

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА В ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

© 2015 г. Ю. А. Костицын*, Е. А. Белоусова**, С. А. Силантьев*,
Н. С. Бортников***, М. О. Аносова*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина, 19
e-mail: kostitsyn@geokhi.ru

**GEMOC ARC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences,
Macquarie University, NSW 2109 Sydney, Australia

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119107 Москва, Старомонетный пер., 35
e-mail: bns@igem.ru

Поступила в редакцию 11.06.2014 г.
Принята к печати 12.07.2014 г.

Приводятся результаты исследования методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) зерен циркона, выделенного из магматических пород впадины Маркова и гидротермального поля Ашадзе (Срединно-Атлантический хребет). Изучены U–Pb и Lu–Hf изотопные системы индивидуальных зерен циркона и их микроэлементный состав. Также исследованы Sm–Nd и Rb–Sr изотопные системы пород, содержащих циркон. U–Pb система зерен циркона трех образцов габбро-норитов впадины Маркова показала значения возраста от 0.90 ± 0.02 до 2.00 ± 0.05 млн лет, причем более молодой возраст оказался у образцов, драгированных с большей глубины. Циркон из четырех образцов габбро и трондьемитов поля Ашадзе оказался разновозрастным — от 1.04 ± 0.07 до 1.12 ± 0.09 млн лет. В образце I-1069/19 плагиоклазового троктолита впадины Маркова были обнаружены экзотические зерна циркона с возрастом от 90 млн лет до 3.2 млрд лет, что не согласуется с возрастом пород в Срединно-Атлантическом хребте. В статье обсуждаются гипотезы происхождения подобных экзотических зерен, в частности, их образование в мантийных глубинах, попадание туда с субдуцированным материалом и др. Эксперименты по растворимости циркония показывают, что основные и ультраосновные расплавы могут стать пересыщенными относительно циркония только при нереально высоких его содержаниях, которых в соответствующих породах обычно не встречаются. Инородный, захваченный циркон в расплавах основного и ультраосновного состава должен растворяться и его находки в этих породах, скорее всего, указывают на отсутствие равновесия. Циркон может формироваться в интрузивных породах основного состава в условиях фракционной кристаллизации на заключительных ее стадиях, поэтому в габброидах нередко присутствует собственный циркон.

Циркон очень устойчив в коровых магматических процессах, особенно при пониженной активности щелочей, но при попадании в условия температур верхней мантии (1300–1500°C) он теряет радиогенный свинец диффузионным путем очень быстро, в геологическом понимании мгновенно.

При использовании распределения редкоземельных элементов для интерпретации происхождения циркона необходимо включать в анализ как можно большее число элементов, чтобы иметь возможность отличить распределения элементов, характерные собственно для циркона, от аномалий, связанных с дефектами.

Ключевые слова: циркон, U–Pb датирование, океанические породы, возраст, срединно-океанический хребет.

DOI: 10.7868/S0016752515090022

Появление локальных методов изотопного и элементного анализа вещества, таких как масс-спектрометрия вторичных ионов (SHRIMP, SIMS) (Clement et al., 1977) и лазерная абляция совместно с масс-спектрометрами с индуктивно связанной

плазмой (LA-ICP-MS) (Fryer et al., 1993, Feng et al., 1993) открыло новые возможности для изучения единичных минеральных зерен, в частности для геохронологического исследования циркона. Это в свою очередь позволило вовлечь в геохронологию

ческие исследования очень молодые породы, которые ранее с помощью классической U–Pb цирконометрии если и удавалось датировать (Liszenberg et al., 2009), то это требовало виртуозной экспериментальной работы и, что важно, особо чистых (и дорогих!) лабораторий. К таким новым направлениям для U–Pb геохронологии с применением локального анализа относятся, в частности, исследования пород океанического ложа (Бортников и др., 2008; Baines et al., 2009; Schwartz et al., 2010), которые отличаются весьма молодым возрастом — преимущественно от первых десятков миллионов лет и вплоть до современного — а также преобладанием пород основного и ультраосновного состава. Появилось немало геохронологических исследований континентальных и палео-океанических пород основного и ультраосновного состава по циркону (Liati et al., 2004), однако его сингенетичность вмещающим породам далеко не всегда очевидна. Немаловажно также, что в силу ряда организационных обстоятельств в России локальный анализ единичных зерен циркона стал более доступен широкому кругу геологов, ранее не имевшим опыта серьезных геохронологических исследований и решения сопутствующих методических и методологических проблем. Это не в последнюю очередь послужило причиной для написания настоящей статьи, чтобы на основе имеющегося опыта рассмотреть очевидные, а подчас и неочевидные проблемы, возникающие при проведении и осмыслении геохимических и геохронологических данных, получаемых при исследовании циркона.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Объектами исследования послужили образцы пород океанического дна в пределах двух сегментов рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ), в районе впадины Маркова (около 6° с.ш.) и гидротермального поля Ашадзе (около 13° с.ш.). Сведения о распределении пород разного возраста вдоль и вокруг рифтовых долин срединно-океанических хребтов (СОХ), где по современным представлениям формируется новая океаническая кора, позволяют лучше понять динамику этого процесса, установить основные его закономерности и возможные аномалии. Помимо U–Pb системы циркона для геохронологических целей, в настоящей работе изучен изотопный состав гафния циркона, а также изотопный состав неодима пород для определения геохимических свойств источника пород и минералов, что совместно со сведениями о возрасте дает разностороннюю информацию об их происхождении. Предварительные результаты этих исследований были опубликованы ранее (Костицын и др., 2009; 2012).

