояса Чукотки (рис. 8, а),

а альбские гранитоиды Чаунской провинции Чукотки отличаются значительно более отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ [30]. Для последней предполагается более обогащенный источник магм, в который вносят вклад как материал континентальной коры, так и литосферной мантии, продуцирующий одновозрастные вулканы шошонитовой серии [30].

Петрографическая характеристика, особенности петро- и геохимического состава пород даек ичувеемского комплекса демонстрируют существенные отличия от образований Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), а их секущее положение по отношению к вулканитам ОЧВП свидетельствует о позднемеловом возрасте.

Таким образом, в Нетпнейвеемском рудном районе проявлены аптский, альбский и позднемеловой этапы магматической активизации.

Изотопный состав свинцов согласуется с данными по изотопам Sr и Nd. На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 8, б), отражающей эволюцию изотопного состава свинца мантийного, нижне- и верхнекорового, орогенного резервуаров и кривую эволюции земного свинца двухстадийной модели [29], фигуративные точки состава гранитоидов Эльвенийского массива и Коневеаамского штока расположены между линиями эволюции орогенного и мантийного резервуаров. Изотопный состав свинца всех изученных гранитоидов соответствуют составу зрелых островных дуг.

Возраст гранитоидов, их петро- и геохимический состав, геодинамическая обстановка и окис-

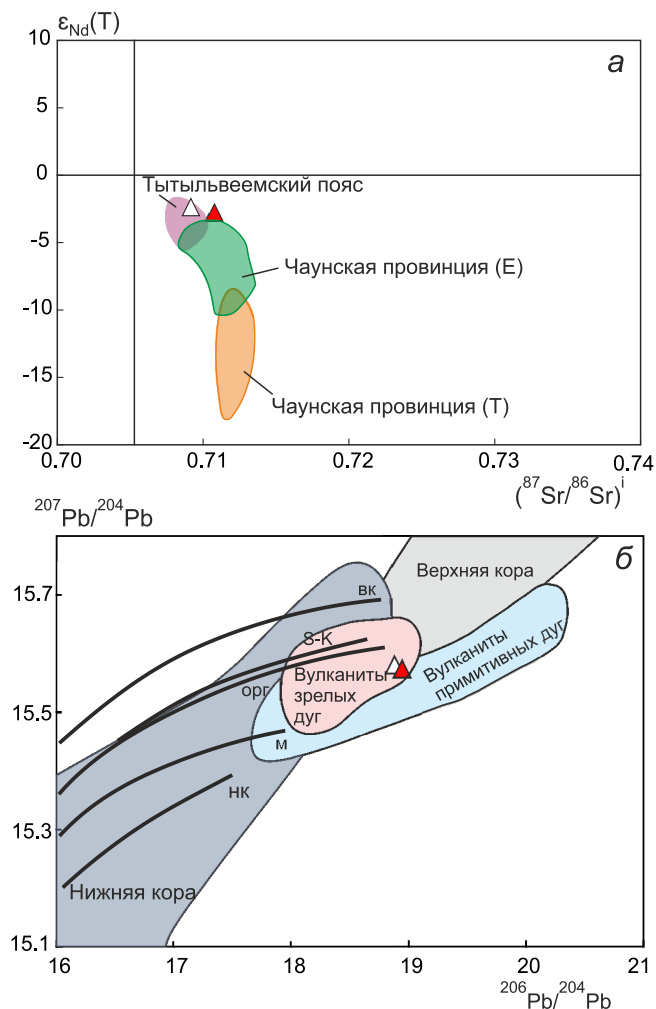


Рис. 8. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (а) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района, по [36, 37].

Составы гранитоидов Чаунской провинции – по [30] (Т) и [7] (Е), составы гранитоидов Тытыльвеемского пояса – по [30]. Нанесенные линии обозначают эволюцию свинца в различных резервуарах: НК – нижнекоровом, М – мантийном, ОРГ – орогенном, ВК – верхнекоровом, по [29]. S-K – линия эволюции земного свинца по двухстадийной модели [29]. Условные обозначения см. рис. 7.

лительно-восстановительные условия образования имеют важнейшее значение для формирования месторождений. Как известно [5, 16], посторогенная или постколлизийная обстановка, а также наличие метаглиноземистых субщелочных пород среднего-кислого состава являются наиболее благоприятными для формирования золоторудных систем, связанных с восстановленными интрузиями. Работы [6, 9] показали, что в пределах Чукотки большинство золоторудных месторождений приурочены к ареалам развития постколлизийного мелового гранитоидного магматизма.

