

МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (РОССИЯ): ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2010 г. К. Н. Малич, И. Ю. Баданина, Е. В. Туганова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

E-mail: dunita@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.03.2010 г.

С ультрамафит-мафитовыми интрузивами Норильской провинции на северо-западе Сибирской платформы связаны уникальные месторождения платиноидов, никеля и меди. U-Pb изотопные данные вместе с детальным изучением морфологии, внутреннего строения и геохимических особенностей ~170 зерен циркона из пород в разной степени рудоносных Талнахского, Вологочанского и Нижнеталнахского интрузивов впервые позволили охарактеризовать ранее неизвестные стадии магматической активности в Норильском регионе. Цирконы обладают повышенными концентрациями тория и урана с величиной Th/U больше единицы и распределением редкоземельных элементов, характерным для магматических цирконов. Выявленные разновидности цирконов из габброидов Талнахского интрузива характеризуются двумя возрастными ~260 млн. лет и ~230 млн. лет. В плагиоверлитах Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов выявлен интервал U-Pb возрастов 256–262 млн. лет. Разновидности цирконов из полифазных зерен изученных интрузивов характеризуются резко различными значениями конкордантных возрастов. Для Вологочанского и Нижнеталнахского интрузивов выявлены подчиненные по распространенности возрастные кластеры около 330 млн. лет и 300 млн. лет, соответственно. Наиболее молодым U-Pb возрастом (219 ± 3.8 млн. лет) характеризуется оливиновое габбро Нижнеталнахского интрузива. Установленная дискретность распределения возрастов позволяет предположить, что кристаллизация цирконов соответствует нескольким стадиям эволюции магматического расплава или характеризует гетерогенные магматические источники в процессе образования и становления интрузивных тел. Длительная эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского региона являлась благоприятным фактором для накопления уникальных по масштабам и концентрациям рудных компонентов. Новые геохронологические данные позволяют считать, что интрузивный магматизм Норильского региона, представленный плагиоверлит-габбровыми интрузивами и ассоциирующими с ними платиноидно-медно-никелевыми месторождениями, имел более сложную геологическую историю, чем это ранее предполагалось.

Ключевые слова: циркон, U-Pb возраст, габбро, меланотроктолиты, плагиоверлиты, длительная эволюция, гетерогенные источники, интрузивы Норильской провинции, толеит-базальтовый магматизм.

ВВЕДЕНИЕ

Уникальные месторождения платиноидов, никеля и меди, тесно связанные с ультрамафит-мафитовыми интрузивами норильского типа, расположены в пределах Игарско-Норильской палеорифтогенной системы на северо-западе Восточной Сибири [3]. Они приурочены к трем промышленно-рудоносным интрузивам (Талнахскому, Хараелахскому и Норильск-1) мощностью до 360 м и протяженностью до 20 км.

Несмотря на значительный металлогенический потенциал, возрастные данные для подавляющего большинства ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции, включая промышленно-рудоносные Талнахский и Хараелахский интрузивы, охарактеризованы недостаточно [62, 65]. Слабо освещены вопросы, связанные с определением продолжительности процессов магматической кристаллизации и рудного концентрирования, не-

обходимого для образования промышленного месторождения. Часто цитируемые U-Pb данные по циркону и бадделиту (248.0 ± 3.7 млн. лет [42] и 251.1 ± 3.6 млн. лет [53]) характеризуют пегматидное лейкогаббро, являющееся подчиненной петрографической разновидностью пород интрузива Норильск-1. Предполагается, что ультрамафит-мафитовые интрузивы Норильского региона составляют незначительный компонент одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже палеозоя и мезозоя (~250 млн. лет назад), в результате чего была сформирована одна из самых значительных провинций толеитовых платобазальтов на Земле [45, 52, 72 и др.].

В нашем сообщении впервые представлены результаты минералого-геохимического изучения и уран-свинцового датирования цирконов (228 определений) из различных рудоносных пород Талнахского, Вологочанского и Нижнеталнахского ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской

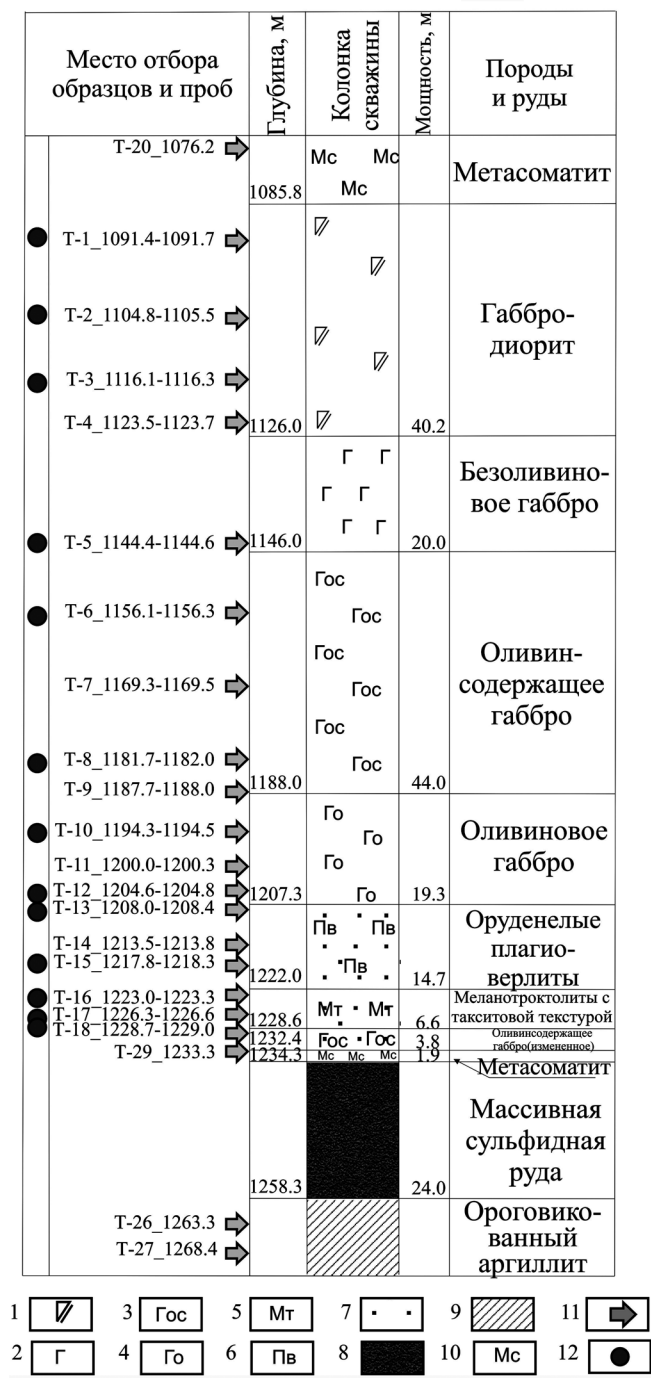


Рис. 2. Схема отбора образцов и минералогическо-технологических проб по разрезу Талнахского интрузива (скв. ОУГ-2).

1 – габбро-диорит, 2 – безоливиновое габбро, 3 – оливинсодержащее габбро, 4 – оливиновое габбро, 5 – меланотроктолит, 6 – плагиоверлит, 7 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинного состава с минералами платиновой группы (МПГ), 8 – массивное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинного состава с МПГ, 9 – ороговикованный аргиллит, 10 – метасоматит, 11 – глубина отбора образца, 12 – положение на разрезе минералогическо-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

нахского” типа (Нижнеталнахским, Нижненорильским и др.). С ними связано медно-никелевое рассеянное оруденение в виде рудопоявлений и минерализации вкрапленного (редко шлирового) типа с низкими (сотые, реже, до десятых долей процента), некондиционными содержаниями меди и никеля. В отличие от вышеуказанных типов интрузивов, породы нижнеталнахского типа имеют низкое содержание хрома и платиноидов (тысячные, реже, сотые доли грамма на тонну в единичных случаях). По данным Sr-Nd изотопной систематики нижнеталнахский тип интрузивов резко отличается от промышленно-рудоносных и рудоносных типов, характеризуясь наиболее “радиогенным” начальным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7076-0.7086$) и наименее “радиогенным” составом неодима (ϵNd около -5).

На геологических разрезах промышленно-рудоносного Талнахского (скв. ОУГ-2, рис. 2), рудоносного Вологодчанского (скв. ОВ-29, рис. 3) и слабрудоносного Нижнеталнахского (скв. ТГ-31, рис. 4) интрузивов отмечены места взятия образцов и минералогическо-технологических проб, на которых базируются выполненные изотопно-геохимические исследования.

Талнахский интрузив был открыт в 1960 г. геологами Норильской КГРЭ В.М. Кравцовым, В.С. Нестеровским и Ю.Н. Кузнецовым. Интрузив прослежен на 20 км при ширине 0.5–1.9 км и максимальной мощности 218 м. В плане он имеет лентовидную форму и асимметричное уплощенно-линзовидное поперечное сечение [29]. Его распространение четко контролируется главным тектоническим швом Норильско-Хараелахского глубинного разлома (рис. 1) и сопряженных дизъюнктивов. Интрузив полого ($7-9^\circ$) погружается в северо-восточном направлении, в основном залегая в угленосных терригенных породах C_2-P_2 , лишь в южной части, в кровле, контактирует с туфоловой толщей (P_2-T_1). В северо-восточной части его подошвой является карбонатная толща верхнего девона (D_3). Талнахский интрузив имеет мощный (>200 м) контактово-метасоматический ореол [37].

В верхней части интрузива залегают гибридно-метасоматические породы, габбро-диориты, амфиболитизированное габбро. “Верхние” ультрамафиты обогащены хромитом, лейкогаббро с такситовой текстурой. В средней части – безоливиновое, оливинсодержащее и оливиновое габбро, образующие так называемую “расслоенную серию” пород, ниже дискретно меняющуюся на плагиоперидотиты (оливиниты, плагиооливиниты и плагиоверлиты) со шлирами и жилородными образованиями меланотроктолитов, троктолитов и лейкогаббро. В нижней части интрузив сложен так называемыми “такситовыми” габброидами широко варьирующего состава – от безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых габбро со шлирами плагиоперидотитов, до меланотроктолитов и анортозитоподобных

пород. В нижнем экзоконтакте присутствуют мелкозернистое габбро и гибридно-метасоматические породы с ксенолитами роговиков.

С Талнахским интрузивом связано одноименное уникальное платиноидно-медно-никелевое месторождение с вкрапленными рудами в интрузиве (мощностью 6–100 м), массивными (мощностью до 30 м) и прожилково-вкрапленными рудами (>10–15 м) в нижнем экзоконтакте.

Цирконы по разрезу скв. ОУГ-2 Талнахского интрузива были установлены (сверху вниз, рис. 2): в габбро-диоритах (обр. Т-1, Т-2 и Т-3), безоливиновом габбро (Т-5), оливинсодержащем габбро (Т-6 и Т-8), оливиновом габбро (Т-10 и Т-12), рудоносном горизонте ультраосновных пород, представленных плагиоверлитами (Т-13 и Т-15), и “такситовых” разновидностях преимущественно основных пород (Т-16, Т-17, Т-18).

Пясино-Вологочанский интрузив, локализованный в восточном борту Вологочанской мульды, относится к *горозубовскому типу*. Он занимает площадь около 80 кв. км и прослежен в широтном направлении на расстоянии около 18 км при ширине 6–9 км. В составе *Пясино-Вологочанского* интрузива выделяют две интрузивные ветви: Южнопясинскую на севере и Вологочанскую – на юге. Обе ветви локализованы в одном стратиграфическом горизонте, при некоторых различиях они имеют сходное внутреннее строение и характер оруденения. Однако, в связи с тем, что вопрос о степени самостоятельности Южнопясинской и Вологочанской ветвей интрузивов окончательно не решен, их с определенной долей условности выделяют в составе **Вологочанского и Южнопясинского** интрузивов, соответственно. В результате бурения и комплекса сопутствующих работ (по данным И.А. Матвеева и др., 2005; ООО “Норильскгеология” Заполярного филиала ОАО “ГМК Норильский никель”), околонушено четыре крупных тела вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Цирконы из пород *Вологочанского* интрузива изучены по разрезу скважины ОВ-29 (рис. 3). Верхняя часть интрузива сложена габбро-диоритами (7.1 м), безоливиновым габбро (2.7 м), оливинсодержащим габбро (14.0 м) и оливиновым габбро (3.5 м); нижняя часть (27.5 м) – габбро-троктолитами со шпиромитом троктолитов и меланотроктолитов с существенным количеством темноцветных минералов оливина и пироксена (в среднем, в сумме – 60–65%) и пониженным количеством плагиоклаза (25–28%). В Вологочанском интрузиве количество сульфидов варьирует от 1–5% в верхней части, до 15–25% – в нижней (рис. 3). В нижней части интрузива выявлен мощный (25 м) горизонт с вкрапленным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением, характеризующимся значительным количеством меди, никеля, кобальта и платиноидов. Здесь также присутствуют породы близкие плагиовер-



Рис. 3. Схема отбора образцов и минералогических проб по разрезу Вологочанского интрузива (скв. ОВ-29).

1 – контактовое габбро, 2 – габбро-троктолит. Остальные условные см. рис. 2.

литам. В этих породах повышено количество хрома, что роднит их с промышленно-рудноносными интрузивами. Локализуется интрузив среди отложений разведочной и курейской свит нижнего девона. Изученные цирконы по разрезу скв. ОВ-29 (рис. 3) характеризуют рудоносные габбро-троктолиты (обр. 29-9, 29-17) и измененный рудоносный троктолит (обр. 29-16).

Нижнеталнахский интрузив был впервые выделен Д.М. Туровцевым [36] в зоне Центрального грабена Талнахского рудного поля. В дальнейшем площадь его существенно увеличилась. Интрузив находится в скрытом залегании в западном крыле Норильско-Хараелахского разлома гипсометриче-

Место отбора образцов и проб	Глубина, м	Колонка скважины	Мощность, м	Породы
● 31-1_773.4 →	772.5	Г Г Г Г Г		Роговик
31-2_784.3 →	783.2	Г Г Г	10.7	Безоливиновое габбро
	794.3	Го Го Го Го Го Го	11.1	Оливиновое габбро
● 31-3_794.3-797.0 →		Мт Мт Мт		Чередующиеся меланотроктолиты, габбро-троктолиты и плагиоверлиты, внизу оливиновое габбро
31-4_800.2-801.0 →		Гт Гт Гт		
31-5_804.5-805.2 →		Пв Пв Пв		
31-6_811.2 →	813.4	Го Го Го	19.1	
31-7_817.4 31-8_817.7-818.8 31-9_818.8-820.0 →		Пв Пв Пв (По) (Мт)		Плагиоверлиты со шлирами (реликтами) плагиооливинитов и меланотроктолитов
31-10_823.6-824.7 31-11_826.5-826.8 →		Пв Пв Пв (По) (Мт)		
31-12_835.4-837.0 →		Пв Пв Пв (Мт) (По)		
● 31-13_842.3-844.0 →		Пв Пв Пв (Мт) (По)		
31-14_852.0-853.0 →	853.0	Пв Пв Пв (Мт) (По)	39.6	
31-15_862.1-862.3 →		Гтр Гтр Гтр Гтр Гтр Мт Мт Мт Мт Мт Мт Мт Мт Мт Го Го Го Го Го		Габбро-троктолиты и меланотроктолиты, внизу оливиновое габбро
● 31-16_874.1-875.0 31-17_875.8 31-17a_875.9 →	890.0	Го Го Го Го Го Го	37.0	Роговик

По 1 2 3

Рис. 4. Схема отбора образцов и минералогических проб по разрезу Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31).

1 – плагиооливинит, 2 – вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение, 3 – роговик. Остальные условные см. рис. 2, 3.

ски и стратиграфически ниже *Талнахского* интрузива, а также в подошве *Хараелахского* интрузива на Октябрьском месторождении. Нижнеталнахский интрузив [11] имеет пологое залегание с се-

кущими контактами и сложную форму с раздувами и изменяющейся мощностью от 10 до 415 м. Локализуется интрузив среди отложений зубовской и хребтовской свит (D_1). Контактные изменения незначительны, распространены лишь в верхнем экзоконтакте (2–4 м) и представлены магнезиальными скарнами.

Цирконы из пород Нижнеталнахского интрузива были изучены по образцам пород скважины ТГ-31 (рис. 4). В разрезе скв. ТГ-31 (гл. 772.5–890.0 м) преобладают ультрамафиты (70%) с повышенным количеством оливина. Присутствие габброидов не превышает 30% мощности интрузива в верхней части; в центральной части они перемежаются с ультрамафитами и в небольшом количестве располагаются внизу. Условно выделено четыре горизонта с нечеткими границами (рис. 4).