Впадина Маркова. В пределах впадины Маркова породы были драгированы с глубин 3400–4300 м между 5°54' N и 6°03' N Срединно-Атлантическо-

го хребта в ходе 10-го рейса исследовательского судна “Академик Иоффе” в 2001–2002 гг. и 22-го рейса исследовательского судна “Профессор Логачев” в 2003 г. (Сколотнев и др., 2003). Впадина Маркова протяженностью 20–22 км и шириной 8–11 км является наиболее глубокой (~5 км) в осевой зоне САХ вблизи разлома Сьерра-Леоне (рис. 1). На ее западном и восточном склонах были драгированы породы, характеризующие все комплексы разреза океанической литосферы: мантийные реститовые ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты), разнообразные габброиды, долериты, плагиограниты (трондьемиты), гранодиориты, базальты, катаклазированные и гидротермально измененные породы с сульфидной минерализацией. Изучены в разной степени катаклазированные лейкогаббро-нориты с первичной коричневой роговой обманкой (образцы I-1028, L-1097 и L-1153), а также свежий лейкократовый троктолит с хорошо сохранившейся кумулятивной структурой (обр. I-1069/19). Наибольшее количество зерен циркона отмечено в пробах наиболее интенсивно катаклазированных габбро-норитов. Деформационные структуры, наблюдаемые в магматических минералах (олиивине, пироксене, плагиоклазе), и их грануляция с появлением изометричных необластов, возникли в горячих, но уже затвердевших породах.

Циркон из образцов I-1028, L-1097 и L-1153 обладает сходной морфологией: преобладают прозрачные, бесцветные призматические и короткопризматические кристаллы и их фрагменты (Бортников и др., 2008). Часто встречаются зерна с включениями пироксенов и плагиоклазов, что указывает на позднюю кристаллизацию циркона. Внутреннее строение зерен циркона неоднородно: в большинстве субидiomорфных кристаллов наблюдается тонкая осцилляторная зональность и секториальное строение, что типично для магматического циркона. В отдельных зернах (станция I-1028) обнаружена резорбция граней призм и пирамид и появление колломорфных кайм. Зерна циркона из обр. троктолита I-1069/19 имеют в ядрах фрагменты грубой зональности, срезаемые тонкой оболочкой.

Значительная доля тех же зерен циркона из пород впадины Маркова, что изучена нами, проанализирована ранее (Бортников и др., 2008; 2005) U–Pb методом на SHRIMP-II, а также классическим методом с кислотным разложением циркона (Шарков и др., 2004), что позволяет выявить тонкие различия между разными способами анализа.

Поле Ашадзе. Сегмент Срединно-Атлантического хребта между 12° и 17° с.ш. интересен тем, что здесь обнаружены крупные гидротермальные поля Ашадзе, Семенов, Логачев (Богданов и др., 1997; Beltenev et al., 2007; Beltenev et al., 2009).

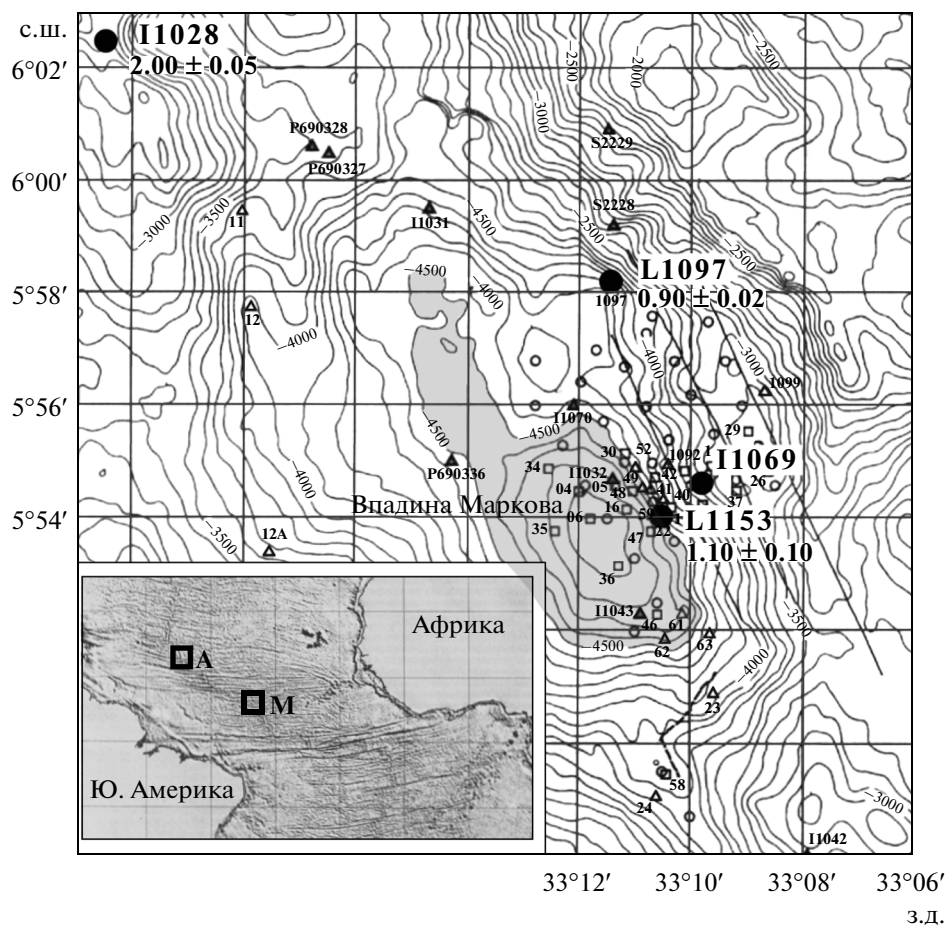


Рис. 1. Батиметрическая карта района впадины Маркова со станциями драгирования, образцы с которых исследованы в настоящей работе. Цифрами показаны полученные значения U-Pb возраста. Глубины более 4500 м выделены серым цветом. На врезке показано географическое положение поля Ашадзе (А) и впадины Маркова (М) в Атлантическом океане.