Сочетание отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и Rb/Sr для гранитоидов Коневеамского штока демонстрируют сходство с таковыми интрузий, с которыми могут быть связаны золото-редкометалльные месторождения, а для Эльвенеи массива – с интрузиями, содержащими вольфрамовую минерализацию. Это подтверждается попаданием точек состава биотитового гранита Коневеамского штока и лейкогранитов Эльвенеи массива в соответствующие поля золото-висмутовой и вольфрамовой минерализации на диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} - \text{Rb}/\text{Sr}$ [12] (рис. 9). Золото-редкометалльным оруденением восстановленных интрузий на Чукотке характеризуется массив Кекура Стадухинского рудно-россыпного района. Возраст многофазного интрузива Кекура оценивается от 114 до 112 млн лет, что согласуется с возрастом гранитов Коневеамского штока. Исследования последних лет [24] выявили для месторождения Кекура соответствие возраста золото-редкометалльной минерализации с возрастом гранит-порфиров последней фазы внедрения. Проведенные исследования подчеркивают необходимость в более детальном изучении раннемелового гранитоидного магматизма Нетпнейвеемского рудно-россыпного района с целью прогнозирования промышленно значимых золото-редкометалльных рудных объектов.

ВЫВОДЫ

Проведенные геохронологические исследования гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района позволили уточнить возраст интрузивных образований. По результатам U-Th-Pb датирования, возраст лейкогранитов Эльвенеи массива составляет 107 ± 1 млн лет, возраст биотитовых гранитов Коневеамского штока – 114 ± 1 млн лет, что соответствует альбскому и аптскому этапам гранитоидного магматизма на Чукотке.

Петрогеохимические и изотопно-геохронологические особенности изученных гранитоидов указывают на значительный вклад вещества зрелой континентальной коры в источнике магм, продуцирующих гранитоиды Эльвенеи массива и Коневеамского штока.

Предполагаемая обстановка формирования изученных гранитоидов – постколлизийное растяжение после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента, как и для аптальбских гранитоидов Чукотки в целом.

По геохимическим свойствам породы Коневеамского штока демонстрируют признаки интрузий, с которыми связаны золото-редкометалльные месторождения, а Эльвенеи массива – вольфрамовые. Полученные данные по возрасту и составу пород свидетельствуют о перспективности Нетпнейвеемского

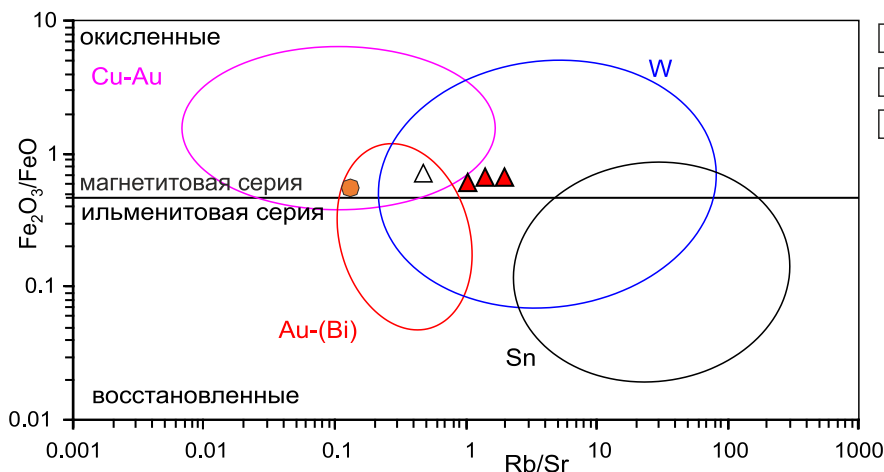


Рис. 9. Дискриминантная диаграмма Rb/Sr – $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ [12] для гранитоидов Нетпнейвеемского рудного района.

1 – лейкограниты Эльвенеяского массива; 2 – биотитовые граниты Коневеаамского штока; 3 – диоритовый порфирит дайки ичувеемского комплекса.

района на обнаружение новых объектов и необходимости проведения дальнейших поисковых работ