Горизонт 1 представлен безоливиновым и оливиновым габбро (глубина 772.5–794.3 м, обр. 31-1, 31-2), часто сильно измененными. Количество продуктов изменения порообразующих минералов достигает 35%. Вторичные минералы представлены амфиболом, хлоритом, биотитом, идингситом и др. Присутствуют единичные зерна пирита.

Горизонт 2 (гл. 794.3–813.4 м) характеризуется перемежающимися меланотроктолитами (гл. 794.0–797.0 м, обр. 31-3), габбро-троктолитами (гл. 800.2–801.0 м, обр. 31-4), плагиоперидотитами (гл. 804.5–805.2 м, обр. 31-5) и оливиновым габбро с троктолитовыми участками (гл. 811.2 м, обр. 31-6). Породы содержат 3–4% сульфидов.

Горизонт 3 (гл. 813.4–853.0 м) представлен преимущественно ультрамафитами: плагиоверлитами (обр. 31-7, 31-8, 31-10, 31-13), плагиооливинитами (обр. 31-9), меланотроктолитами (обр. 31-11) и серпентинизированными плагиооливинитами (обр. 31-12) с изменяющимся петрохимическим составом порообразующих оливина, пироксена и плагиоклаза. Для плагиооливинитов характерна каткласическая структура. Сульфидная вкрапленность варьирует в пределах 0.5–12%, при этом ее наименьшее количество (0.5–1.0%) характерно для образцов 31-7 и 31-8, наибольшее (8–12%) – для образцов 31-10 и 31-11 (рис. 4).

Горизонт 4 расположен на глубине 853.0–890.0 м, где породы также имеют варьирующий неоднородный состав и представлены габбро-троктолитами (обр. 31-15), меланотроктолитами (обр. 31-16), в нижней части горизонта переходящими в оливиновое габбро (обр. 31-17). Количество оливина в породах горизонта ~20–30%. Они характеризуются большим количеством плагиоклаза (20–35%) и пироксенов (30–40%) в сравнении с горизонтом 3. Количество сульфидов не превышает 1.0–3.5%.

В 16 образцах (обр. 31-2–31-17) количество MgO варьирует в пределах 13.9–28 мас. % (среднее – 20.5 мас. % MgO), по сравнению с 6–8 мас. % MgO, характерного для безоливинового габбро.

Изученные цирконы по разрезу Нижнеталнахского интрузива (рис. 4) характеризуют (сверху вниз) безоливиновое габбро первого горизонта (обр. 31-1), меланотроктолиты второго и четвертого горизонтов (обр. 31-3 и 31-16, соответственно) и плагиоверлиты (обр. 31-13) из третьего горизонта.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Зерна цирконов, выделенные по технологии ppm-минералогии [12, 55; см. подробнее на <http://www.natires.com>], были сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S, после чего смонтированы в эпоксидной смоле вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA (Миддлдэйл габбро-диорит, Новый Южный Уэльс, Австралия) и 91500 (Geostandard циркон). После полировки цирконы были исследованы на электронном микроанализаторе CamScan MX2500S, с использованием комбинации изображений в обратно-рассеянных электронах и катодolumинесценции. U-Pb и редкоземельные анализы были последовательно выполнены с помощью вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГУП "ВСЕГЕИ". Для U-Pb анализа интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 10 нА, диаметр кратера – 25–30 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID v.1.12 [60] и ISOPLOT/Ex 3.00 [59]. U-Pb отношения были нормализованы на значение 0.0668, отвечающее стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет [41]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигмы, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигм. Более детально аналитические процедуры охарактеризованы в ряде работ [62, 79].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности внутреннего строения цирконов, U-Pb изотопные результаты и характер распределения тория, урана и редкоземельных элементов приведены на рис. 5–11 и в табл. 1–6. Данные сравнительной возрастной характеристики цирконов ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции обобщены в табл. 7.

Морфология и внутреннее строение. В прозрачно-полированных шлифах цирконы выявлены в виде моно- или полифазных зерен в ассоциации с клинопироксеном и плагиоклазом, а также амфиболом, биотитом и апатитом.

Цирконы, выделенные из пород, представлены идио- и субидиоморфными прозрачными

и полупрозрачными кристаллами, обладающими различной сохранностью и окраской (от темно-коричневой до бесцветной). Коэффициент удлинения цирконов варьирует от 1 : 1 до 3 : 1 (иногда до 6–7 : 1). Подавляющая выборка цирконов не превышает размера 125 микрон в наибольшем сечении; некоторые цирконы достигают 500 микрон. Габитус кристаллов варьирует от изометричного до коротко-столбчатого; для наиболее крупных кристаллов характерен длиннопризматический габитус. Среди изученных цирконов Талнахского и Вологодчанского интрузивов доминируют кристаллы типа D по классификации Ж. Пюпена [71]. Данные цирконы характеризуются преимущественным развитием тетрагональной призмы {110} и тетрагональной дипирамиды {111}. В отличие от них, цирконы Нижнеталнахского интрузива характеризуются более разнообразной морфологией как по разрезу, так и в пределах одного породного горизонта. Преобладают цирконы (около 50%), относящиеся по классификации Ж. Пюпена [71] к типам J₂, J₃, J₄ и J₅. Данные типы наряду с развитыми гранями {110} и {111} характеризуются появлением грани дипирамиды {311}. Кристаллы обладают призматическим габитусом, удлинение достигает 3:1; мелкие кристаллы изометричны. Типу D соответствует ~30% проанализированных кристаллов. Остальные кристаллы (~20%) представлены типами P₅, S₂₃, S₂₁ и Q₅.

Петрографическое изучение позволило выявить цирконы, характеризующиеся монофазным и полифазным внутренним строением. Монофазные и полифазные зерна состоят из различных (до четырех) разновидностей циркона (ZR1, ZR2, ZR3 и ZR4, соответственно). Циркон первого типа (ZR1) образует монофазные зерна часто овальной формы, без каких-либо включений (рис. 5а–в) либо ядра в полифазных зернах (рис. 5г, ж, з), иногда корродированные. Циркон ZR2 встречается в составе моно- и полифазных зерен (рис. 5г–ж), и характеризуется присутствием расплавных, полностью раскристаллизованных, мелких каплевидных включений, иногда вместе с флюидной фазой. Цирконы ZR3 и ZR4 представлены обломками монофазных кристаллов, либо субидиоморфными и идио-морфными оторочками на ядрах ZR1 или ZR2, иногда обладающими различно проявленной тонкой зональностью (рис. 5ж–и). ZR3 содержит как расплавные включения, в которых доминирует силикатное стекло, так и флюидные (газовые) включения. ZR4 характеризуется преимущественным развитием флюидных сингенетических углекислотно-газовых, а также водно-солевых включений.

Отметим, что не всегда удавалось разбавить разновидности цирконов в полифазных зернах. Это связано с тем, что "ядра" иногда расположены вне центральной части зерен (рис. 5ж и 6а). Кроме того, полифазные цирконы Вологодчанского (рис. 6б) и Нижнеталнахского (рис. 6в–д) интрузивов характеризуются "блоковым" строением. По сравнению

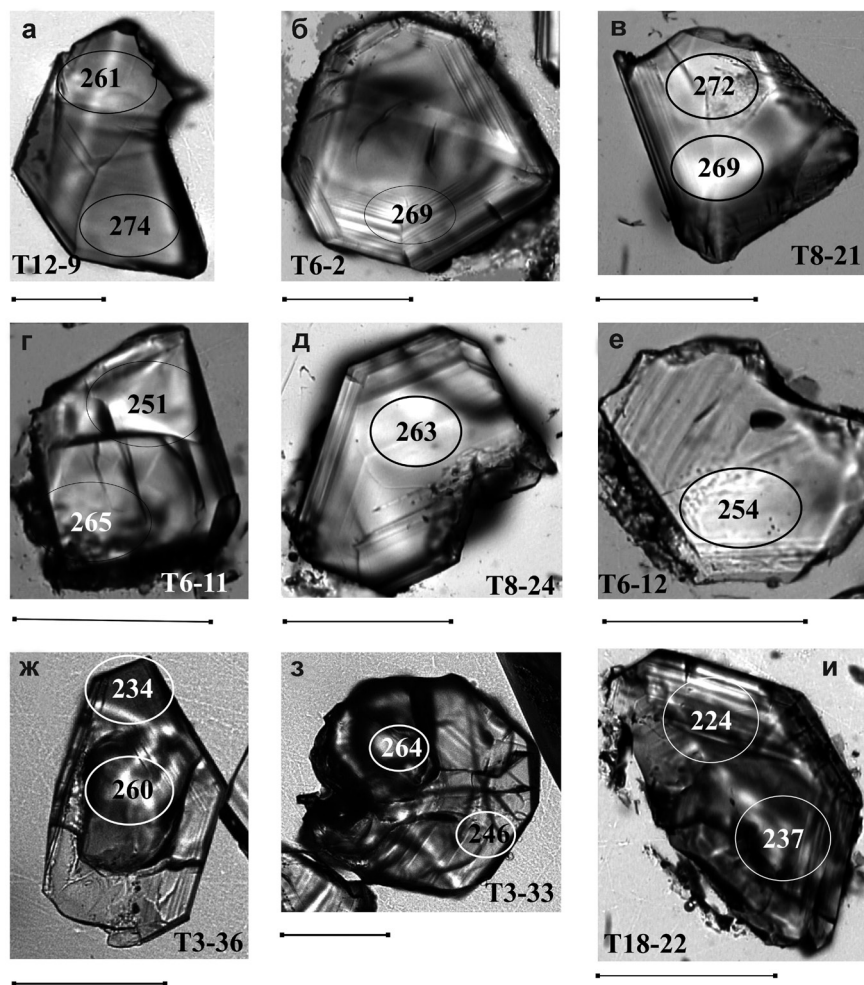


Рис. 5. Внутреннее строение различных разновидностей цирконов Талнахского интрузива.

(а, б, в) – ZR1; (г) – ZR1 + ZR2; (д, е) – ZR2; (ж, з) – ZR1 + ZR3; (и) – ZR3 + ZR4, другие объяснения – в тексте. Круги обозначают области анализов SHRIMP-II; цифры соответствуют U-Pb возрасту. Все изображения цирконов в проходящем свете. Масштабная линейка соответствует 50 мкм.

с другими полифазными разновидностями циркона такие зерна имеют подчиненное развитие.

Для большинства цирконов, вне зависимости от выделенных типов, характерен “размытый” (дымчатый) характер катодолюминесценции (рис. 6е), при практически полном отсутствии катодолюминесцентной зональности.

U-Pb возрастные данные. Тщательный минералогический анализ, как правило, позволял выбрать необходимые, с точки зрения методологии локального U-Pb датирования, координаты точек для изотопных измерений в пределах полифазных и монофазных зерен цирконов. Таким образом, исключалась возможность смешения характеристик полихронных участков кристаллической решетки, обусловленных разными наборами и концентрациями микропримесных элементов, их валентным состоянием и структурными дефектами. При характеристике и обсуждении полученных результатов нами использованы аналитические данные по цирконам,

в которых содержания урана не превышали 7000 г/т (табл. 1–4). Таким образом, исследование базируется на изучении 167 зерен циркона (99 зерен для Талнахского интрузива, 14 – для Вологодчанского интрузива и 54 – для Нижнеталнахского интрузива).

При оценке возраста с использованием алгоритма Сэмбриджа и Компстона [75] для общей выборки цирконов Талнахского интрузива установлено, что они характеризуются отчетливым полимодальным распределением возрастов (~230 млн. лет, ~260 млн. лет и ~280 млн. лет, рис. 7а). Сходный характер распределения возрастов (около 225–230 млн. лет, ~260 млн. лет и ~280 млн. лет) выявлен в габбро-диоритах верхней части интрузива и в сульфидсодержащих основных породах с такситовой текстурой из нижней части разреза (рис. 7б, д). При этом цирконы с возрастом около 230 млн. лет образуют подчиненную выборку в “такситах”, а цирконы с возрастом ~280 млн. лет – в габбро-диоритах. Породы “расслоенной” серии, сложен-

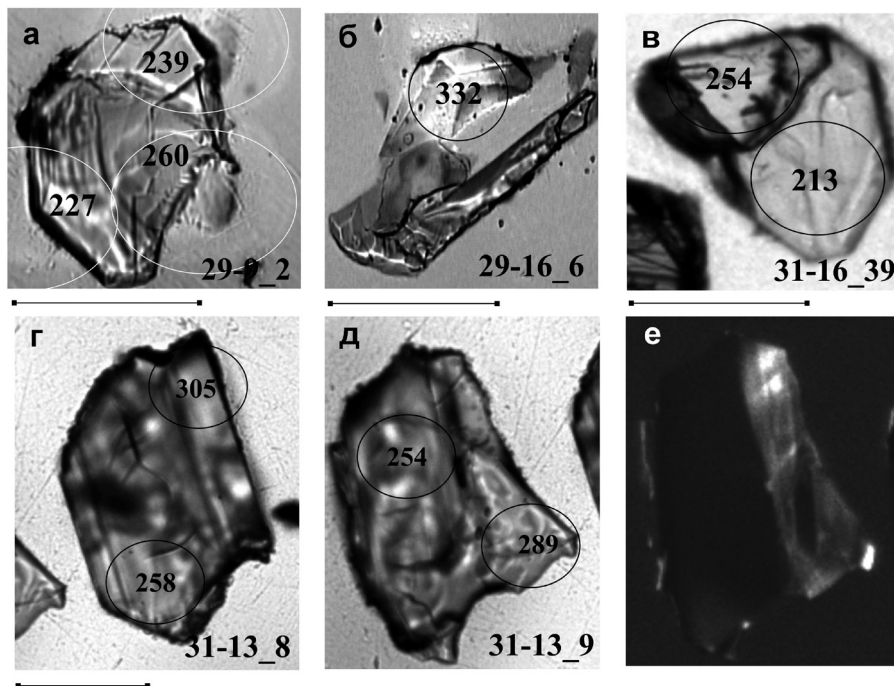


Рис. 6. Внутреннее строение полифазных зерен цирконов Вологодчанского (а, б) и Нижнеталнахского (в-е) интрузивов.

Круги обозначают области анализов SHRIMP-II; цифры соответствуют U-Pb возрасту; другие объяснения – в тексте. Изображения цирконов в проходящем свете (а-д) и катодных лучах (е). Масштабная линейка соответствует 50 мкм.

ные безоливиновым, оливинсодержащим и оливиновым габбро, обнаруживают бимодальное распределение возрастов (~230 млн. лет и ~260 млн. лет, рис. 7в), с преобладанием древних датировок. Ультраосновной горизонт, представленный сульфидсодержащими плагиоверлитами, характеризуется доминирующей выборкой возрастов в интервале 257–268 млн. лет (рис. 7г). Таким образом, вариации и характер распределения U-Pb возрастов для различных пород интрузива (габбро-диоритов, пород “расслоенной” серии, ультрамафитов и подстилающих их “такситов”, рис. 7б-д) свидетельствуют, что независимо от положения в разрезе доминирующими являются цирконы с возрастом около 260 млн. лет. Наряду с более древними цирконами они представлены разновидностями первого и второго типа (ZR1 и ZR2), соответственно (рис. 5а-з). Вторая по значимости выборка цирконов, образующая возрастную кластер около 230 млн. лет, представлена цирконами третьего и четвертого типа (ZR3 и ZR4, см. рис. 5ж-и). Данные разновидности цирконов выявлены, за исключением ультраосновного горизонта, во всех породах Талнахского интрузива.

Экспериментально полученные для изученных цирконов Талнахского интрузива результаты на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ демонстрируют наличие трех возрастных кластеров для габбро-диоритов (рис. 8а-в), двух для пород “расслоенной” серии (рис. 8г, д) и одного для плагио-

верлитов (рис. 8е). Эти результаты согласуются с приведенными выше данными, полученными с использованием алгоритма Сэмбриджа и Компстона [75]. Доминирующий возрастной кластер, типичный для пород Талнахского интрузива в целом, в габбро-диоритах соответствует возрасту 258.2 ± 2.8 млн. лет (среднеквадратичное отклонение (СКВО) = 1.6, вероятность соответствия (P) = 0.20) (рис. 8б), в породах “расслоенной” серии – конкордантному возрасту 256.4 ± 1.3 млн. лет (СКВО = 0.038, P = 0.85) (рис. 8д), в плагиоверлитах – 262.4 ± 0.9 млн. лет (СКВО = 0.03, P = 0.95) (рис. 8е) и в “такситовых” разновидностях пород – 256.7 ± 1.4 млн. лет (СКВО = 0.57, P = 0.45). Второй по распространенности возрастной кластер в породах “расслоенной” серии характеризуется возрастом 229.3 ± 3.4 млн. лет (СКВО = 0.87, P = 0.35) (рис. 8г), в габбро-диоритах отвечает возрасту 224.3 ± 3.0 млн. лет (СКВО = 1.7, P = 0.19) (рис. 8а).