Эти поля приурочены к блокам выведенных на поверхность морского дна глубинных пород, представленных преимущественно перидотитами и габбро. Такие блоки получили название внутренних океанических комплексов (oceanic core complex) (Cann et al., 1997, MacLeod et al., 2009), и их образование характерно для медленно-спрединговых хребтов. Гидротермальная деятельность приводила не только к скоплению рудных компонентов на морском дне, но и к формированию прожилков кислых пород (трондьемитов) в пределах габбро.

Гидротермальное поле Ашадзе расположено в западном борту рифтовой долины САХ, где в районе $12^{\circ}59'$ с.ш. обнажается типичный внутренний океанический комплекс (ВОК), сложенный серпентинизированными мантийными перидотитами, габброидами и плагиогранитами (Силантьев и др., 2011). Район отбора изученных в настоящем исследовании образцов представлен на рис. 2. Габброиды поля Ашадзе представлены преимущественно офитовыми разновидностями различной

зернистости, вплоть до пегматоидных; габбро-норитами; рудными габбро, обогащенными титаномагнетитом и ильменитом и гнейсовидными габбро с ярко выраженными признаками высокотемпературной перекристаллизации. Во многих образцах перекристаллизованных габбро можно наблюдать постепенный переход от типичного крупнозернистого габбро к более лейкократовому среднезернистому и затем — к лейкократовому мелкозернистому, близкому в структурном плане к гнейсовидным габбро, сложенным преимущественно плагиоклазом и близким в структурном и минералогическом отношении к плагиогранитам — трондьемитам. Трондьемиты поля Ашадзе состоят из плагиоклаза (альбит-олигоклаз), кварца, эпидота (клиноцоизит и алланит), актинолита, сфена, хлорита, подчиненных биотита и калишпата и циркона. Трондьемиты, судя по характеру их соотношений с ассоциирующими габброидами и перидотитами, могут рассматриваться как наиболее поздние магматические образования во внутреннем океаническом комплексе поля Ашадзе. Таким обра-

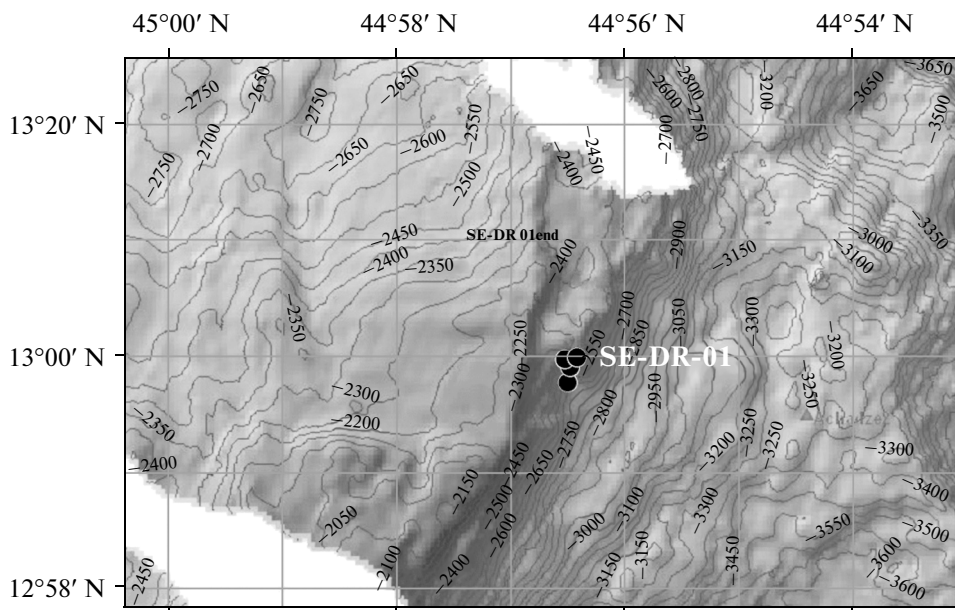


Рис. 2. Район драгирования западного борта рифтовой долины CAX на 12°59' с.ш., проведенного в экспедиции Serpentine (непосредственно к западу от поля Ашадзе, станция Se-Dr-01).

зом, в ВОК, вмещающем гидротермальное поле Ашадзе, наблюдаются четкие петрографические и геохимические признаки тесной генетической связи трондьемитов и габброидов.