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН по теме №FMMG-2024-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. Меловой монзонит-гранит-мигматитовый Велиткенский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска–Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30, № 3. С. 227–257.
- Баранов М.А., Журавлев Г.Ф., Казьмин С.С., Малахов В.А., Шебеста Я.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист R-59-XXXI, XXXII: Объясн. зап. М.; С-П, (Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Чукотприродресурсы, ЗАО Чаунское ГПП). 2000. 103 с.
- Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Литология верхнеюрско-нижнемеловых отложений восточной части Мырговаамской и Раучуанской впадин, Западная Чукотка // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2020. Т. 65, № 4. С. 717–739.
- Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. И.: ИГЕМ РАН; Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.
- Волков А.В., Сидоров А.А. Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов Арктической зоны России // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 31, № 3. С. 84–99.
- Галямов А.Л., Волков А.В., Сидоров А.А. Золоторудные месторождения и меловой гранитоидный магматизм Чукотки // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 29, № 1. С. 104–115.
- Ефремов С.В. Источники металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки // Изв. СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2009. Т. 34, № 1. С. 120–126.
- Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Ватрушкина Е.В., Ганелин А.В., Голионко Б.Г. Постколлизийные гранитоиды и апт-альбское растяжение в тектонической эволюции Чукотских мезозоид, Северо-Восток России // Докл. АН. 2019. Т. 484, № 3. С. 329–334.
- Николаев Ю.Н., Балыкова И.В., Кузин С.В., Бакшеев И.А., Аплеталин А.В., Прокофьев В.Ю., Власов Е.А., Калько И.А., Косятов В.В. Состав, условия формирования, закономерности размещения и зональность золотого оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе (Западная Чукотка) // Руды и металлы. 2023. № 3. С. 87–105.
- Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- Abdel-Rahman A.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // J. Petrol. 1994. V. 35, Pt. 2. P. 525–541.
- Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // SEG Newsl. 2005. V. 61. P. 5–17.
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M. Applications of biotite inclusion composition to zircon provenance determination // Earth and Planet. Sci. Lett. 2017. V. 473. P. 237–246.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian J. Earth Sci. 2001. V. 48, N 4. P. 489–499.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
- Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. V. 5. P. 95–112.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53, N 1. P. 27–62.
- Le Maitre R.W. 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.
- Leake B., Wooley A., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N.,

- Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the commission on new minerals and mineral names of the international mineralogical association (CNMMN IMA) // PROC. RMS. 1997. V. 6. P. 82–102.
20. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // J. Geophys. Research. 2007. V. 112. P. B03211.
21. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
22. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical geology. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
23. Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Akinin V.V., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. P. 157–175.
24. Nagornaya E.V., Baksheev I.A., Selby D., Tikhomirov P.L. The latest Aptian/earliest Albian age of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia: implications for mineralization associated with post-collisional magmatism // Mineralium Deposita. 2020. V. 55, N 7. P. 1255–1262.
25. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, N 4. P. 956–983.
26. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
27. Rudnick R.L., Gao S. 4.1 Composition of the Continental Crust / Treatise on Geochemistry (Second Edition) / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. P. 1–51.
28. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International J. Geosciences. 2012. V. 3, N 2. P. 289–296.
29. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
30. Tikhomirov P.L., Luchitskaya M. V., Prokofiev V.Y., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023. V. 66, N 2. P. 607–632.
31. Tischendorf G., Forster H. J., Gottesmann B., Rieder M. True and brittle micas: composition and solid-solution series // Mineralogical Magazine. 2007. V. 71, N 3. P. 285–320.
32. Vatrushkina E.V., Sergeev S.A., Sokolov, S.D. Composition and Geochronology of the Cretaceous volcanic formations, Central Chukotka // 7th International Conference on Arctic Margins – Trondheim, Abstracts. 2015. P. 137–138.
33. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
34. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348. P. 105179.
35. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
36. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162.
37. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.

Рекомендована к печати В.В. Акининым
после доработки 15.04.2025 г.
принята к печати 28.04.2025 г.

GRANITOIDS OF THE NETPNEYVEEM TIN-TUNGSTEN-GOLD ORE DISTRICT, WESTERN CHUKOTKA

L.S. Canhimbue^a, E.V. Vatrushkina^a, M.V. Luchitskaya^a, M.A. Novikova^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, e-mail: ludmilacanhimbue@yandex.ru*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

In this paper, we report new data on the age (U-Pb SIMS), petrogeochemical, isotopic composition, and geodynamic settings for the emplacement of Cretaceous granitoid complexes of the Netpneyveem ore district in western Chukotka. The ages obtained for biotite granites of the Konevaam stock (114 ± 1 Ma) and leucogranites of the Elvenei massif (107 ± 1 Ma) are comparable with Aptian and Albian stages of intrusive magmatism associated with extension upon completion of the collision between the Chukchi microcontinent and the Siberian (North Asian) continent. Sr-Nd isotopic characteristics of the studied granitoids indicate a significant contribution of mature continental crust to the magma source. This is supported by Mesoproterozoic model ages of granitoids and the presence of Neoproterozoic inherited cores in zircons. Geochemical characteristics of rocks from the Konevaam stock are compared with those from the reduced intrusions with which gold mineralization may be associated. The data on the age and composition of intrusive rocks of the Netpneyveem district increase expectations for the identification of new targets within its boundaries and increase prospectivity of this cluster.

Key words: Netpneyveem ore district, granitoids, gold, U-Pb ages, Chukotka.