Для цирконов Вологодчанского интрузива также выявлены две группы возрастов в интервале 220–265 млн. лет, характеризующиеся значительным временным перерывом (табл. 2, рис. 7е). Данный временной интервал отмечен в полифазных зернах (рис. 6а). Третий, наиболее древний возраст, соответствующий 331.6 ± 4.1 млн. лет, выявлен в полифазном цирконе (рис. 6б) из оруденелого меланотроктолита. Среди цирконов трех возрастных кластеров самый молодой соответствует воз-

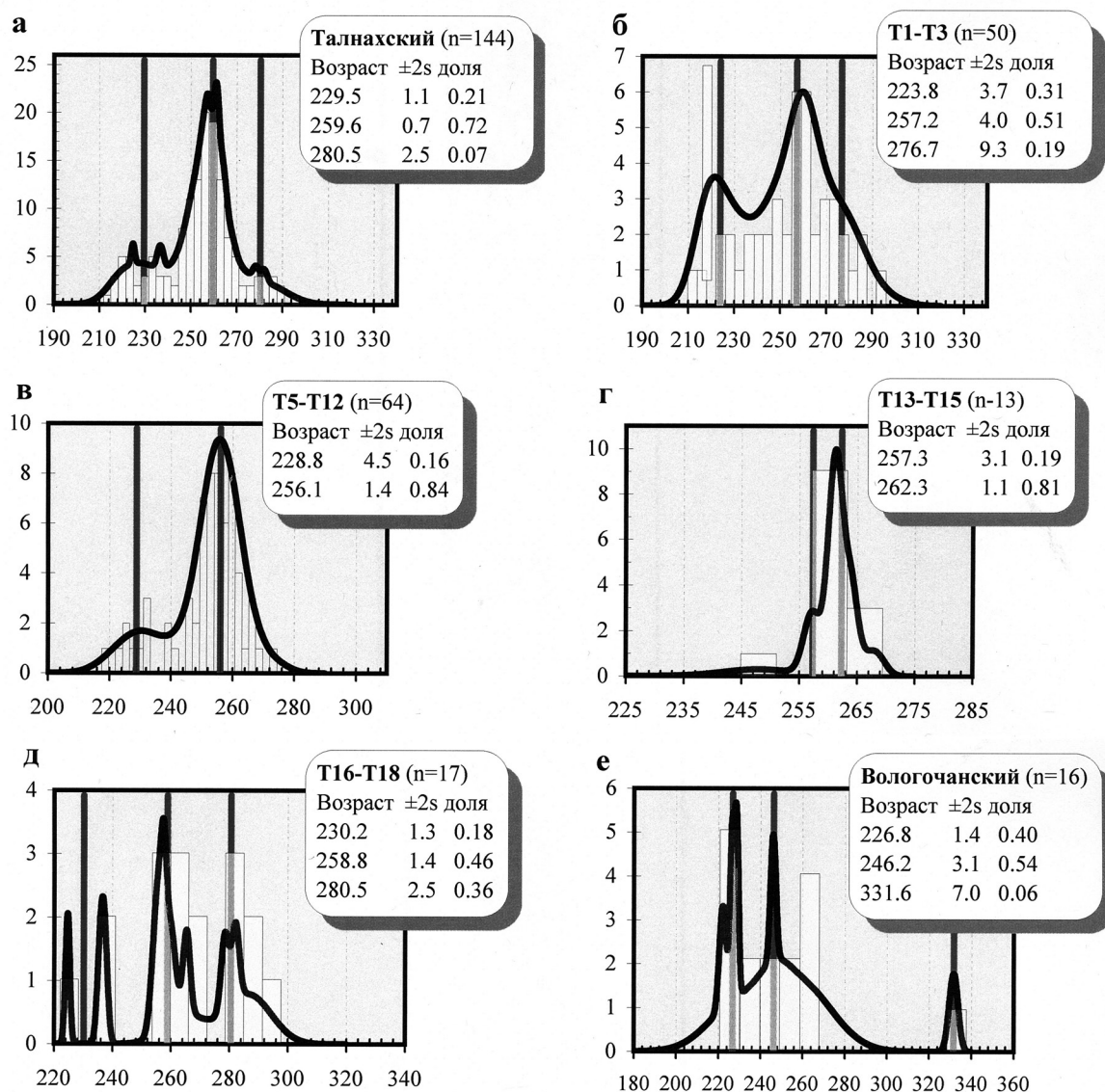


Рис. 7. Гистограммы частоты встречаемости значений U-Pb возраста цирконов из пород Талнахского (а–д) и Вологодчанского (е) интрузивов.

Для Талнахского интрузива показаны также гистограммы частоты встречаемости U-Pb возраста цирконов из разных пород: (б) габбро-диоритов (T1–T3), (в) пород “расслоенной серии” (T5–T12), (г) плагиоперидотитов (T13–T15) и (д) пород с такситовой текстурой (T16–T18).

расту 226.7 ± 1.3 млн. лет, СКВО = 0.14, $P = 0.74$ (рис. 8ж). Второй датируется конкордантным значением возраста 246.4 ± 2.4 млн. лет, СКВО = 0.25, $P = 0.61$ (рис. 8з). Третий, самый древний кластер, отвечает конкордантному возрасту 331.6 ± 4.1 млн. лет (СКВО = 0.17; $P = 0.68$). Таким образом, как и в цирконах промышленно-рудноносных Талнахского, а также Хараелашского [62] и Норильского [61] интрузивов, зафиксирован длительный временной интервал образования цирконов. При этом наиболее древний U-Pb возраст сходен с таковым, характеризующим подчиненную выборку цирконов Ха-

раелашского интрузива – 347 ± 16 млн. лет [62].

Цирконы Нижнеталнахского интрузива, продактированные U-Pb методом (табл. 3), при использовании алгоритма Сэмбриджа и Компстона [75] характеризуются полимодальным распределением возрастов (рис. 9а). По значимости выделяется следующая последовательность возрастов (от более распространенных к менее распространенным) – 257.3 ± 4.9 млн. лет (51%), 223.8 ± 1.9 млн. лет (28%), 245.3 ± 2.2 млн. лет (18%) и 297 млн. лет (2%). Характерно, что цирконы плагиоверлита (обр. 31-13) характеризуются (рис. 9б) более древ-

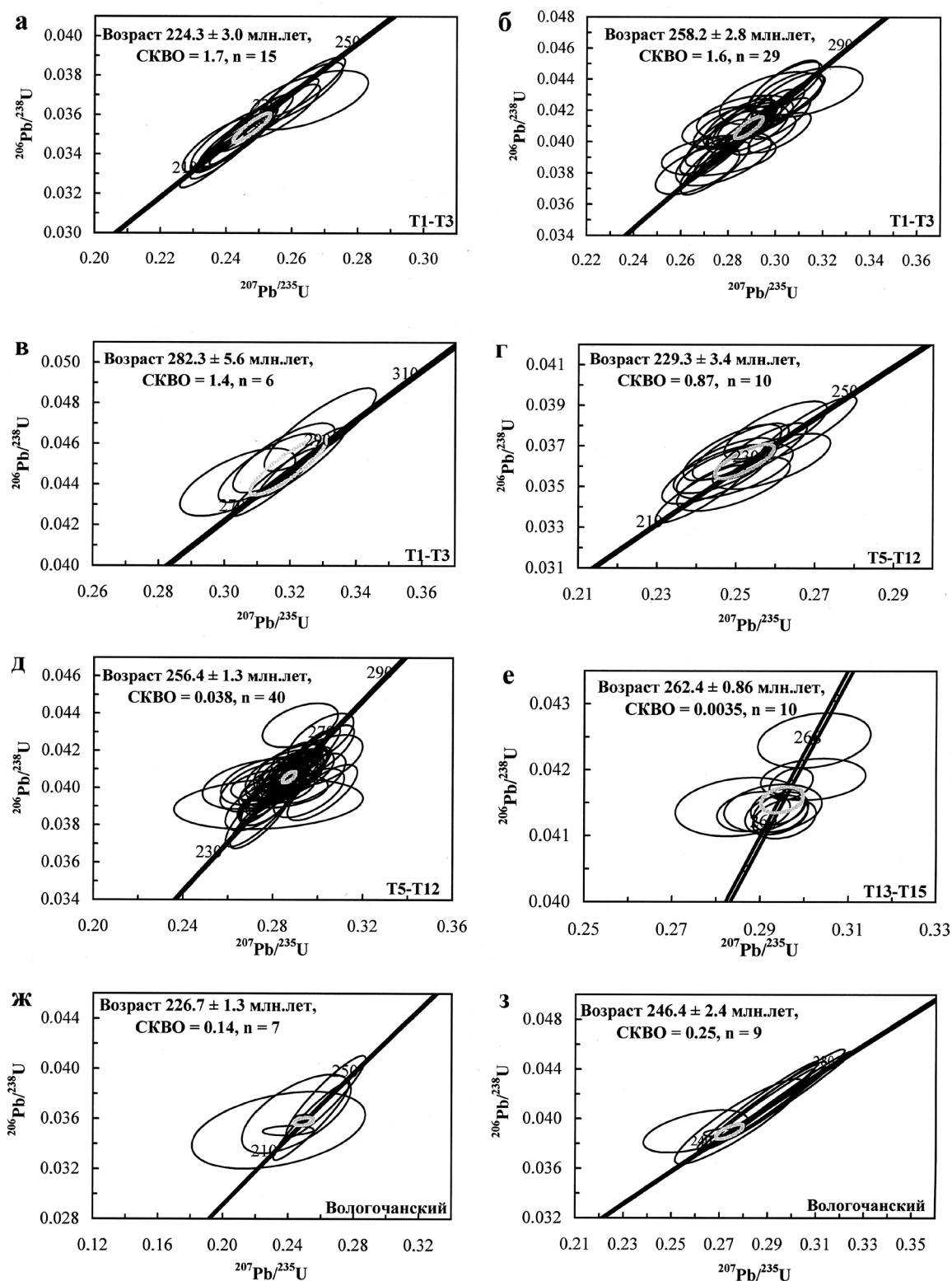


Рис. 8. Примеры конкордантных U-Pb возрастов циркона из пород Талнахского (а-е) и Волгодчанского (ж, з) интрузивов.

Для Талнахского интрузива приведены графики с конкордией для габбро-диоритов (а-в), пород “расслоенной серии” (г, д) и плагиоверлитов (е).

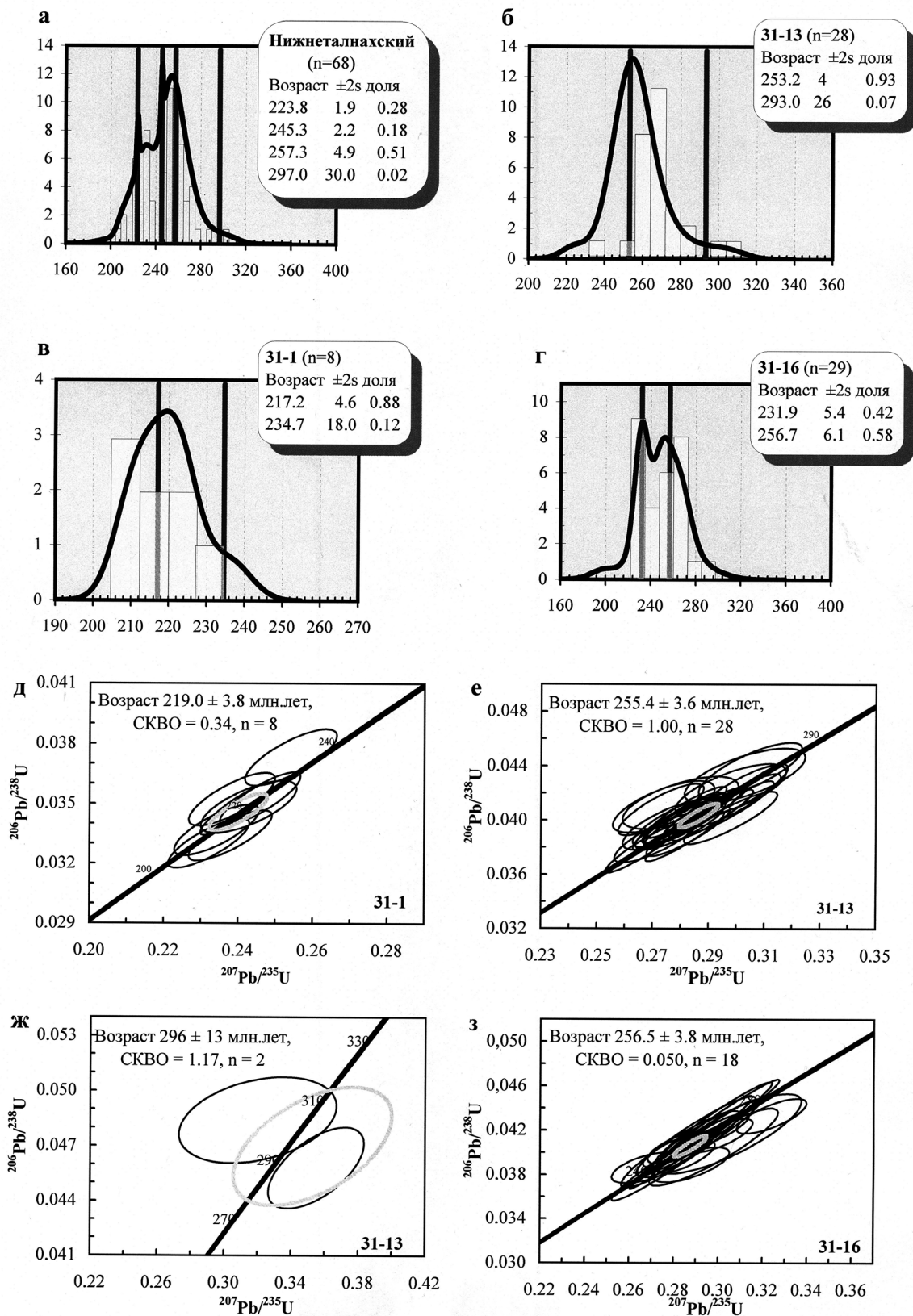


Рис. 9. Гистограммы частоты встречаемости U-Pb возраста (а-г) и примеры конкордантных U-Pb возрастов (д-з) цирконов из пород Нижнеталнахского интрузива, представленных оливиновым габбро (31-1), плагиоверлитом (31-13) и меланотроктолитом (31-16).

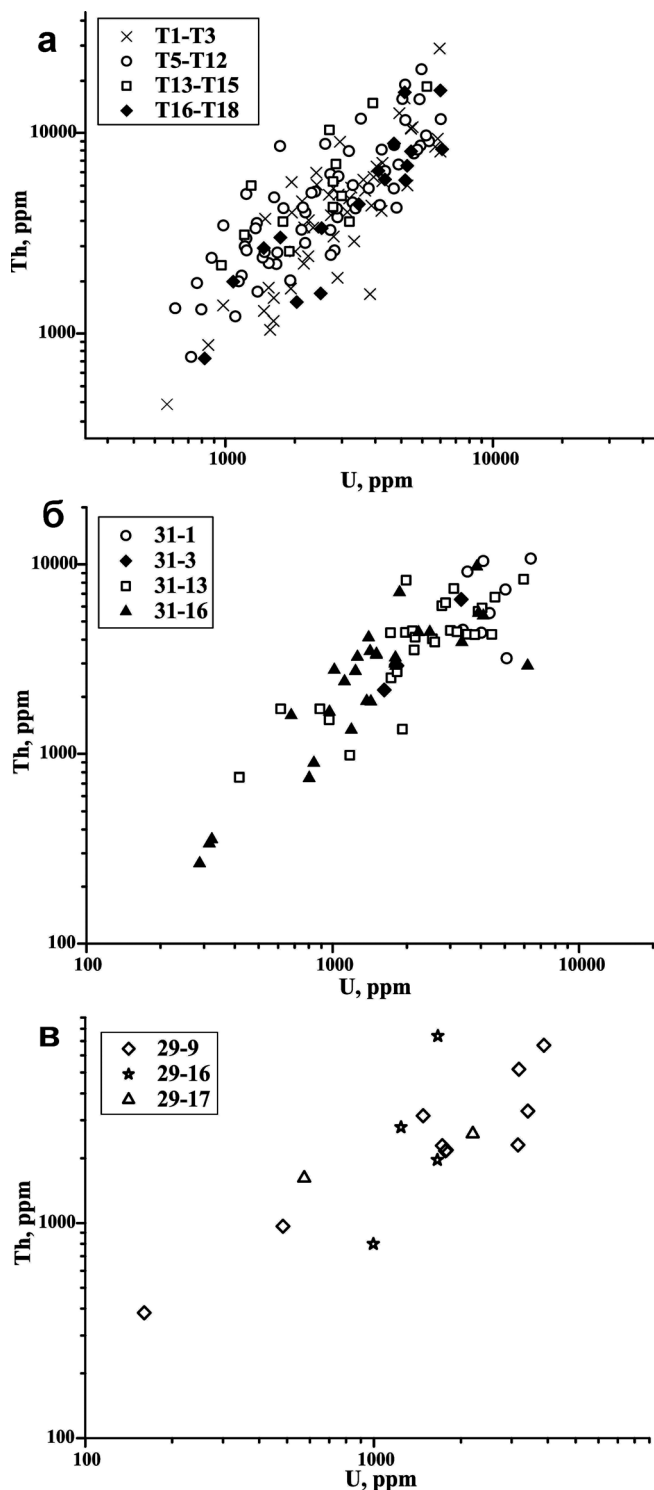


Рис. 10. Состав цирконов из пород Талнахского (а), Вологодчанского (б) и Нижнеталнахского (в) интрузивов в координатах Th–U.