Были изучены изотопно-геохимические параметры циркона, выделенного из гнейсовидных габбро (обр. Se-Dr1-5-2, Se-Dr1-5-3) и трондьемитов (Se-Dr1-6-1, Se-Dr1-6-10). Петрографические и геохимические характеристики исследованных пород детально описаны ранее (Силантьев и др., 2011). Исследованные зерна циркона в большинстве своем обладают слабо выраженной или отсутствующей зональностью в отраженных электронах (BSE), простой морфологией с преимущественным развитием граней {100} и {101} при умеренном коэффициенте удлинения, 3–5. Такая форма зерен, как полагают (Corfu et al., 2003), характерна для толеитового расплава. За единственным исключением (см. ниже), зерна циркона не несут признаков механической эрозии, т.е. не окатаны, однако у многих зерен имеются признаки частичного растворения.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изотопные исследования проводились в двух лабораториях. В Национальном центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOC) Университета Маккуори (Macquarie) в Сиднее, Австралия были проведены U–Pb исследования и измерения изотопного состава гафния в цирконе. В лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН в Москве измерены содержания элементов-примесей в цирконе и ис-

следованы Rb–Sr и Sm–Nd системы пород. В GEMOC для U–Pb датирования использовался ультрафиолетовый лазер UP213 (New Wave Research) и ICP-MS спектрометр Agilent-7500, для изотопного анализа гафния такой же лазер использован в комплекте с мультиколлекторным MC-ICP-MS NU-Plasma. Условия экспериментов детально описаны ранее (Griffin et al., 2000, Jackson et al., 2004) с тем лишь отличием, что в настоящей работе при U–Pb анализе для увеличения чувствительности диаметр лазерного пучка был увеличен до 40 мкм по причине предельно низких содержаний радиогенного свинца. Сканирование масс-спектра осуществляли по центрам следующих масс: 206–207–208–232–238 с длительностями замера 15–30–10–10–15 мс соответственно. Измерение на массе 204 не проводили из-за неизменно высоких фонов ртути в спектре.

Пример единичного U–Pb анализа ненарушенного циркона приведен на рис. 3а. Однако, если лазерный луч по мере абляции вскрывал включения, трещины или иные дефекты, содержащие обыкновенный свинец, то временная развертка результатов анализа могла выглядеть, как показано на рис. 3б. Последующая обработка результатов измерения проводилась с помощью программного пакета Glitter (van Achterbergh et al., 1999). В основном она сводилась к выбору одного интервала на временной развертке с ненарушенными сигналами измеряемых изотопов. В примере на рис. 3б это был бы интервал между 60-й и 90-й секундами анализа.