ними значениями возраста (253.2 млн. лет и 293 млн. лет, соответственно), чем цирконы из оливинового габбро (обр. 31-1) верхней части интрузива (рис. 9в: 217.2 млн. лет и 234.7 млн. лет, соответственно). Несколько отличный характер распре-

ления возрастов цирконов выявлен по разрезу интрузива в меланотроктолитах второго (обр. 31–3) и четвертого (обр. 31–16) горизонтов. Меланотроктолиты второго горизонта характеризуются относительно молодыми возрастами (от 224 до 245 млн. лет), тогда как в четвертом горизонте фиксируется две группы возрастов (рис. 9г: 256.7 и 231.9 млн. лет, соответственно). Среди цирконов трех наиболее распространенных возрастных групп самый молодой соответствует конкордантному возрасту циркона из безоливинового габбро – 219.0 ± 3.8 млн. лет, СКВО = 0.34 (рис. 9д). Более древний датируется конкордантными значениями возраста 255.4 ± 3.6 млн. лет плагиоверлита (рис. 9е) и 256.5 ± 3.8 млн. лет меланотроктолита четвертого горизонта (рис. 9з), соответственно. Третий, самый древний возраст – 296 ± 13 млн. лет (рис. 9ж) – установлен в полифазных зернах цирконов из плагиоверлита (обр. 31-13_8 и 31-13_9; рис. 6 г, д). Таким образом, разновидности цирконов из полифазных зерен Нижнеталнахского интрузива характеризуются (рис. 9е, ж) резко различными значениями конкордантных возрастов (296 ± 13 млн. лет, СКВО = 1.17 и 255.4 ± 3.6 млн. лет, СКВО = 1.0, соответственно).

Концентрации U и Th. Концентрации урана и тория в изученных цирконах варьируют в широких пределах (табл. 4). При этом подавляющее большинство цирконов характеризуется величиной $\text{Th}/\text{U} > 1$ (до 5.54, табл. 1–4; рис. 10). Средние содержания U, Th и значения Th/U в цирконах (табл. 4) характеризуются близкими значениями в различных частях разреза Талнахского интрузива. В габбро-диоритах: 2958 г/т (U), 5338 г/т (Th), 1.70 (Th/U); в габброидах “расслоенной серии”: 2681 г/т, 5522 г/т, 2.08; в плагиоверлитах: 2443 г/т, 6452 г/т, 2.60; и в подстилающих “такситах”: 3433 г/т, 5970 г/т, 1.62. Примечательно, что наиболее высокими средними концентрациями урана и тория характеризуются цирконы оливинового габбро Нижнеталнахского интрузива (U = 4483 г/т и Th = 6906 г/т). Однако средние содержания U, Th и значения Th/U в цирконах рудоносного Вологодчанского (1835 г/т, 2859 г/т, 1.75) и слабурудоносного Нижнеталнахского (2441 г/т, 4017 г/т, 1.74) интрузивов близки таковым для цирконов промышленно-рудоносных Талнахского (табл. 1–4, рис. 10) и Хараелахского [62] интрузивов, что свидетельствует о сходных условиях их образования.

Редкоземельные элементы. Все цирконы характеризуются близким характером распределения редкоземельных элементов (табл. 5 и 6, рис. 11): с возрастанием концентраций РЗЭ от легких к тяжелым, значительной положительной цериевой и варьирующей по величине отрицательной европиевой аномалией. Для промышленно-рудоносных интрузивов вариации суммарных концентраций РЗЭ ($\Sigma_{\text{РЗЭ}}$) и средние значения $\Sigma_{\text{РЗЭ}}$ ($\Sigma_{\text{РЗЭср}}$) в цирконе находятся в пределах 988–20888 г/т, $\Sigma_{\text{РЗЭср}} = 5531$ г/т – для Талнахского и 1462–13133 г/т, $\Sigma_{\text{РЗЭср}} = 6391$ г/т –

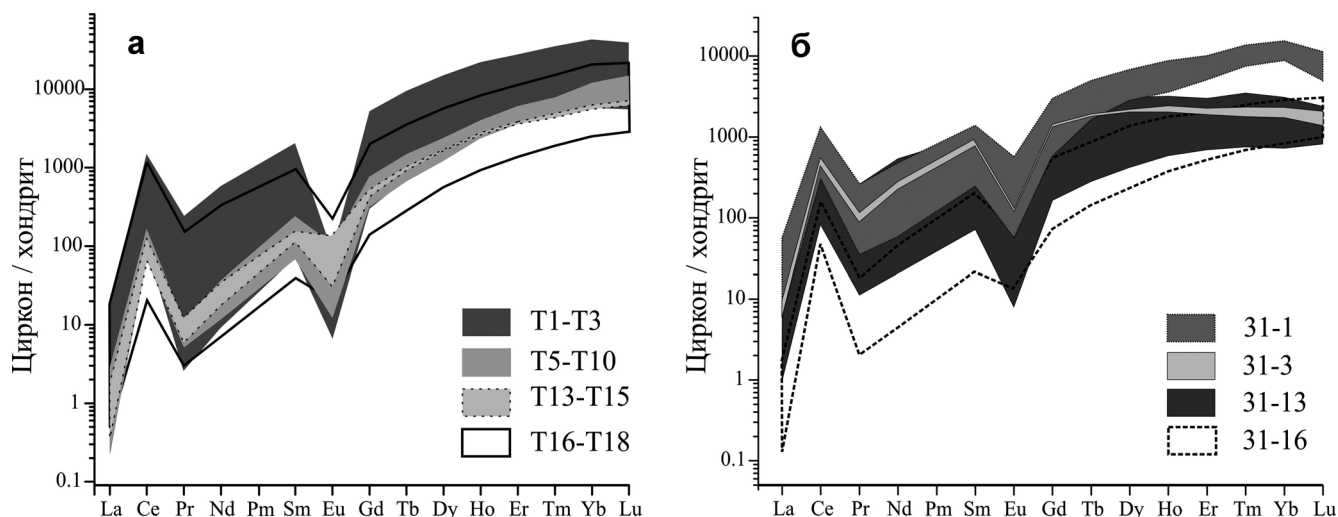


Рис. 11. Хондрит-нормированные отношения редкоземельных элементов в породах Талнахского (а) и Нижнеталнахского (б) интрузивов.

Номера образцов соответствуют таковым на рис. 2 и 4, соответственно. Состав хондрита по [66].

для Хараелахского [62] интрузивов. Вместе с тем, абсолютные концентрации редкоземельных элементов в цирконах, варьируя в широких пределах внутри интрузива, контролируются породной ассоциацией с увеличением содержаний РЗЭ от плагиоверлитов к габбро-диоритам (табл. 5, рис. 11а). Сходная тенденция выявлена в цирконах Нижнеталнахского интрузива, где цирконы из оливинового габбро (обр. 31-1) характеризуются наиболее высокими концентрациями редкоземельных элементов по сравнению с цирконами из меланотроктолитов (обр. 31-3, 31-16) и плагиоверлитов (обр. 31-13) (табл. 6, рис. 11б). Для цирконов характерна положительная корреляционная связь между суммарными содержаниями Th + U и редкоземельными элементами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфологические и геохимические особенности генезиса цирконов

Доминирование среди цирконов Талнахского и Вологодчанского интрузивов кристаллов типа D свидетельствует, согласно исследованиям Ж. Пюпена [71] о высокотемпературных и субщелочных условиях среды минералообразования. Около 30% проанализированных цирконов Нижнеталнахского интрузива также соответствуют типу D ($t \approx 900^\circ\text{C}$, агпаитовость – 700), в то время как преобладающие цирконы (около 50%) типов J_2 , J_3 , J_4 и J_5 кристаллизуются при повышенном содержании глинозема ($t \approx 900^\circ\text{C}$, индекс агпаитовости – 300–600). Формы подчиненной выборки кристаллов (~20%) Нижнеталнахского массива указывают на более низкие температуры кристаллизации (~850°C) при разнообразных значениях индекса агпаитовости – от ще-

лочной среды (тип P_5) до среднеглиноземистой (тип S_{23}) и высокоглиноземистой (типы S_{21} и Q_5).

Анализ распределения расплавных включений в цирконах позволяет предположить, что различные типы цирконов (и в частности, ядра и оторочки в полифазных зернах) образовались при различных физико-химических условиях.

Выявленные значения Th/U отношения и характер распределения редкоземельных элементов в большинстве цирконов типичны для таковых в магматических цирконах [40, 50]. Действительно, на дискриминантной диаграмме $\text{Ce}/\text{Ce}^* - (\text{Sm}/\text{La})_n$ цирконы Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов (рис. 12) идентичны или близки полю составов “магматических” цирконов. Некоторые цирконы, например из оливинового габбро Нижнеталнахского интрузива, демонстрируют тренд составов, который направлен в сторону поля “гидротермальных” цирконов. Аномально-высокие концентрации тория и урана для некоторых цирконов (до 2.0 и 0.7 мас. %, соответственно) в сочетании с повышенными отношениями Th/U (до 5.4) могут свидетельствовать о кристаллизации данных цирконов из остаточных растворов, в которых происходило накопление урана и тория. На бинарной диаграмме Th-U поля составов цирконов различно рудоносных интрузивов Норильской провинции, несмотря на некоторые отличия, близки или перекрываются друг с другом (рис. 13). Они также частично перекрываются с полем составов цирконов из слюдитов [74] – производных мантийного метасоматоза, но отличаются от цирконов других геологических образований.

Анализ геохимических и минералогических особенностей (более низкие концентрации Th и U, различный по составу набор включений) позволяют предполагать, что “древние” цирконы бы-

Таблица 1. U-Pb (SHRIMP-II)-изотопные анализы цирконов Талнахского интрузива

Анализ	% $^{206}\text{Pb}_c$	U (г/г)	Th (г/г)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	$\pm$	Атомные отношения						Rho.
							(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
T1-6.1	0.08	6228	9366	1.55	265.4	5.4	0.0512	1.3	0.2968	2.5	0.0420	2.1	0.842
T1-9.1	0.02	6365	8077	1.31	221.1	5.8	0.0510	0.8	0.2453	2.8	0.0349	2.7	0.955
T1-15.2	0.06	2442	4919	2.08	229.0	5.6	0.0516	1.6	0.2572	2.9	0.0362	2.5	0.846
T1-17.1	0.13	1774	4008	2.33	294.4	8.3	0.0511	1.8	0.3290	3.4	0.0467	2.9	0.849
T1-26.1	0.00	2626	1896	0.75	245.3	6.4	0.0507	1.0	0.2712	2.8	0.0388	2.7	0.940
T1-26.2	0.92	1411	3730	2.73	232.6	6.1	0.0522	3.7	0.2650	4.5	0.0368	2.7	0.593
T1-27.1	0.16	1471	1041	0.73	220.6	6.3	0.0504	1.8	0.2418	3.4	0.0348	2.9	0.843
T1-29.1	0.22	6090	8521	1.45	258.1	5.3	0.0493	2.2	0.2778	3.0	0.0409	2.1	0.691
T1-30.1	0.02	4674	14895	3.29	262.1	5.4	0.0528	1.7	0.3023	2.7	0.0415	2.1	0.784
T1-30.2	0.03	1516	1154	0.79	256.5	5.4	0.0539	2.0	0.3017	2.9	0.0406	2.1	0.734
T1-33.1	0.08	3834	4091	1.10	220.5	5.8	0.0509	1.3	0.2440	3.0	0.0348	2.7	0.895
T1-35.1	0.06	3867	7095	1.90	218.5	5.7	0.0507	1.2	0.2411	2.9	0.0345	2.7	0.916
T1-37.1	0.04	3029	2884	0.98	230.1	6.0	0.0513	1.0	0.2568	2.9	0.0363	2.7	0.934
T1-37.2	0.09	4797	5480	1.18	213.5	5.6	0.0509	1.1	0.2363	2.9	0.0337	2.7	0.923
T1-38.1	0.19	2187	6325	2.99	235.2	6.2	0.0513	1.8	0.2627	3.2	0.0372	2.7	0.823
T2-4.1	1.18	1964	2231	1.17	246.1	7.0	0.0518	3.8	0.2780	4.8	0.0389	2.9	0.605
T2-8.2	0.06	2683	9038	3.48	251.1	7.0	0.0509	1.1	0.2787	3.1	0.0397	2.9	0.934
T2-12.2	0.12	2483	3891	1.62	255.7	5.3	0.0528	2.2	0.2947	3.1	0.0405	2.1	0.689
T2-17.2	0.33	4476	12556	2.90	220.0	5.8	0.0506	1.3	0.2424	3.0	0.0347	2.7	0.897
T2-21.1	0.07	6328	26377	4.31	250.1	7.0	0.0513	1.0	0.2798	3.0	0.0396	2.9	0.948
T2-27.1	0.06	4951	10472	2.19	225.1	5.9	0.0505	0.8	0.2476	2.8	0.0355	2.7	0.958
T2-32.1	0.07	2131	3370	1.63	236.6	6.2	0.0512	1.6	0.2637	3.1	0.0374	2.7	0.865
T2-36.1	0.18	863	875	1.05	241.7	6.4	0.0507	3.4	0.2670	4.4	0.0382	2.7	0.618
T2-36.2	0.18	1770	5695	3.33	218.6	5.7	0.0502	2.0	0.2386	3.3	0.0345	2.7	0.800
T2-38.1	0.24	1975	3380	1.77	262.8	5.6	0.0501	4.2	0.2870	4.7	0.0416	2.2	0.459
T2-38.2	0.44	1758	1673	0.98	259.0	5.4	0.0495	4.1	0.2800	4.6	0.0410	2.1	0.466
T2-41.1	0.10	2535	5301	2.16	260.4	5.4	0.0509	2.2	0.2890	3.1	0.0412	2.1	0.693
T2-42.1	0.74	1396	1297	0.96	247.5	5.3	0.0512	5.4	0.2760	5.8	0.0391	2.2	0.377
T3-3.1	0.00	606	444	0.76	250.7	7.2	0.0502	2.1	0.2746	3.6	0.0397	2.9	0.811
T3-3.2	0.00	3477	1570	0.47	257.8	7.2	0.0513	0.8	0.2886	3.0	0.0408	2.9	0.960
T3-4.1	0.07	3868	5753	1.54	264.2	6.5	0.0519	1.2	0.2996	2.8	0.0418	2.5	0.904
T3-5.1	0.27	1453	1691	1.20	257.9	6.4	0.0512	3.1	0.2880	4.0	0.0408	2.5	0.634
T3-6.1	0.15	3520	4348	1.28	261.5	6.5	0.0501	1.5	0.2858	2.9	0.0414	2.5	0.857
T3-6.2	0.13	1826	2568	1.45	274.5	6.8	0.0506	2.2	0.3040	3.4	0.0435	2.5	0.752
T3-7.1	0.24	2857	4035	1.46	260.4	6.4	0.0501	2.5	0.2850	3.6	0.0412	2.5	0.706
T3-8.1	0.11	982	1381	1.45	242.3	6.9	0.0520	1.9	0.2746	3.5	0.0383	2.9	0.840
T3-8.2	0.23	2540	3041	1.24	254.3	7.1	0.0499	2.2	0.2771	3.6	0.0402	2.9	0.797
T3-10.1	0.00	2906	4717	1.68	268.9	6.7	0.0524	1.4	0.3074	2.9	0.0426	2.5	0.877
T3-10.2	0.49	1518	1502	1.02	270.2	6.8	0.0505	4.1	0.2980	4.8	0.0428	2.6	0.535
T3-11.1	0.37	3281	5846	1.84	278.1	6.8	0.0500	2.9	0.3040	3.8	0.0441	2.5	0.652
T3-12.1	0.14	3331	5150	1.60	216.4	5.7	0.0509	1.2	0.2396	2.9	0.0341	2.7	0.906
T3-12.2	0.07	3584	6033	1.74	225.5	5.9	0.0507	1.3	0.2490	3.0	0.0356	2.7	0.894
T3-13.1	0.02	4941	10580	2.21	284.5	6.9	0.0520	1.0	0.3236	2.7	0.0451	2.5	0.933
T3-20.1	0.44	2052	3674	1.85	272.8	6.8	0.0527	4.1	0.3140	4.8	0.0432	2.5	0.527
T3-22.2	0.18	2651	4925	1.92	259.9	6.4	0.0504	2.3	0.2861	3.4	0.0411	2.5	0.747
T3-26.1	0.13	2043	2431	1.23	275.0	6.8	0.0505	2.0	0.3037	3.2	0.0436	2.5	0.780
T3-27.1	0.19	3680	6810	1.91	285.4	7.0	0.0509	2.1	0.3180	3.2	0.0453	2.5	0.775
T3-27.2	0.00	5008	10689	2.21	278.3	6.8	0.0518	1.0	0.3152	2.7	0.0441	2.5	0.934
T3-28.1	0.13	2199	5516	2.59	282.7	7.0	0.0507	1.9	0.3133	3.2	0.0448	2.5	0.797
T3-28.2	0.17	1935	4569	2.44	269.9	6.7	0.0517	2.1	0.3050	3.3	0.0428	2.5	0.766
T5-4.1	0.35	5637	9717	1.78	265.5	5.5	0.0523	1.9	0.3032	2.8	0.0421	2.1	0.736
T5-8.1	0.00	3958	6463	1.69	265.0	5.4	0.0517	1.2	0.2990	2.4	0.0420	2.1	0.867
T5-9.1	0.43	1993	4014	2.08	257.9	5.4	0.0515	3.2	0.2900	3.9	0.0408	2.1	0.552
T5-10.2	0.20	1456	2243	1.59	246.7	5.2	0.0508	2.8	0.2733	3.5	0.0390	2.2	0.609
T5-11.1	0.28	5226	8258	1.63	269.3	5.5	0.0512	2.4	0.3012	3.2	0.0427	2.1	0.657