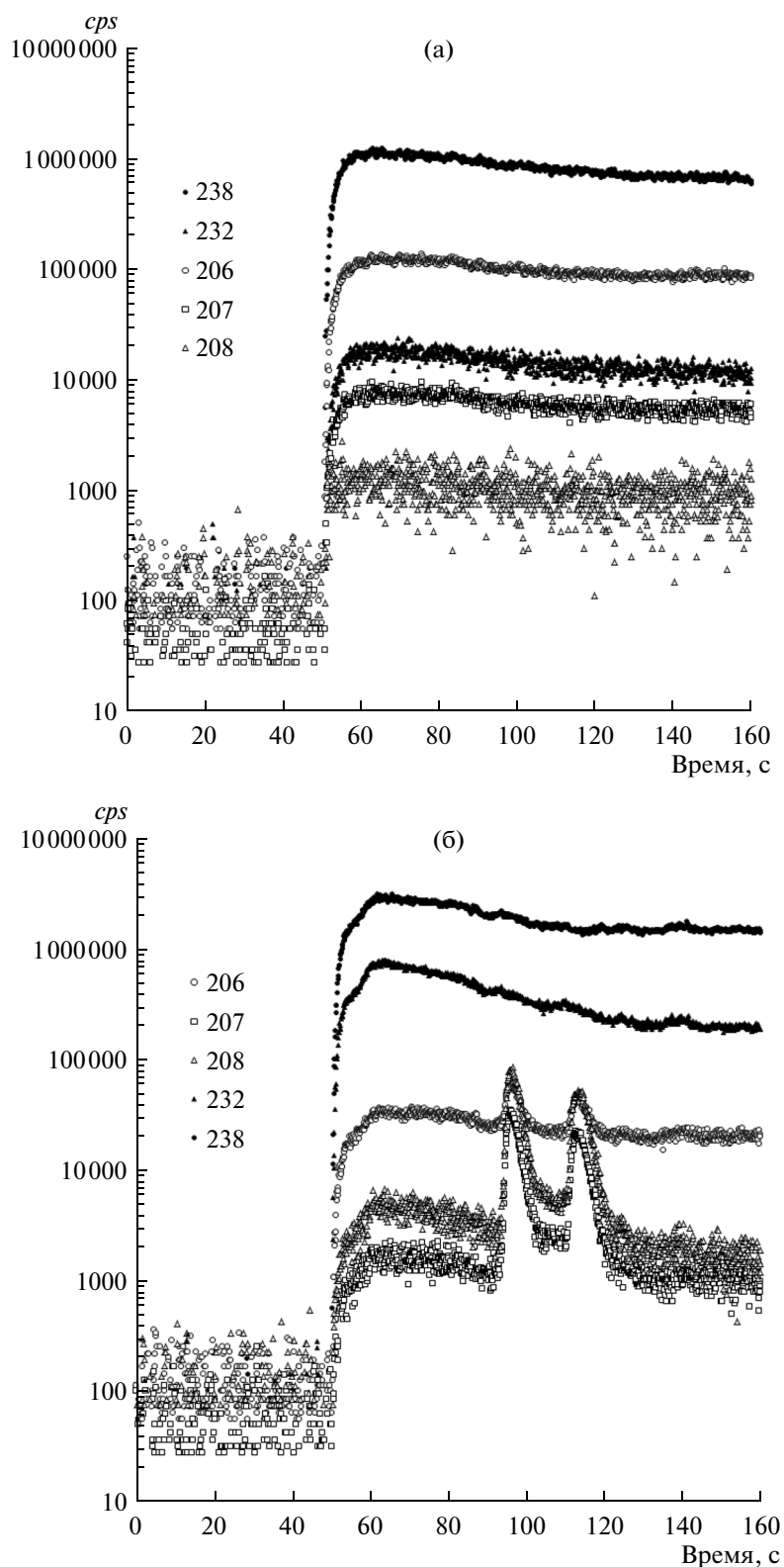


Рис. 3. Примеры измерения сигналов в ходе единичного анализа. Первые 50 с анализа луч лазера перекрыт заслонкой, и производится замер фонов; затем заслонка открывается, и происходит испарение образца. На нижнем графике сигналы изотопов свинца с 92-й секунды отчетливо показывают присутствие дефектов с обыкновенным свинцом (трещины или минеральные включения).

К сожалению, программный пакет Glitter не вычисляет коэффициент корреляции погрешностей изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, поэтому в качестве его оценки мы используем следующее выражение:

$$\rho = \frac{v_{6/8}^2 + v_{7/5}^2}{v_{6/8}^2 + v_{7/5}^2 + v_{7/6}^2},$$

где v — относительная погрешность (коэффициент вариации) соответствующего изотопного отношения. Статистическое моделирование сигналов с гауссовым распределением показало хорошее соответствие между результатами прямого расчета и этой приближенной оценкой коэффициента корреляции ошибок соответствующих отношений.

Анализ образцов производили блоками, каждый из которых начинался и заканчивался анализом стандартов, т.к. лазерная абляция — сравнительный метод анализа. В нашем протоколе каждый блок начинался и заканчивался парой анализов стандарта GJ-1 (Jackson et al., 2004). После первой пары анализов GJ-1 и перед завершающей анализировали стандарт 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) для независимого контроля правильности результатов.

Построение диаграмм с конкордией и расчеты возраста при помощи модели с дискордией производились с использованием программного пакета ISOPLOT (Ludwig, 1999).

В ГЕОХИ РАН для лазерной абляции использовали ICP-MS спектрометр Element-XR (Thermo-Finnigan) и такую же лазерную установку UP-213. Концентрации элементов-примесей определяли относительно стандарта NIST-610. В целом методика анализа близка к описанной в работах (Velousova et al., 2002) за исключением некоторых особенностей, кратко перечисленных ниже. В качестве внутреннего стандарта использовали ^{91}Zr . В масс-спектрометре Element-XR отношение окисных ионов к ионам металлов на порядок ниже, чем у приборов Agilent, что соответственно уменьшает искажения, связанные с наложениями. Типичное отношение UO^+/U^+ в анализе на приборе Element-XR составляет 0.02–0.03%. Также отличие состоит в возможности автоматического управления лазером триггерным сигналом от масс-спектрометра по сформированной заранее программе, что делает процедуру анализа каждого образца строго воспроизводимой. Анализ каждого зерна циркона проводили в заранее выбранной по катодно-люминесцентному изображению точке. Сначала в течение 50 с замеряли фоны; при этом лазер работал, но луч был перекрыт заслонкой; затем заслонка в заданный момент открывалась и в следующие 110 с происходило испарение образца пучком лазера, а полученный аэрозоль поступал в ИСР источник.

Изотопные отношения неодаима и стронция были определены в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре TRITON. Концентрацию Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления. Образцы, растертые до состояния тонкой пудры, разлагали в тefлоновых капсулах в смеси $\text{HF} + \text{HNO}_3$ при атмосферном давлении в течение 3 сут на шейкере при температуре около 100°C . До разложения к образцу добавляли смешанные трасеры $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. Фториды отгоняли трехкратным выпариванием в 12 М HCl . Выделение Rb, Sr и суммы редких земель проводили методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3.5 мл смолы Dowex 50×8 . В качестве элюента использовали 2.4 М HCl . Выделение Nd и Sm проводили на колонках Eichrom Ln.spec со ступенчатым элюированием 0.15, 0.30 и 0.70 М HCl . Воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 для Sr и JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) для Nd. Полученные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710236 \pm 40$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512110 \pm 21$. В качестве погрешностей указаны 95%-ные доверительные интервалы для единичного анализа.

ПОПРАВКИ НА НЕРАВНОВЕСНОСТЬ

Для молодых значений U–Pb возраста, порядка первых миллионов лет и менее, необходимо учитывать отсутствие векового равновесия в цепочках распада $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ и $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ и вносить соответствующие поправки (Schärer, 1984; Schmitt et al., 2003). Коррекция необходима для наиболее долгоживущих промежуточных членов: в ряду $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ это ^{234}U ($T_{1/2} = 0.25$ млн лет), ^{230}Th (0.076 млн лет) и ^{226}Ra (1.6 тыс лет), а в ряду $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ это ^{231}Pa (32.8 тыс лет). Расчет возраста с использованием простых выражений

$$t_{238} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} + 1 \right)$$

и

$$t_{235} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

можно было бы проводить, если бы активности всех промежуточных членов ряда в цирконе изначально были строго одинаковыми. Однако это не так. При кристаллизации циркона двухвалентный радий, элемент второй группы и в какой-то мере геохимический аналог бария, очевидно, не входит в структуру циркона столь же легко, как уран или торий. Пятивалентный протактиний, аналог тантала, также оказывается “чужим”. Исходную активность этих нуклидов относительно изотопа-родоначальника соответствующего ряда распада можно представить как отношение коэффициен-

Таблица 1. Результаты U—Th—Pb изотопного анализа зерен циркона впадины Маркова

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} \pm 2\sigma$		Th/U
Обр.: I-1028/1. Габбро-норит									
I-1028/1-5	0.1197	0.0978	0.0054	0.0043	0.0003	0.0001	0.0001	0.0001	0.68
I-1028/1-6	0.1623	0.1003	0.0064	0.0038	0.0003	0.0000	0.0001	0.0001	0.70
I-1028/1-12	0.0642	0.0857	0.0030	0.0039	0.0003	0.0000	0.0001	0.0001	0.59
I-1028/1-18	0.0868	0.0542	0.0036	0.0022	0.0003	0.0000	0.0001	0.0000	0.66
I-1028/1-19	0.4394	0.0687	0.0356	0.0045	0.0006	0.0001	0.0011	0.0001	0.46
I-1028/1-21C	0.6894	0.1173	0.1159	0.0135	0.0012	0.0002	0.0032	0.0004	0.62
I-1028/1-21R	0.3840	0.1885	0.0253	0.0104	0.0005	0.0001	0.0007	0.0003	0.53
I-1028/1-20	0.1007	0.0819	0.0043	0.0034	0.0003	0.0000	0.0003	0.0002	0.30
I-1028/1-23	0.0708	0.0304	0.0032	0.0013	0.0003	0.0000	0.0001	0.0001	0.35
I-1028/1-24	0.0630	0.0712	0.0027	0.0030	0.0003	0.0000	0.0001	0.0001	0.60

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен по запросу у первого автора по электронной почте.

Таблица 2. Результаты U—Th—Pb изотопного анализа зерен циркона гидротермального поля Ашадзе

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} \pm 2\sigma$		Th/U
Габбро									
S1-5/2-02	0.3305	0.3576	0.0077	0.0074	0.00017	0.00008	0.00035	0.00022	0.49
S1-5/2-03	0.1612	0.3239	0.0067	0.0132	0.00030	0.00014	0.00036	0.00045	0.41
S1-5/2-04	0.4183	0.4566	0.0086	0.0080	0.00015	0.00009	0.00051	0.00023	0.48
S1-5/2-05	0.2855	0.2128	0.0097	0.0066	0.00025	0.00007	0.00040	0.00015	0.66
S1-5/2-06	0.1390	0.1222	0.0030	0.0026	0.00016	0.00003	0.00013	0.00007	0.56
S1-5/2-07	0.3480	0.2637	0.0081	0.0054	0.00017	0.00006	0.00017	0.00015	0.53
S1-5/2-12	0.4729	0.2202	0.0170	0.0064	0.00026	0.00007	0.00048	0.00021	0.45
S1-5/2-13	0.0409	0.1893	0.0010	0.0048	0.00018	0.00006	0.00016	0.00016	0.44
S1-5/2-16	0.0433	0.2766	0.0010	0.0061	0.00016	0.00007	0.00009	0.00017	0.52
S1-5/2-17	0.1709	0.2025	0.0033	0.0038	0.00014	0.00005	0.00014	0.00010	0.53

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен по запросу у первого автора по электронной почте.

тов распределения нуклид/уран между цирконом и его материнским расплавом. Комбинированный коэффициент распределения между цирконом и источником вещества для отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ принят равным 1; для $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ коэффициент распределения принят оценочно на уровне 0.001, т.к. двухвалентный радий в структуру циркона входить не должен; для $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ эта величина принята 0.01 т.к. протактиний ближе всего по свойствам к танталу, и мы использовали отношение Ta/U в цирконе как ориентир (табл. 6, 7)¹. Комбинированный ко-

¹ Для экономии журнального пространства обширные таблицы с данными приведены здесь в сокращенном виде. Полные таблицы могут быть запрошены у первого автора по электронной почте.

эффициент распределения для $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ вычислялся, исходя из измеренного Th/U отношения в анализируемом зерне циркона и среднего Th/U отношения для данного типа пород. Для океанических толеитов эта величина близка к 2.9. В итоге поправка на неравновесность в рядах распада к значению возраста для исследованных в этой работе зерен циркона оказалась в среднем около +0.09 млн лет, что заметно превышает многие полученные статистические погрешности результатов. По этой причине результаты по образцам из впадины Маркова, приводимые в настоящей работе, отличаются от ранее опубликованных (Костицын и др., 2009) на несколько десятков тысяч лет.

Таблица 3. Результаты исследования Lu–Hf изотопной системы в зернах циркона впадины Маркова

Номер анализа	T, млн лет	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$
Габбро-норит								
1028/1-3	1.01	0.00206	0.00003	0.094084	0.283286	0.000019	18.2	0.7
1028/1-5	2.00	0.00227	0.00013	0.098862	0.283280	0.000032	18.0	1.1
1028/1-6	1.65	0.00147	0.00026	0.065297	0.283319	0.000026	19.4	0.9
1028/1-7	2.00	0.00303	0.00006	0.158108	0.283317	0.000019	19.3	0.7
1028/1-12	2.20	0.00137	0.00006	0.067360	0.283308	0.000020	19.0	0.7
1028/1-18	1.93	0.00277	0.00058	0.154908	0.283297	0.000028	18.6	1.0
1028/1-19	2.01	0.00473	0.00017	0.282091	0.283336	0.000034	20.0	1.2
1028/1-21C	1.60	0.00223	0.00004	0.133865	0.283324	0.000022	19.6	0.8
1028/1-20	1.97	0.00234	0.00028	0.136811	0.283298	0.000026	18.6	0.9
1028/1-23	2.12	0.00147	0.00030	0.076211	0.283300	0.000022	18.7	0.8

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен по запросу у первого автора по электронной почте.