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
T6-6.1	0.04	3788	4371	1.19	262.5	3.5	0.0514	1.2	0.2947	1.8	0.0416	1.4	0.749
T6-8.1	0.06	4711	11564	2.54	249.8	3.3	0.0509	1.4	0.2772	1.9	0.0395	1.3	0.697
T6-11.1	0.21	2483	2462	1.02	251.2	3.4	0.0504	2.3	0.2761	2.7	0.0397	1.4	0.514
T6-11.2	0.00	4372	4234	1.00	265.4	3.5	0.0512	1.0	0.2965	1.7	0.0420	1.4	0.815
T6-12.1	0.09	2898	8124	2.90	253.9	3.4	0.0509	1.7	0.2817	2.2	0.0402	1.4	0.622
T6-14.1	0.00	2617	4193	1.66	254.6	3.4	0.0507	1.3	0.2816	1.9	0.0403	1.4	0.718
T8-1.1	0.03	5784	9092	1.62	259.9	3.4	0.0513	1.1	0.2911	1.7	0.0411	1.3	0.786
T8-2.1	0.20	2556	4216	1.70	232.6	5.6	0.0496	2.1	0.2512	3.2	0.0367	2.5	0.761
T8-6.1	0.00	6390	11691	1.89	260.5	3.4	0.0516	0.8	0.2936	1.6	0.0412	1.3	0.853
T8-6.2	0.00	4447	6947	1.61	252.4	3.3	0.0517	1.1	0.2846	1.8	0.0399	1.4	0.764
T8-9.1	0.18	3071	4197	1.41	254.1	3.4	0.0504	2.3	0.2793	2.7	0.0402	1.4	0.504
T8-14.1	0.00	745	764	1.06	242.3	6.4	0.0519	1.8	0.2743	3.2	0.0383	2.7	0.835
T8-14.2	0.25	1553	2215	1.47	225.5	6.0	0.0499	2.5	0.2450	3.7	0.0356	2.7	0.730
T8-15.1	0.07	3000	5488	1.89	232.7	5.6	0.0506	1.6	0.2563	3.0	0.0368	2.5	0.831
T8-16.1	0.04	1320	1614	1.26	239.9	6.3	0.0513	1.4	0.2683	3.0	0.0379	2.7	0.886
T8-17.1	0.15	2169	5089	2.42	219.6	5.8	0.0504	1.5	0.2410	3.1	0.0347	2.7	0.869
T8-20.1	0.04	5365	8638	1.66	255.2	3.4	0.0513	1.0	0.2856	1.7	0.0404	1.3	0.813
T8-24.1	0.16	4267	5275	1.28	262.6	3.5	0.0506	2.1	0.2903	2.5	0.0416	1.4	0.545
T8-29.1	0.11	1750	1838	1.09	260.4	3.6	0.0517	1.8	0.2938	2.3	0.0412	1.4	0.604
T8-31.1	0.09	2994	4500	1.55	247.2	3.3	0.0507	1.7	0.2733	2.2	0.0391	1.4	0.632
T8-32.1	0.03	3436	5301	1.59	255.1	3.4	0.0513	1.2	0.2853	1.8	0.0404	1.4	0.756
T8-33.1	0.08	2472	3282	1.37	258.0	3.5	0.0507	1.6	0.2853	2.1	0.0408	1.4	0.670
T8-34.1	0.15	1652	4213	2.63	222.6	5.5	0.0515	2.8	0.2494	3.8	0.0351	2.5	0.667
T8-34.2	0.17	2564	2591	1.04	232.3	5.6	0.0492	2.2	0.2491	3.3	0.0367	2.5	0.745
T8-37.1	0.05	5071	7902	1.61	253.0	3.4	0.0518	1.2	0.2858	1.8	0.0400	1.4	0.746
T10-2.1	0.01	1381	2387	1.79	253.3	6.6	0.0514	1.2	0.2838	2.9	0.0401	2.7	0.913
T10-3.2	0.00	1298	3341	2.66	251.3	6.2	0.0552	2.3	0.3020	3.4	0.0398	2.5	0.739
T10-4.1	1.23	814	1317	1.67	247.5	5.6	0.0515	9.8	0.2780	10.0	0.0391	2.3	0.226
T10-5.2	0.56	1123	1816	1.67	254.0	5.5	0.0492	5.4	0.2730	5.9	0.0402	2.2	0.374
T10-6.1	0.17	1203	2596	2.23	253.1	5.4	0.0496	3.6	0.2740	4.2	0.0400	2.2	0.516
T10-6.2	0.16	1184	2720	2.37	251.2	5.3	0.0540	2.8	0.2960	3.5	0.0397	2.2	0.616
T10-7.1	0.10	1200	4962	4.27	246.2	8.6	0.0515	2.1	0.2760	4.1	0.0389	3.5	0.858
T10-11.1	0.11	1928	3289	1.76	257.6	5.4	0.0507	3.4	0.2850	4.0	0.0408	2.1	0.526
T10-16.2	0.48	2363	8804	3.85	255.1	5.3	0.0495	4.1	0.2760	4.6	0.0404	2.1	0.458
T10-18.1	0.39	2647	6073	2.37	259.3	5.4	0.0510	3.1	0.2880	3.8	0.0410	2.1	0.559
T10-20.1	0.06	1092	1215	1.15	262.0	5.6	0.0528	3.3	0.3020	3.9	0.0415	2.2	0.553
T10-24.1	0.09	889	2379	2.77	239.1	5.9	0.0499	2.2	0.2600	3.3	0.0378	2.5	0.748
T10-26.2	0.23	1404	2543	1.87	256.1	5.4	0.0532	2.6	0.2970	3.4	0.0405	2.2	0.638
T10-31.1	0.09	650	1336	2.12	229.6	5.7	0.0518	2.9	0.2590	3.8	0.0363	2.5	0.663
T12-1.1	0.32	985	3454	3.62	251.9	3.7	0.0518	4.3	0.2850	4.5	0.0398	1.5	0.335
T12-1.2	0.00	3215	11771	3.78	249.1	3.4	0.0508	1.2	0.2757	1.8	0.0394	1.4	0.759
T12-2.1	0.01	2471	6234	2.61	255.6	3.4	0.0517	1.3	0.2880	1.9	0.0404	1.4	0.722
T12-2.2	0.15	1523	4774	3.24	256.7	3.6	0.0514	2.8	0.2878	3.2	0.0406	1.4	0.445
T12-4.1	0.00	5418	20744	3.96	266.7	3.5	0.0512	0.9	0.2980	1.6	0.0422	1.3	0.819
T12-4.4	0.06	4704	17426	3.83	260.2	3.5	0.0508	1.1	0.2884	1.8	0.0412	1.4	0.763
T12-4.5	0.66	4594	14775	3.32	252.8	3.4	0.0517	2.8	0.2852	3.1	0.0400	1.4	0.443
T12-5.1	0.01	2102	5020	2.47	257.6	3.5	0.0520	1.4	0.2924	2.0	0.0408	1.4	0.697
T12-6.2	0.04	785	1784	2.35	251.2	6.6	0.0509	1.7	0.2787	3.2	0.0397	2.7	0.848
T12-7.1	0.09	1565	2532	1.67	256.9	3.5	0.0516	1.9	0.2894	2.4	0.0407	1.4	0.585
T12-9.1	0.45	1989	2827	1.47	273.7	4.8	0.0489	3.4	0.2920	3.8	0.0434	1.8	0.470
T12-9.2	0.00	5328	14732	2.86	261.4	3.4	0.0521	1.4	0.2973	1.9	0.0414	1.3	0.700
T12-10.1	0.13	4276	8694	2.10	258.5	3.4	0.0516	2.3	0.2912	2.7	0.0409	1.3	0.504
T12-12.2	0.04	2627	3797	1.49	251.5	6.5	0.0506	1.4	0.2774	3.0	0.0398	2.6	0.883
T12-13.1	0.16	1952	4252	2.25	258.8	3.5	0.0509	2.4	0.2876	2.8	0.0410	1.4	0.498
T12-17.1	0.55	1603	8592	5.54	253.8	3.5	0.0503	4.0	0.2790	4.2	0.0402	1.4	0.337
T12-19.1	0.10	1313	3554	2.80	249.5	6.1	0.0515	2.2	0.2800	3.3	0.0395	2.5	0.746
T12-19.2	0.14	1152	1945	1.74	228.2	5.6	0.0498	2.5	0.2473	3.5	0.0360	2.5	0.714
T12-23.1	0.14	3844	8253	2.22	258.5	3.4	0.0519	1.8	0.2925	2.3	0.0409	1.4	0.599
T12-25.1	0.15	1200	2980	2.57	226.6	5.6	0.0506	3.0	0.2497	3.9	0.0358	2.5	0.643

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
T13-2.1	0.19	1179	3104	2.72	268.0	1.7	0.0516	2.7	0.3022	2.8	0.0425	0.7	0.237
T13-2.2	0.16	968	2189	2.34	261.7	1.8	0.0500	3.3	0.2854	3.4	0.0414	0.7	0.210
T13-3.1	0.03	5668	17041	3.11	263.9	1.0	0.0515	10.0	0.2970	1.1	0.0418	0.4	0.356
T13-4.1	0.00	2529	5725	2.34	264.4	1.3	0.0523	2.5	0.3020	2.6	0.0419	0.5	0.195
T13-6.3	0.22	2725	4854	1.84	261.3	1.2	0.0506	1.9	0.2885	1.9	0.0414	0.5	0.248
T13-10.1	0.16	1252	5462	4.51	248.0	6.2	0.0513	2.7	0.2770	3.7	0.0392	2.5	0.687
T13-12.1	0.26	1644	3611	2.27	261.6	1.5	0.0513	2.5	0.2929	2.5	0.0414	0.6	0.228
T13-16.1	0.12	2593	7002	2.79	260.6	1.2	0.0520	1.5	0.2955	1.6	0.0413	0.5	0.299
T13-1.1	0, 09	2914	3613	1.28	257.5	1.3	0.0516	1.5	0.2898	1.6	0.0408	0.5	0.326
T13-11.1	0, 05	2528	4276	1.75	261.0	1.2	0.0516	1.5	0.2937	1.6	0.0413	0.5	0.300
T13-11.2	0.13	1738	2566	1.53	256.7	1.4	0.0505	1.9	0.2829	2.0	0.0406	0.6	0.283
T15-1.1	0.02	2453	10347	4.36	261.2	1.2	0.0517	1.3	0.2947	1.4	0.0414	0.5	0.342
T15-4.1	0.05	3565	14086	4.08	261.7	1.1	0.0515	1.4	0.2941	1.4	0.0414	0.4	0.305
T16-1.1	0.00	1071	1813	1.75	258.4	2.0	0.0517	2.1	0.2914	2.2	0.0409	0.8	0.357
T16-6.1	0.26	1391	2667	1.98	260.1	1.7	0.0516	3.6	0.2930	3.6	0.0412	0.7	0.179
T17-2.2	0.34	1607	3013	1.94	263.4	6.5	0.0514	2.7	0.2960	3.7	0.0417	2.5	0.683
T17-4.1	0.60	3733	6472	1.79	265.4	1.2	0.0522	2.8	0.3024	2.8	0.0420	0.5	0.164
T18-3.2	0.02	4684	15931	3.51	281.1	6.9	0.0516	1.0	0.3173	2.7	0.0446	2.5	0.925
T18-3.3	0.13	3153	4410	1.45	288.5	7.2	0.0524	2.5	0.3310	3.6	0.0458	2.5	0.712
T18-4.1	0.07	3947	5869	1.54	265.1	6.5	0.0532	1.4	0.3080	2.9	0.0420	2.5	0.869
T18-5.1	0.00	4270	8858	2.14	285.3	7.0	0.0532	1.0	0.3319	2.7	0.0452	2.5	0.929
T18-6.1	0.33	6362	16283	2.64	290.2	7.1	0.0524	2.4	0.3320	3.4	0.0460	2.5	0.729
T18-7.1	0.00	4783	6857	1.48	282.1	1.3	0.0512	0.9	0.3159	1.0	0.0447	0.5	0.442
T18-7.2	0.27	2272	1582	0.72	255.7	1.3	0.0510	3.1	0.2848	3.2	0.0405	0.5	0.167
T18-7.3	0.18	4707	5807	1.27	278.5	1.3	0.0520	1.8	0.3167	1.9	0.0442	0.5	0.254
T18-9.1	0.11	6457	8295	1.33	257.5	1.0	0.0518	1.0	0.2911	1.1	0.0408	0.4	0.345
T18-11.1	0.18	837	751	0.93	254.5	1.6	0.0512	3.3	0.2845	3.4	0.0403	0.7	0.193
T18-11.2	0.36	2292	3350	1.51	235.9	1.1	0.0503	2.5	0.2587	2.6	0.0373	0.5	0.185
T18-22.1	0.03	4946	8098	1.69	224.6	0.8	0.0519	0.8	0.2537	0.8	0.0355	0.4	0.415
T18-22.2	0.10	1848	1433	0.80	237.3	1.1	0.0515	1.7	0.2665	1.7	0.0375	0.5	0.270

Примечание к табл. 1–3. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне $\pm 1\sigma$. Возраст вычислен в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, погрешность с учетом погрешностей определения константы распада. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Обработка экспериментально полученных U–Pb данных и построение графиков с конкордией осуществлялась с использованием программы ISOPLOT/EX.