Таблица 4. Результаты исследования Lu–Hf изотопной системы в зернах циркона поля Ашадзе

Номер анализа	T, млн лет	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$
Габбро								
Se-Dr1-5-2-02	0.79	0.00122	0.00003	0.0623	0.283308	0.000028	19.0	1.0
Se-Dr1-5-2-03	1.77	0.00101	0.00013	0.0515	0.283279	0.000013	18.0	0.4
Se-Dr1-5-2-04	0.61	0.00195	0.00007	0.1005	0.283319	0.000020	19.4	0.7
Se-Dr1-5-2-05	1.20	0.00121	0.00001	0.0582	0.283276	0.000016	17.9	0.6
Se-Dr1-5-2-06	1.00	0.00144	0.00017	0.0785	0.283274	0.000020	17.8	0.7
Se-Dr1-5-2-07	0.77	0.00110	0.00002	0.0585	0.283312	0.000024	19.1	0.8
Se-Dr1-5-2-12	0.88	0.00163	0.00004	0.0808	0.283294	0.000022	18.5	0.8
Se-Dr1-5-2-13	1.29	0.00149	0.00001	0.0699	0.283256	0.000016	17.1	0.6
Se-Dr1-5-2-14	1.07	0.00157	0.00019	0.0741	0.283277	0.000015	17.9	0.5

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен по запросу у первого автора по электронной почте.

Таблица 5. Результаты исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем в породах впадины Маркова

Образец	Глубина драгирования, м	T, млн лет	$\pm 2\sigma$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ε_{Nd}
I-1028/1	3600	2.00	0.05	0.648	73.8	0.0254	0.703170	9	0.65	1.79	0.2213	0.513070	7	8.4
I-1028/3	3600	2.00	0.05	3.722	198.9	0.0541	0.703129	12	1.97	5.08	0.2351	0.513045	22	7.9
I-1028/5	3600	2.00	0.05	0.364	140.8	0.0075	0.703188	12	0.87	2.19	0.2404	0.513082	8	8.7
L-1097/1	4150	0.90	0.02	1.611	98.4	0.0473	0.703935	11	0.63	1.70	0.2241	0.512978	18	6.6
L-1097/3	4150	0.90	0.02	0.766	100.0	0.0222	0.703003	10	0.74	2.05	0.2193	0.513017	7	7.4
L-1097/5	4150	0.90	0.02	0.612	108.6	0.0163	0.703183	9	0.99	2.55	0.2352	0.513015	6	7.4
I-1069/19	3720	?	—	0.634	93.5	0.0196	0.703657	62	0.27	0.66	0.2442	0.513005	9	7.2
L-1153/49D	3950	1.10	0.10	—	—	—	0.703055	8	0.42	1.22	0.2086	0.513030	6	7.6
L-1153/49L	3950	1.10	0.10	1.625	167.6	0.0280	0.703588	6	9.24	82.08	0.0680	0.513043	7	7.9

Примечание. Содержания элементов даны в мкг/г.

Таблица 6. Редкие элементы (мкг/г) в зернах циркона впадины Маркова

Номер анализа	P	Ti	Fe	Rb	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
I-1028/1-4	931	10.3	—	1.48	1.26	649	6.5	0.0120	19.6	0.158	3.6	10.7	1.64	81	30	387	158	698	144	1269	227	11879	2.8	40	64
I-1028/1-5	882	8.2	34	1.30	1.31	943	5.9	0.041	15.9	0.101	2.7	8.5	1.03	64	24	311	128	577	119	1069	193	13362	3.1	44	70
I-1028/1-6	662	7.0	—	1.14	0.95	1024	5.3	—	14.2	0.065	2.3	7.3	1.04	54	20	265	110	496	102	914	163	12309	2.4	24	43
I-1028/1-7	894	9.3	30	1.83	1.51	794	5.8	0.75	21	0.43	6.1	14.2	2.1	103	37	463	186	801	163	1418	252	15799	4.3	81	142
I-1028/3-35	1327	6.2	325	2.2	3.0	434	8.7	0.118	38	0.64	11.1	23	1.15	146	50	602	238	1025	202	1721	300	12921	5.2	145	154
I-1028/3-39	477	4.1	595	0.96	3.0	1011	7.2	0.049	18.0	0.096	2.1	5.6	0.40	40	14.5	185	73	341	77	755	140	12982	3.2	202	121
I-1028/5-46	598	6.3	—	0.99	2.4	1445	3.4	0.0117	11.7	0.094	1.85	5.9	0.83	45	18.0	234	96	436	91	810	146	12976	1.72	24	50
I-1028/5-47	990	13.0	—	1.55	1.34	621	5.4	0.0179	19.0	0.28	5.8	13.8	0.90	91	32	411	166	759	157	1373	249	12929	2.4	67	99
I-1028/5-48	946	9.5	7.9	1.25	1.30	667	4.7	0.038	16.6	0.24	4.6	12.9	1.32	88	32	403	160	712	145	1273	227	12543	2.1	50	79
I-1028/5-49	768	6.8	—	1.10	0.92	744	4.7	—	15.3	0.093	2.3	7.1	0.95	58	22	294	119	536	112	993	176	13086	2.5	44	81

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен у первого автора по электронной почте.