Таблица 2. U–Pb (SHRIMP-II)-изотопные анализы цирконов Вологодчанского интрузива

Анализ	% ²⁰⁶ Pb _c	U (г/т)	Th (г/т)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	±	Атомные отношения						
							(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Rho.
29-9_1.1	0.08	3152	2302	0.75	260.0	14.0	0.0509	1.4	0.2890	5.8	0.0411	5.7	0.972
29-9_2.1	0.27	3180	5180	1.68	227.0	13.0	0.0515	2.1	0.2540	6.0	0.0358	5.7	0.936
29-9_2.2	0.00	1770	2160	1.26	260.0	14.0	0.0505	1.2	0.2860	5.8	0.0411	5.7	0.978
29-9_2.3	0.22	1783	2178	1.26	239.0	13.0	0.0504	2.4	0.2630	6.1	0.0378	5.7	0.921
29-9_8.1	0.00	3878	6698	1.78	256.0	14.0	0.0509	0.9	0.2850	5.7	0.0406	5.6	0.989
29-9_10.2	1.48	160	382	2.47	223.0	13.0	0.0483	13	0.2340	15.0	0.0351	5.8	0.400
29-9_10.1	0.63	484	964	2.06	230.0	13.0	0.0489	6.9	0.2450	9.0	0.0364	5.7	0.636
29-9_16.1	0.36	1480	3150	2.20	252.0	14.0	0.0507	2.7	0.2780	6.3	0.0398	5.7	0.904
29-9_19.1	0.06	1726	2289	1.37	265.0	15.0	0.0510	1.4	0.2960	5.8	0.0420	5.7	0.972
29-9_21.1	0.07	3416	3307	1.00	264.0	15.0	0.0519	0.9	0.2990	5.7	0.0419	5.6	0.989
29-16_1.1	1.12	1665	7373	4.57	246.6	7.0	0.0484	4.6	0.2600	5.5	0.0390	2.9	0.528
29-16_2	0.04	1242	2783	2.31	246.0	1.3	0.0504	1.5	0.2700	1.6	0.0389	0.5	0.337
29-16_4	0.00	1659	1963	1.22	228.6	1.0	0.0500	1.3	0.2486	1.3	0.0361	0.4	0.322
29-16_6	0.04	996	797	0.83	331.6	2.1	0.0534	1.7	0.3889	1.8	0.0528	0.6	0.355
29-17_1.1	0.34	573	1615	2.91	222.1	1.6	0.0496	4.3	0.2400	4.3	0.0351	0.7	0.167
29-17_2.1	0.02	2200	2595	1.22	226.5	1.0	0.0510	1.2	0.2512	1.2	0.0358	0.5	0.373

Примечание: см. табл. 1.

Таблица 3. U-Pb (SHRIMP-II)-изотопные анализы цирконов Нижнеталнахского интрузива

Анализ	% $^{206}\text{Pb}_c$	U (г/г)	Th (г/г)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	$\pm$	Атомные отношения						
							(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Rho.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
31-1_1.1	0.18	3530	9166	2.68	220.8	5.3	0.0505	2.5	0.2428	3.5	0.0348	2.5	0.708
31-1_2.2	0.16	4018	4357	1.12	209.4	5.1	0.0510	1.8	0.2321	3.1	0.0330	2.5	0.805
31-1_8.1	0.12	6374	10719	1.74	220.1	5.3	0.0500	1.2	0.2396	2.7	0.0347	2.5	0.903
31-1_9.1	0.25	4341	5528	1.32	236.2	5.7	0.0494	2.0	0.2541	3.2	0.0373	2.5	0.773
31-1_9.2	0.21	5036	7362	1.51	213.6	5.2	0.0504	2.0	0.2342	3.2	0.0337	2.5	0.772
31-1_11.1	0.17	5094	3197	0.65	223.3	5.4	0.0506	1.6	0.2459	2.9	0.0353	2.5	0.842
31-1_17.1	0.24	3375	4508	1.38	223.1	5.4	0.0491	2.0	0.2383	3.2	0.0352	2.5	0.777
31-1_20.1	0.12	4095	10407	2.63	211.9	5.2	0.0516	1.9	0.2379	3.1	0.0334	2.5	0.800
31-3_1.1	0.22	1825	2918	1.65	224.1	1.0	0.0505	2.2	0.2464	2.3	0.0354	0.5	0.205
31-3_1.2	0.00	3328	6527	2.03	245.3	0.9	0.0523	0.9	0.2795	1.0	0.0388	0.4	0.373
31-3_2.1	0.01	1621	2171	1.38	226.5	5.5	0.0521	1.5	0.2571	2.9	0.0358	2.5	0.850
31-13_2.1	0.51	1718	4351	2.62	266.5	8.1	0.0511	3.1	0.2980	4.4	0.0422	3.1	0.710
31-13_4.2	0.17	616	1726	2.90	273.1	8.4	0.0508	3.4	0.3030	4.7	0.0433	3.1	0.675
31-13_7.1	0.13	1988	8244	4.29	250.9	7.6	0.0511	2.2	0.2800	3.8	0.0397	3.1	0.815
31-13_8.1	0.23	3104	7453	2.48	257.8	7.8	0.0485	2.1	0.2730	3.7	0.0408	3.1	0.828
31-13_8.2	1.02	887	1725	2.01	304.7	9.5	0.0479	9.1	0.3200	9.7	0.0484	3.2	0.331
31-13_9.1	0.00	1174	984	0.87	254.2	8.1	0.0537	1.7	0.2980	3.7	0.0402	3.2	0.883
31-13_9.2	0.55	418	753	1.86	288.9	9.0	0.0562	4.2	0.3550	5.3	0.0458	3.2	0.600
31-13_14.1	0.09	2107	4457	2.19	248.0	7.5	0.0523	1.6	0.2828	3.5	0.0392	3.1	0.891
31-13_14.2	0.16	2539	4042	1.65	250.1	7.6	0.0509	1.7	0.2777	3.5	0.0396	3.1	0.881
31-13_19.1	0.21	4562	6712	1.52	256.7	7.8	0.0503	1.4	0.2820	3.4	0.0406	3.1	0.912
31-13_20.1	0.44	968	1510	1.61	260.8	8.0	0.0492	3.8	0.2800	4.9	0.0413	3.1	0.635
31-13_23.1	0.36	1726	2513	1.51	258.8	7.9	0.0486	3.2	0.2740	4.4	0.0410	3.1	0.699
31-13_25.1	0.21	3901	5640	1.49	244.8	7.5	0.0509	2.2	0.2720	3.8	0.0387	3.1	0.821
31-13_27.1	0.60	1976	4367	2.28	224.3	6.9	0.0492	4.1	0.2400	5.1	0.0354	3.1	0.610
31-13_34.1	0.06	4435	4266	0.99	239.9	7.3	0.0510	1.2	0.2664	3.3	0.0379	3.1	0.929
31-13_35.1	0.38	2143	3538	1.71	250.9	7.6	0.0504	2.6	0.2760	4.0	0.0397	3.1	0.768
31-13_38.1	0.25	2778	6044	2.25	252.0	7.6	0.0508	2.2	0.2790	3.8	0.0399	3.1	0.815
31-13_38.2	0.00	2164	4132	1.97	259.3	7.9	0.0526	1.3	0.2980	3.4	0.0410	3.1	0.923
31-13_44.1	0.11	3196	4413	1.43	255.7	7.7	0.0516	1.3	0.2877	3.3	0.0405	3.1	0.922
31-13_46.1	0.00	5965	8346	1.45	256.7	7.7	0.0518	0.8	0.2899	3.2	0.0406	3.1	0.965
31-13_46.2	0.17	4047	5881	1.50	254.0	7.7	0.0507	1.4	0.2807	3.4	0.0402	3.1	0.913
31-13_48.1	0.26	1923	1347	0.72	275.9	8.4	0.0506	2.5	0.3050	4.0	0.0437	3.1	0.779
31-13_50.1	0.01	2601	3884	1.54	255.0	7.7	0.0524	1.2	0.2915	3.3	0.0404	3.1	0.933
31-13_50.2	0.04	1826	2712	1.53	262.3	8.0	0.0524	1.5	0.3000	3.5	0.0415	3.1	0.896
31-13_53.1	0.00	3008	4469	1.53	245.4	7.4	0.0526	1.1	0.2816	3.3	0.0388	3.1	0.942
31-13_54.2	0.16	3521	4281	1.26	252.3	7.6	0.0512	1.4	0.2815	3.4	0.0399	3.1	0.912
31-13_54.3	0.13	2875	6268	2.25	266.3	8.1	0.0519	1.9	0.3020	3.6	0.0422	3.1	0.854
31-13_56.1	0.12	3780	4256	1.16	253.3	7.7	0.0510	1.5	0.2817	3.5	0.0401	3.1	0.895
31-16_2.1	0.14	1117	2413	2.23	255.7	5.9	0.0506	2.4	0.2825	3.3	0.0405	2.4	0.708
31-16_5.1	0.07	838	896	1.10	273.0	6.4	0.0543	2.2	0.3240	3.2	0.0433	2.4	0.742
31-16_10.1	0.02	3918	5539	1.46	260.0	14.0	0.0510	0.8	0.2890	5.7	0.0411	5.6	0.991
31-16_13.1	0.11	1799	3222	1.85	265.9	6.1	0.0519	1.6	0.3010	2.8	0.0421	2.3	0.830
31-16_17.1	0.15	970	1668	1.78	246.0	6.5	0.0538	2.9	0.2880	3.9	0.0389	2.7	0.685
31-16_19.1	0.31	1016	2775	2.82	244.3	5.7	0.0502	3.1	0.2680	3.9	0.0386	2.4	0.607
31-16_20.1	0.15	1808	2915	1.67	230.0	13.0	0.0510	1.6	0.2560	5.9	0.0364	5.7	0.963
31-16_22.1	0.22	323	355	1.13	264.0	15.0	0.0530	4.1	0.3050	7.0	0.0417	5.7	0.811
31-16_25.1	0.00	316	338	1.11	295.0	16.0	0.0537	2.9	0.3470	6.4	0.0469	5.7	0.889
31-16_26.1	0.07	1871	7127	3.94	231.0	13.0	0.0500	1.5	0.2520	5.9	0.0365	5.7	0.965
31-16_26.2	0.16	1430	1890	1.37	270.0	15.0	0.0506	1.5	0.2980	5.8	0.0427	5.7	0.968
31-16_29.1	0.23	678	1599	2.44	231.7	5.5	0.0498	3.6	0.2510	4.3	0.0366	2.4	0.554
31-16_31.1	0.10	1239	2737	2.28	262.0	15.0	0.0507	2.2	0.2900	6.1	0.0415	5.7	0.934
31-16_37.1	0.06	2477	4390	1.83	271.0	15.0	0.0509	1.2	0.3010	5.8	0.0429	5.7	0.977
31-16_38.1	0.00	1375	1902	1.43	261.0	14.0	0.0515	1.6	0.2930	5.9	0.0413	5.7	0.963
31-16_41.1	0.12	2231	4377	2.03	239.0	13.0	0.0511	1.4	0.2660	5.8	0.0378	5.7	0.972

Таблица 3. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
31-16_43.1	0.08	1790	2992	1.73	253.4	5.8	0.0504	1.8	0.2785	2.9	0.0401	2.3	0.796
31-16_44.1	0.13	1507	3369	2.31	262.5	6.1	0.0526	2.1	0.3014	3.1	0.0416	2.4	0.753
31-16_47.1	0.06	1192	1339	1.16	247.0	14.0	0.0515	1.6	0.2770	5.9	0.0390	5.7	0.964
31-16_49.1	0.00	4094	5370	1.36	253.0	14.0	0.0515	0.7	0.2850	5.7	0.0401	5.6	0.992
31-16_51.1	0.10	1419	3479	2.53	232.2	5.4	0.0514	1.9	0.2599	3.0	0.0367	2.4	0.787
31-16_52.1	0.09	1399	4110	3.04	250.4	5.8	0.0522	2.1	0.2852	3.1	0.0396	2.4	0.753
31-16_54.1	0.00	288	265	0.95	256.0	14.0	0.0534	2.8	0.2980	6.4	0.0405	5.7	0.896
31-16_61.1	0.09	3848	9738	2.61	227.8	5.2	0.0514	1.4	0.2549	2.7	0.0360	2.3	0.864
31-16_67.1	0.21	1262	3248	2.66	233.0	13.0	0.0506	2.5	0.2570	6.2	0.0369	5.7	0.915
31-16_71.1	0.48	1505	3331	2.29	233.7	5.4	0.0492	2.9	0.2503	3.7	0.0369	2.4	0.633
31-16_72.2	0.06	3345	3892	1.20	232.8	5.3	0.0524	1.3	0.2659	2.7	0.0368	2.3	0.876
31-16_74.1	0.07	6192	2920	0.49	230.4	5.3	0.0516	1.0	0.2590	2.5	0.0364	2.3	0.926
31-16_78.1	0.00	803	747	0.96	255.0	14.0	0.0509	2.4	0.2830	6.2	0.0403	5.7	0.919

Примечания: см. табл. 1

ли сформированы при более устойчивых *P-T* условиях, по сравнению с более “молодыми”, содержащими включения силикатного стекла. Выявленные особенности геохимических характеристик цирконов промышленно-рудноносных, рудоносных и слабрудноносных интрузивов свидетельствуют о сходных условиях образования и, следовательно, о геохимическом родстве при зарождении магматиче-

ских расплавов и близости начальных стадий магматической истории слагающих их пород.

Геодинамические следствия возрастных и изотопных характеристик цирконов

U-Pb геохронологические данные, базирующиеся на детальном изучении ~500 зерен цирко-

Таблица 4. Сравнительная характеристика содержаний U и Th и значения Th/U для цирконов из пород различно рудоносных интрузивов Норильской провинции

Интрузив	№ обр.	Название пород	Количество измерений	Содержание		Th/U
				U (г/т)	Th (г/т)	
Талнахский	T1-T3	габбро-диорит	50	606–6365 2958	444–26377 5338	0.45–4.16 1.7
	T5-T12	габбро “расслоенной” серии	64	650–6390 2681	764–20744 5522	0.97–5.36 2.08
	T13-T15	плагиоверлит	13	968–5668 2443	2189–17041 6452	1.24–4.36 2.6
	T16-T18	основные породы с такситовой текстурой	17	837–6457 3433	751–16283 5970	0.69–3.40 1.62
	среднее по интрузиву		144	606–6457 2845	444–26377 5593	0.45–5.36 1.94
Нижнеталнахский	31-1	оливиновое габбро	8	3375–6374 4483	3197–10719 6906	0.63–2.60 1.58
	31-3	меланотроктолит	3	1621–3328 2258	2171–6527 3872	1.34–1.96 1.63
	31-13	плагиоверлит	28	418–5965 2570	753–8346 4226	0.70–4.15 1.75
	31-16	меланотроктолит	29	288–6192 1795	265–9738 3067	0.47–3.81 1.79
	среднее по массиву		68	288–6374 2441	265–10719 4017	0.47–4.15 1.74
Вологоданский	29-9	габбро-троктолит	10	160–3878 2103	382–6698 2861	0.73–2.38 1.53
	29-16	троктолит	4	996–1665 1391	797–7373 3229	0.80–4.43 2.16
	29-17	габбро-троктолит	2	573–2200 1387	1615–2595 2105	1.18–2.82 2.00
	среднее по массиву		16	160–3878 1835	382–7373 2859	0.73–4.43 1.75

Примечание. Вариации величин U, Th и Th/U (верхняя строка) сопровождается их средними значениями (нижняя строка).

Таблица 5. Содержание редкоземельных элементов, Th и U (г/г) в цирконах Талнахского интрузива

№ обр.	T1-	T3-	T3-	T3-	T5-	T6-	T8-	T10-	T13-	T15-	T16-	T18-	T18-	T18-	T18-	T18-
La	29.1	5.1	7.1	28.1	3.63	3.8	0.37	0.67	0.07	0.06	0.09	0.42	1.1	0.29	1.1	3.2
Ce	52	54	126	900	835	99	77	61	39	76	52	732	700	544	130	0.71
Pr	0.61	0.24	1.31	23	19	0.81	0.48	0.99	0.55	1.13	0.8	14	6	7	1.4	0.27
Nd	9	4	18	261	228	11	5	17	8	16	12	150	72	72	10	3
Sm	16	10	36	298	260	21	10	34	17	22	23	142	77	78	10	6
Eu	1.1	0.4	2.2	4.8	4.3	0.7	1.1	6	1.7	7.5	1.3	4.9	7.2	12.8	1.1	1.4
Gd	83	60	184	1028	909	111	57	153	86	99	91	395	234	245	35	28
Tb	35	25	74	339	301	43	24	53	33	36	33	126	71	81	13	10
Dy	450	347	935	3680	3254	545	301	584	399	397	369	1360	774	893	159	135
Ho	182	136	351	1195	1082	216	125	202	143	144	129	455	262	304	60	51
Er	800	577	1434	4478	4083	976	565	782	594	582	503	1808	1058	1201	268	219
Tm	161	117	275	865	806	194	110	131	122	106	88	378	222	252	53	47
Yb	1391	947	2077	6839	6456	1935	1022	1127	1025	906	732	3337	1978	2244	490	403
Lu	233	135	283	974	936	358	178	184	170	153	116	536	324	377	83	71
Сумма	3414	2413	5797	20888	19177	4511	2476	3340	2638	2546	2150	9441	5787	6315	1314	988
(Sm/La) _N	248	311	157	132	109	89	23	929	310	85	124	82	87	29	22	26
(Lu/Gd) _N	23	18	12	8	8	26	25	10	16	13	10	11	11	12	19	21
Ce/Ce*	50	116	44	24	24	44	33	61	43	27	26	28	56	24	32	10
Eu/Eu*	0.09	0.05	0.08	0.03	0.03	0.04	0.14	0.25	0.14	0.49	0.09	0.06	0.16	0.28	0.19	0.34
U	6090	1453	2857	2199	1935	1993	2617	2647	1252	2453	1071	4684	4270	6362	6457	837
Th	8521	1691	4035	5516	4569	4014	4193	6073	5462	10347	1813	15931	8858	16283	8295	751
Th+U	14611	3144	6892	7715	6504	6007	6810	8720	6714	12800	2884	20615	13128	22645	14752	1588
Th/U	1.45	1.2	1.46	2.59	2.44	2.08	1.66	2.37	4.51	4.36	1.75	3.51	2.14	2.64	1.33	0.93
Возраст	258.1	257.9	260.4	282.7	269.9	257.9	255	259.3	248	261	258	281.1	285.3	290.2	257	254.5
±	5.3	6.4	6.4	7	6.7	5.4	3.4	5.4	6.2	1.2	2	6.9	7	7.1	1	1.6

Примечание. Здесь и в табл. 6: (Sm/La)_N, (Lu/Gd)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – хондрит-нормированные характеристики цирконов (элементы были нормированы до деления).
 Ce/Ce* = Ce/(La × Pr)^{0.5}, Eu/Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{0.5}

Таблица 6. Содержание редкоземельных элементов, Th и U в г/т в цирконах Нижнетагальского интрузива

№ обр.	31-1	9.1	31-1	9.2	31-1	8.1	31-13	8.1	31-13	8.2	31-13	9.1	31-13	9.2	31-16	19.1	31-16	26.1	31-16	26.2	31-16	20.1	31-3.1.1	31-3.1.2
La	13.33		1.48		0.27		0.56		2.51		0.23		0.03		0.4		0.05		0.13		1.42		2.21	
Ce	810		184		140		331		370		49		28		97		31		48		267		333	
Pr	24		3		2		5		24		0.98		0.33		1.7		0.19		0.31		11		8	
Nd	220		27		30		44		241		9		4		21		2		4		130		102	
Sm	202		36		49		65		157		11		8		30		3		5		136		119	
Eu	32.3		3.1		1.8		4.9		12		0.5		1.9		4.3		0.8		0.8		7.3		6.9	
Gd	603		113		173		177		243		33		36		110		15		19		274		269	
Tb	181		60		54		91		57		10		13		31		5		6		66		70	
Dy	1702		714		496		780		418		105		147		340		58		68		512		547	
Ho	483		198		141		171		96		32		55		99		21		24		112		131	
Er	1625		824		444		472		287		112		224		324		85		95		305		370	
Tm	273		188		65		106		44		18		40		62		17		18		45		58	
Yb	2100		1444		441		589		197		119		322		464		138		146		282		383	
Lu	281		124		59		27		36		20		61		75		25		26		34		51	
Сумма (Sm/La) _N	8550		3920		2096		2863		2185		520		940		1659		401		460		2183		2450	
(Lu/Gd) _N	24		39		290		187		100		74		419		119		109		57		154		86	
Ce/Ce*	4		9		3		1		1		5		14		6		14		11		1		2	
Eu/Eu*	11		20		43		49		12		25		68		28		81		59		17		19	
U	0.3		0.1		0.1		0.1		0.2		0.1		0.3		0.2		0.3		0.3		0.1		0.1	
Th	4341		6374		3104		887		1174		418		1016		1871		1430		1808		1825		3328	
Th+U	5528		10719		7453		1725		984		753		2775		7127		1890		2915		2918		6527	
Th/U	9869		17093		10557		2612		2158		1171		3791		8998		3320		4723		4743		9855	
Возраст	1.32		1.74		2.48		2.01		0.87		1.86		2.82		3.9		1.4		1.7		1.65		2.03	
±	236.2		220.1		257.8		304.7		254.2		288.9		244.3		231		270		230		224.1		245.3	
	5.7		5.3		7.8		9.5		8.1		9		5.7		13		15		13		1		0.9	

Таблица 7. Сравнительная геохронологическая характеристика цирконов из различно рудоносных интрузивов Норильской провинции [64]

Интрузив	количество анализов	Возраст, млн. лет			
		от	до	рассчитан автоматически (probability density plot)	
Норильск-1	129	213.7	280.5	232.6	252.3
Талнахский	148	213.5	294.4	234.9	260.9
Хараелахский	24	220.5	355	252.2	346.5
Черногорский	12	241	293	247.4	292.5
Вологочанский	20	222.1	331.6	246	331.6
Имангдинский	18	219	262.4	233	261.4
Микчангдинский	17	215.6	293.3	234.8	262.9
Нижнеталнахский	108	213.3	304.7	232.3	259.5
Зеленогровский	9	237.5	279	241	266.2

на из пород промышленно-рудноносных интрузивов (Талнахского, результаты данного исследования; Хараелахского [62] и Норильск-1 [61]), рудоносного Вологочанского и слаборудоносного Нижнеталнахского интрузивов, позволили выявить ранее неизвестные стадии магматической активности в Норильском регионе (рис. 14). Полученные данные контрастируют с изохронным Re-Os возрастом 241.9 ± 0.6 Ma [78] **Cu-Ni сульфидных руд Талнахского и Норильского интрузивов.**

На основании детального изучения морфологии и внутреннего строения выявлены различные популяции цирконов из габброидов Талнахского интрузива, которые характеризуются разными возрастами (~260 млн. лет и ~230 млн. лет, соответственно). В плагиоверлитах Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов доминируют цирконы с возрастом около 260 млн. лет (рис. 14). Характерно, что разновидности цирконов из полифазных зерен всех изученных интрузивов обладают резко различными значениями конкордантных возрастов (рис. 5–9). Для Вологочанского и Нижнеталнахского интрузивов выявлены подчиненные по распространенности кластеры возрастов около 330 млн. лет и 300 млн. лет, соответственно. Наиболее молодым U-Pb возрастом (219 ± 3.8 млн. лет) характеризуется оливиновое габбро Нижнеталнахского интрузива. Таким образом, для Талнахского, Вологочанского и Нижнеталнахского интрузивов установлен значительный временной интервал образования цирконов (рис. 7а, е; 9а; 14), характеризующий продолжительную пульсационную эволюцию силикатного вещества слагающих их пород.

Циркон и бадделит, изученные ранее методом SHRIMP [42] и ID-TIMS [53], **характеризуют одну петрографическую разновидность интрузива Норильск-1, представленную лейкогаббро. U-Pb результаты [42] соответствуют диапазону $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от 243.8 ± 4.9 млн. лет до 251.6 ± 5.0 млн. лет (среднее 248 ± 3.7 млн. лет).** U-Pb возрастные данные, приведенные в работе [53], дали еще более значительный временной интервал возрастов (от 228.4 ± 0.6 до $251.2 \pm$

0.3 млн. лет), характеризующихся верхним пересечением с конкордией 256.5 ± 2.6 млн. лет [53, рис. 2, стр. 3508]. Таким образом, возрастные вариации, воспроизведенные обоими методами для одной и той же породы, достаточно близки и могут быть обусловлены полифазной природой изученных цирконов.

Полученные U-Pb данные для различных морфологических разновидностей цирконов из пород интрузива Норильск-1 [61] характеризуются значительным интервалом образования (261.3 ± 1.6 млн. лет, 245.7 ± 1.1 млн. лет, 236.5 ± 1.2 млн. лет и 226.7 ± 0.92 млн. лет), свидетельствующим о длительном пульсационном развитии магматической системы. Отметим также, что U-Pb датировки для шести зерен бадделита из оливинового габбро интрузива Норильск-1 характеризуются возрастом 290 ± 2 млн. лет [61], который близок таковому для наиболее ранних цирконов промышленно-рудноносных интрузивов. Единственный пример древнего циркона с конкордантным U-Pb возрастом 1914 ± 92 млн. лет (СКВО = 0.1, $P = 0.75$) был выявлен в габбро-диорите гибридного происхождения в верхней части интрузива Норильск-1. Весьма вероятно, что циркон был захвачен из пород фундамента, характеризующихся возрастом 1.9 млрд. лет, и может служить индикатором расположения глубинного магматического очага.

Установленная дискретность распределения возрастов в различно рудоносных интрузивах Норильской провинции (табл. 7) позволяет предположить, что кристаллизация цирконов в интервале 220–280 млн. лет отвечает либо нескольким стадиям эволюции магматического расплава, либо характеризует гетерогенные магматические источники в процессе образования и становления интрузивов. Некоторые полифазные зерна также сохраняют геохронологическую информацию образования более древних цирконов, которые группируются около рубежей в 300 и 330–340 млн. лет (табл. 7). В частности, для Хараелахского интрузива установлено [62] четыре группы цирконов, которые характеризуются

различными морфологическими, геохимическими, U-Pb и Hf-изотопными параметрами. U-Pb возраст этих групп охватывает значительный промежуток времени (от 347 ± 16 млн. лет до 235.7 ± 6.1 млн. лет), свидетельствуя о нескольких магматических событиях, которые группируются около 350 млн. лет и 250 млн. лет. Они соответствуют двум известным стадиям (D_3-C_1 и P_2-T_1) тектонического развития Сибирского кратона [23]. Характерно, что продолжительная магматическая эволюция длительностью 130 млн. лет (в интервале 2.52–2.39 млрд. лет) обосновывается [39] для платиноносного Кольского пояса на примере промышленно-рудноносных Фёдорово-Панского и Мончегорского интрузивных комплексов, интрузива горы Генеральской, Имандровского лополита и других.

Полученные результаты могут найти удовлетворительное объяснение в рамках глубинной геодинамики или гипотезы плюмов и суперплюмов [8, 9, 44 и др.]. Несмотря на общее согласие о том, что примитивные магмы образовались за счет плюмового источника, степень взаимодействия между этими магмами с веществом континентальной коры и субконтинентальной мантии является предметом длительной дискуссии [44, 51, 58, 76, 81, 83 и др.]. Первые результаты Lu-Hf изотопии [19, 62, 63] показали, что преобладающие значения изотопного состава гафния цирконов *промышленно-рудноносных* интрузивов отвечают параметрам, характерным для “ювенильного” мантийного источника. Ранее деплетированный компонент (ϵNd от +3.7 до +5.1) был установлен [13, 48 и др.] для пикритов гудчихинской свиты Норильской провинции и меймечитов Маймеча-Котуйской провинции. По сравнению со значимо более радиогенным изотопным составом гафния в цирконах промышленно-рудноносных и рудоносных интрузивов начальный изотопный состав гафния в цирконе слабрудноносного Нижнеталнахского интрузива характеризует особенности источников магм, которые обладали как мантийными, так и коровыми параметрами. Отметим также, что Hf-изотопные характеристики цирконов находятся в соответствии с Nd-изотопным составом пород [62]: и те и другие отвечают значениям “мантийной последовательности” (“mantle array” в понимании Дж. Вервурта и коллег [77]).

Мы полагаем, что мафит-ультрамафитовые магмы, образовавшие различно рудоносные интрузивы Норильского региона начали формироваться как минимум за 10 млн. лет до внедрения базальтов. Возраст цирконов первого типа (ZR 1) характеризует начальные стадии эволюции магматических расплавов для ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского региона. Время магматического эпизода, представленного ZR 2, может быть проинтерпретировано как близкое образованию базальтов, и характеризует эволюцию магмы в промежуточном глубинном очаге. Цирконы третьего и

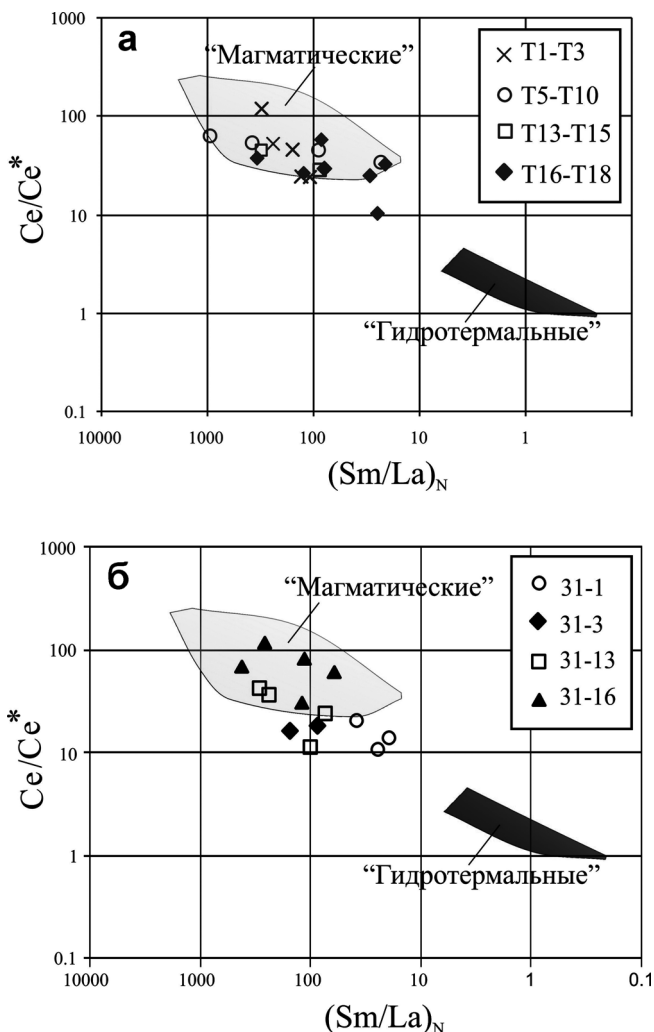


Рис. 12. Бинарная диаграмма составов цирконов из пород Талнахского (а) и Нижнеталнахского (б) интрузивов в координатах $Ce/Ce^*-(Sm/La)_N$. Составы “магматических” и “гидротермальных” цирконов по П. Хоскину [49].

четвертого типа (ZR 3 и ZR 4) могут служить индикаторами становления, длительного охлаждения и термальной рекристаллизации пород после внедрения интрузивов, по времени значительно позднее извержения базальтов. Пульсационные процессы формирования расплавов, родоначальных для ультрамафит-мафитовых интрузивов, обусловили высокие степени разделения и концентрирования рудных компонентов с образованием уникальных по объему и составу магм.

Если базальтовый магматизм был действительно приурочен к пермо-триасовому временному рубежу (248 ± 1 млн. лет [73], от 251.1 ± 0.3 до 251.7 ± 0.4 млн. лет [52], от 248.7 ± 0.6 до 250.3 ± 1.1 млн. лет [72]), то наши U-Pb данные скорее свидетельствуют в пользу отсутствия генетической связи между обедненными халькофильными элементами базальтами и обогащенными сульфидами интрузивами

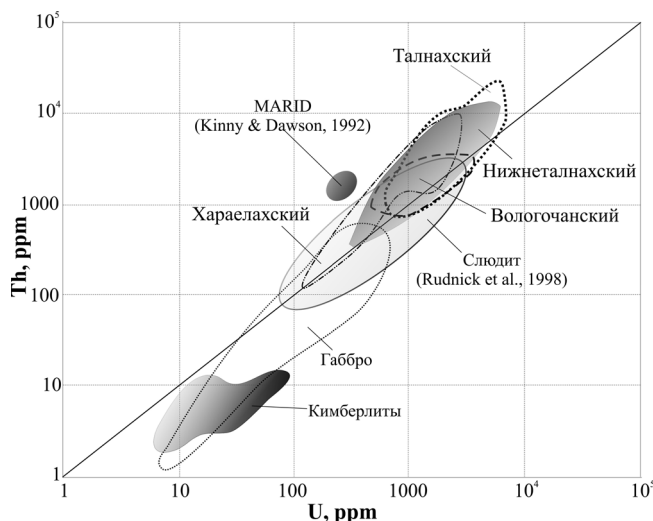


Рис. 13. Состав цирконов из пород различно рудоносных интрузивов Норильского региона в сравнении с полями цирконов из других геологических образований в координатах Th–U.

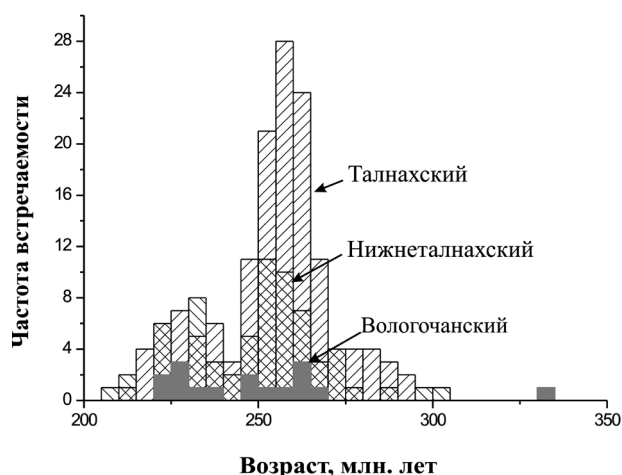


Рис. 14. Гистограмма частоты встречаемости значений U-Pb возраста цирконов Талнахского, Вологодчанского и Нижнеталнахского интрузивов Норильской провинции.

норильско-талнахского типа, и тогда их сонахождение весьма вероятно является случайным. Сходные выводы обосновывались ранее другими исследователями [4, 22, 31, 43, 56 и др.], оспаривавшими генетическую связь между толеитовыми базальтами и промышленными ультрамафит-мафитовыми интрузивами, и находятся в противоречии с кондуитовой моделью А. Налдрета и др. [68].

Судя по сейсмическим данным, в основании коры Норильского региона располагается переходная зона с повышенной, по сравнению с земной корой, скоростью продольных волн (7.3 км/с), что является следствием инъекции ультрамафитового материала в подкоровую часть литосферы (см. рис. 4 в [31]). Мощность этой зоны составляет 5–10 км, протяженность около 500 км при глубинах 32–43 км. Наиболее вероятно, что гигантская инъекция ультрамафитов, содержащих сульфидное вещество, предшествовала толеит-базальтовому магматизму, который способствовал выносу части ультрамафитов с образованием гибридных “расслоенных” интрузивов. Характерно, что территория распространения промышленно-рудноносных интрузивов ограничивается упомянутой выше переходной зоной, типичной также для основания коры океанических и континентальных палеорифтов [1, 15, 24, 25].

Проведенный анализ глубинного строения Норильского района в региональном плане позволяет связывать формирование платиноидно-медно-никелевых месторождений с палеорифтогенными системами литосферы [24, 25, 30, 33], имеющими типичные для таких структур геолого-геофизические параметры. Последние проявля-

ются в высокоградиентных прогибах в фундаменте, насыщенности горстово-грабенными структурами коры, высокой плотности расколов коры и мантии, крупных объемах извергнутых масс мантийного вещества, в наличии слоев (волноводов) с инверсией сейсмических скоростей и промежуточного сейсмического слоя между корой и мантией. Наличие структур такого типа является важным тектоническим критерием регионального прогноза. В целом, весь Игарско-Норильский регион относится к характерным неплатформенным геоблокам литосферы с дифференцированной корой переходного типа, обладающей повышенной подвижностью на всем протяжении его развития [24]. Этот блок отделен мантийными разломами от Таймырского и Тунгусского геоблоков, являющихся его жесткой рамой, и имеющих характерное для платформ глубинное строение.

Впервые выявленная длительная временная эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского региона (с середины палеозоя до раннего мезозоя, C_1 – T_2) позволяет по-новому оценить генетические особенности сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Руды имели предысторию, связанную с концентрированием сульфидного вещества из значительного по объему ультрамафитового протолита, ассимиляцией корового вещества, сульфуризацией и обособлением значительных объемов сульфидной жидкости, что обусловило возможность ее захвата более поздними магматическими расплавами, выполнявшими роль транспортного средства. Таким образом, выявляется более сложная, чем это было ранее известно, геологическая история ультрамафит-мафитового магматизма и оруденения Норильского региона.

ВЫВОДЫ

Применение специальной технологии минералогических работ (метода ppm-минералогии) для выделения цирконов из пород, детальное изучение морфологии и внутреннего строения цирконов и аналитические методы геохимического и изотопного анализа *in situ* обеспечили новую, более детальную и точную информацию относительно длительности образования и происхождения пород, образующих промышленно-рудоносные, рудоносные и слаборудоносные интрузивы Норильской провинции.

Большинство цирконов из пород промышленно-рудоносного Талнахского, рудоносного Вологодчанского и слаборудоносного Нижнеталнахского интрузивов характеризуется повышенными концентрациями тория и урана с величиной Th/U больше 1 и распределением редкоземельных элементов, типичным для магматических цирконов.

Выявленные разновидности цирконов из габброидов Талнахского интрузива характеризуются возрастами ~260 млн. лет и ~230 млн. лет, соответственно. В плагиоверлитах Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов доминируют цирконы, образовавшиеся около 260 млн. лет назад. Разновидности цирконов из полифазных зерен всех изученных интрузивов характеризуются резко различными значениями конкордантных возрастов. Для Вологодчанского и Нижнеталнахского интрузивов выявлены подчиненные по пространенности возрастные кластеры около 330 млн. лет и 300 млн. лет, соответственно. Наиболее молодым U-Pb возрастом (219 ± 3.8 млн. лет) характеризуется оливиновое габбро Нижнеталнахского интрузива.

Установленная дискретность распределения возрастов позволяет предположить, что кристаллизация цирконов в интервале 220–330 млн. лет соответствует либо нескольким стадиям эволюции магматического расплава, либо характеризует гетерогенные магматические источники в процессе образования и становления интрузивов с различной рудоносностью. Полученные результаты сопоставимы по длительности магматической эволюции с промышленно-рудоносными Хараелахским и Норильским интрузивами Норильской провинции [61, 62] и платиноносными ультрамафит-мафитовыми интрузивами Кольской провинции [39].

Анализ полученных U-Pb данных и глубинного строения региона не согласуется с предположением о генетической связи между плагиоверлит-габбровым интрузивным и толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы, свидетельствуя в пользу их пространственного сонахождения. Выявленные закономерности могут способствовать более осмысленному прогнозу выявления уникальных платиноидно-медно-никелевых месторождений.

Авторы считают приятным долгом выразить признательность коллегам-единомышленникам из ФГУП “ВСЕГЕИ” и ИГЕМ РАН (Москва) за содействие на разных стадиях исследования и рецензентам за конструктивную критику. Авторы благодарны организаторам 3-й международной конференции “Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения” за приглашение опубликовать новые изотопно-геохимические данные по интрузивному магматизму Норильской провинции.

Работа выполнена при поддержке Территориального агентства по недропользованию по Красноярскому краю (госконтракт 7Ф-ТАО/2005) и РФФИ (грант 09-05-12028-офи-м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
3. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Ред. Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
4. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостехметиздат, 1959. 68 с.
5. Гриненко Л.Н. Источники вещества и условия формирования сульфидных медно-никелевых руд по изотопно-геохимическим данным // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 57–66.
6. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
7. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж. и др. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования // Геология рудных месторождений. 1999. № 3. С. 241–265.
8. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 587–604.
9. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”. 2001. 408 с.
10. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского района. СПб.: Наука, 2002. 822 с.
11. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 31–100.
12. Кнауф В.В. К петрологическому обеспечению минералогических работ // Записки ВМО. 1996. Т. 125, Вып. 6. С. 109–113.
13. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тенгелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 4. С. 939–942.

14. Комарова М.З., Козырев С.М., Людько В.А., Вилинский С.А. Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд Норильского рудного узла // Недра Таймыра. Вып. 4. Норильск: Таймыркомприродресурсы, ВСЕГЕИ, 2000. С. 122–136.
15. Крылов С.В. О причинах аномальных свойств мантии в рифтовых зонах // Геология и геофизика. 1976. № 4. С. 3–18.
16. Кузьмин В.К., Туганова Е.В. Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 122–125.
17. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
18. Людько В.А., Федоренко В.А., Дистлер В.В. и др. Геология и рудные месторождения Норильского района // Путеводитель VII Международного Платинового Симпозиума / Ред. В.В. Дистлер, В.Е. Кунилов. М.: Московский контакт, 1994. 43 с.
19. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. и др. Контрастные магматические источники в ультрамафит-мафитовых интрузивах Норильского региона (Россия): Hf-изотопные данные в цирконе // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы 3-й междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 35–38.
20. Малич К.Н., Крымский Р.Ш., Петров О.В. и др. Re-Os изотопная систематика платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Рос. Конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб.: ИП Каталкина. 2009. С. 20–22.
21. Малич К.Н., Петров О.В., Туганова Е.В. и др. Изотопно-геохимические критерии выявления платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд норильского типа (Россия): S и Cu изотопные данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы 3-й междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2009. С. 38–41.
22. Малич К.Н., Туганова Е.В. Петролого-геохимическая и изотопная неоднородность источников вещества промышленно-рудноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского региона (Россия) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы 3-й междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2009. С. 42–45.
23. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
24. Малич Н.С., Туганова Е.В., Гринсон А.С. Геодинамическая обстановка образования Cu-Ni месторождений норильского типа // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1988. С. 44–47.
25. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27-й МКГ. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 78–109.
26. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 407 с.
27. Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2000. 26 с.
28. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195–217.
29. Степанов В.К. Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1975. 28 с.
30. Туганова Е.В. Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 197–204.
31. Туганова Е.В. Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных Si-Ni месторождений // Геология и геофизика. 1991. Т. 32, № 6. С. 3–11.
32. Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.
33. Туганова Е.В., Попов В.Е. Связь рифтогенеза и никеленосного магматизма // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 133–139.
34. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические особенности пород интрузий норильского типа // Недра Таймыра. Вып. 2. Норильск: Таймыргеолком, ВСЕГЕИ, 1997. С. 114–122.
35. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // Региональная геология и металлогения. 2003. № 17. С. 140–146.
36. Туровцев Д.М. Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузий на Талнахском месторождении // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 211–232.
37. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
38. Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 495–515.
39. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 165–198.
40. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contr. Miner. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
41. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
42. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science. 1992. V. 255. P. 1760–1763.
43. Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A. et al. Petrography and geochemical characterization of ore-

- bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia; with discussion of their origin // *Resource Geology Special Issue*. 1995. V. 18. P. 1–48.
44. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 66–92.
 45. Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: Evidence from large igneous provinces // *J. Geodynamics*. 2002. V. 34. P. 309–342.
 46. Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *Intern. Geol. Review*. 1985. V. 28. P. 695–708.
 47. Hawkesworth C.W., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*. 1995. V. 61. P. 61–88.
 48. Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5159–5168.
 49. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 637–648.
 50. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous metamorphic petrogenesis // *Zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27–55.
 51. Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps // *The origin of melting anomalies: Plates, plumes and planetary processes* / G.R. Foulger, D.M. Jurdy eds. Spec. Paper Geol. Soc. Am. 2008. V. 430. P. 669–691.
 52. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. P. 75–91.
 53. Kamo S.L., Czamanske G.K., Krough T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 3505–3511.
 54. Kinny P.D., Dawson J.B. A mantle metasomatic injection event linked to late Cretaceous kimberlite magmatism // *Nature*. 1992. V. 360. P. 726–728.
 55. Knauf V.V., Guseva N.S., Knauf O.V. Application of the “ppm – mineralogy” technique for isotope dating and mineralogical study of ore deposits in mafic-ultramafic complexes based on minute accessory minerals // *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting* / Eds. C.J. Andrew et al. Navan, Ireland. 2007. V. 1. P. 777–779.
 56. Latypov R.M. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia // *Contr. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 438–449.
 57. Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 69–86.
 58. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contr. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 171–188.
 59. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. № 4, Berkeley CA 94709, USA. 2003. 70 p.
 60. Ludwig K.R. SQUID 1.12. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., № 2, Berkeley, CA 94709, USA, 2005. 22 p.
 61. Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A. et al. U-Pb age constraints on temporal evolution of the ore-bearing Noril'sk-1 intrusion: evidence from zircon and baddeleyite // *Mafic-Ultramafic Complexes of Folded Regions and Related Deposits: abstracts of the 3d International Conference*. V. 1. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 2009. P. 24–27.
 62. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159, № 6. P. 753–768.
 63. Malitch K.N., Belousova E.A., Petrov O.V. et al. Magma sources in economic and non-economic ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk area (Russia): constraints from U-Pb and Hf isotope data on zircon // *Geophys. Res. Abstr.* 2008. V. 10. EGU2008-A-06860 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-06860), EGU General Assembly 2008 (CD-ROM).
 64. Malitch K.N., Petrov O.V. Geochronology and Hf-Nd-Sr-Os-S isotope systematics of the Noril'sk-type intrusions: New insights for prolonged evolution and source heterogeneity // *Giant Ore Deposits Down-Under. Proceed. 13th Quadr. IAGOD Sympos. Adelaide, Australia*. 2010. Government of South Australia. P. 234–236.
 65. Malich K.N., Petrov O.V., Badanina I.Yu., Presnyakov S.L. Zircons from ultramafic-mafic intrusions at Noril'sk area (Russia): a compositional and U-Pb study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71, № 15S. P. A616-A616 (In: Special Supplement. Abstracts of the 17th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Cologne, Germany, August 2007).
 66. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 67. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Berlin Heidelberg: Springer, 2004. 727 pp.
 68. Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C. et al. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region, Siberia: Their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Transact. Inst. Mining Metallurgy*. 1995. V. 104. P. B18–B36.
 69. Petrov O.V., Malitch K.N., Pushkarev Yu.D., Bogomolov E.S. Isotope-geochemical criterion in search for the Noril'sk-type massive PGE-Cu-Ni sulphide ores: constraints from Pb, Nd and Sr isotope data // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71, № 15S. P. A782–A782 (In: Special Supplement. Abstracts of the 17th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Cologne, Germany, August 2007).
 70. Petrov O.V., Malitch K.N., Shevchenko S.S. et al. Isotope-geochemical criteria in exploration for Cu-Ni sulphide ores associated with the Noril'sk-type intrusions

- (Russia): constraints from S and Cu isotope data // *Geophys. Res. Abstr.* 2008. V. 10. EGU2008-A-10763 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-10763), EGU General Assembly 2008 (CD-ROM).
71. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 73. P. 207–220.
 72. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Let.* 2009. V. 277. P. 9–20.
 73. *Renne P.R., Basu A.R.* Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Perm-Triassic boundary // *Science.* 1991. V. 253. P. 176–179.
 74. *Rudnick R.L., Ireland T.R., Gehrels G. et al.* Dating mantle metasomatism: U-Pb geochronology of zircons in cratonic mantle xenoliths from Montana and Tanzania // 7th International Kimberlite Conference: Ext. Abstr. Cape Town. 1998. P. 754–756.
 75. *Sambridge M.S., Compston W.* Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages // *Earth Planet. Sci. Let.* 1994. V. 128. P. 373–390.
 76. *Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.* Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Let.* 1992. V. 113. P. 365–381.
 77. *Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albaredo F.* Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // *Earth Planet. Sci. Let.* 1999. V. 168. P. 79–99.
 78. *Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al.* Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 4179–4197.
 79. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibbe, W.C. Shanks, W.I. Ridley *Reviews in Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
 80. *Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al.* Pb isotope data indicate a complex mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 1153–1164.
 81. *Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.* Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 3677–3704.
 82. *Yakubchuk A., Nikishin A.* Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE deposits: a revised tectonic model // *Mineral. Depos.* 2004. V. 39. P. 125–142.
 83. *Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K-L. et al.* Flood basalts and metallogeny: The lithospheric connection // *Earth-Science Reviews.* 2008. V. 86. P. 145–174.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Magmatic evolution of the ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk province (Russia): Insights from compositional and geochronological data

K. N. Malitch, I. Yu. Badanina, E. V. Tuganova

All-Russian Geological Research Institute

Mafic-ultramafic intrusions in the northwestern part of the Siberian Craton host major economic platinum-group-element (PGE)-Cu-Ni sulphide deposits. U-Pb isotope data, combined with detailed study of crystal morphology, internal structure and geochemical particularities of about 170 grains of zircon from rocks of the ore-bearing Talnakh, Vologochan and Nizhny Talnakh intrusions has revealed previously unknown stages of magmatic activity in the Noril'sk region. Zircons are characterized by increased concentrations of thorium and uranium with a Th/U value over 1, and chondrite-normalised rare-earth element patterns typical of igneous zircon. The identified populations of zircon from gabbros of the Talnakh intrusion yielded different ages (~260 and ~230 Ma, respectively). Plagiowehrlites from the Talnakh and Nizhny Talnakh intrusions are characterized by U-Pb age interval of 256–262 Ma. Various populations of zircon from polyphase grains from all intrusions under consideration are characterised by distinctly different concordant ages. Subordinate occurrence of age clusters (e.g., ca. 330 Ma and 300 Ma) have been revealed at Vologochan and Nizhny Talnakh, respectively. The youngest U-Pb age (219 ± 3.8 Ma) characterises olivine gabbro of the Nizhny Talnakh intrusion. The established distribution of U-Pb ages implies that crystallisation of zircon corresponds to several stages of prolonged evolution of magmatic system or alternatively characterises distinct magma sources during formation and interaction of intrusive bodies. Protracted evolution of ultramafic-mafic magmatism of the Noril'sk region served as the favorable factor for accumulation of ore components of unique scales and concentrations. On the basis of new geochronological data we conclude that intrusive magmatism of the Noril'sk Province, represented by plagiowehrlite-gabbro intrusions, and associated PGE-Cu-Ni sulphide deposits, have a more complex geological history than has previously been assumed.

Key words: *zircon, U-Pb age, gabbro, melanotroctolite, plagiowehrlite, prolonged evolution, heterogeneous sources, intrusions of the Noril'sk Province, tholeiitic basalts.*