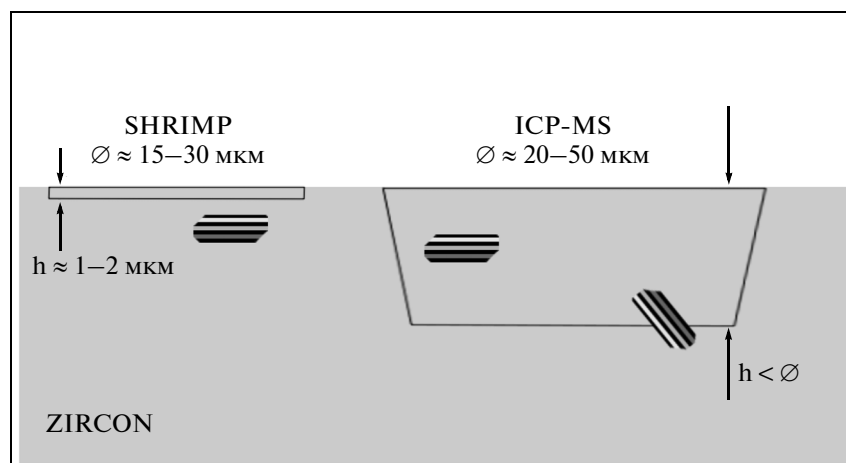


Рис. 4. Схема, иллюстрирующая относительные размеры кратеров при локальном анализе циркона на ионном зонде (слева) и методом лазерной абляции (справа).

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ U-Pb АНАЛИЗА SHRIMP-II И LA-ICP-MS

Несмотря на то, что и вторично-ионная масс-спектрометрия (SIMS, SHRIMP) и лазерная абляция (LA-ICP-MS) являются весьма похожими методами локального анализа вещества, между ними имеются существенные различия, которые надо иметь в виду при планировании исследования и интерпретации результатов. Эти различия обу-

словлены способом получения ионов и геометрией анализируемого объема образца. На рис. 4 схематически показаны геометрические различия. Даже если диаметр ионного и лазерного пучка оказываются одинаковыми, то заметно различается глубина кратера при SIMS (SHRIMP) анализе и при лазерной абляции. Это приводит к тому, что в целом количество “сжигаемого” циркона может различаться на один-два порядка; соответственно общее количе-

Таблица 7. Редкие элементы (мкг/г) в зернах циркона поля Ашадзе

Номер анализа	P	Ti	Fe	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
Se-Dr1-5/2-02	341	14.8	110	0.49	1497	2.9	0.148	6.0	0.080	1.53	3.6	0.73	26	137	54	238	555	78	10595	2.1	26	48
Se-Dr1-5/2-03	268	—	—	—	1081	3.1	0.0079	3.2	0.033	0.77	2.1	0.65	18.0	99	38	176	395	58	9615	1.42	8.8	23
Se-Dr1-5/2-04	369	—	—	0.91	2261	3.7	0.044	5.0	0.100	2.4	7.1	1.56	45	220	82	356	753	109	9137	1.77	23	42
Se-Dr1-5/2-05	346	—	—	0.65	1340	2.00	—	3.8	0.032	0.96	3.4	0.70	23	126	49	216	495	70	9750	1.53	12.5	30
Se-Dr1-5/2-06	434	—	—	0.54	1584	3.8	—	6.8	0.041	0.81	3.0	0.48	25	139	56	256	599	85	10841	3.1	23	53
Se-Dr1-5/2-07	504	14.4	—	0.87	2997	2.2	0.095	8.4	0.099	3.2	10.1	1.80	65	292	110	470	949	132	10038	1.84	40	56
Se-Dr1-5/2-13	440	11.1	—	0.41	1612	2.7	0.0113	4.7	0.0136	0.87	3.2	0.56	27	144	57	257	584	83	10806	2.6	14.4	32
Se-Dr1-5/2-14	174	—	—	0.26	620	1.62	0.0053	1.95	—	0.35	1.13	0.29	9.1	54	22	102	258	38	10527	0.69	5.1	15.3
Se-Dr1-5/2-15	346	—	—	0.37	1448	2.9	—	5.1	0.024	1.01	3.4	0.60	25	129	52	238	536	77	10745	1.84	16.1	39
Se-Dr1-5/2-16	293	17.6	—	0.32	750	2.3	0.30	3.6	0.132	1.16	2.0	0.37	12.6	63	26	123	306	45	10268	1.01	9.5	22

Примечание. Остальной материал таблицы может быть получен у первого автора по электронной почте.

ство радиогенного свинца, используемого для подсчета изотопных отношений, при лазерной абляции больше, что при прочих равных условиях дает статистическое преимущество этому методу анализа. Так, для циркона возрастом ~1 млн лет, количество свинца, используемое при вторично-ионной масс-спектрометрии, составляет ничтожно малую величину, примерно 10^{-16} г, тогда как при лазерной абляции тем же диаметром пучка его используется на два порядка больше.

Такие малые количества анализируемого элемента накладывают жесткие требования не только к чистоте подготовки проб и проведения их анализа, но и к чистоте циркона в отношении инородных минеральных включений или всевозможных дефектов структуры, например, трещин, которые могут быть заполнены примесями, включая обыкновенный свинец. Если относительно крупные минеральные включения не видны на поверхности при катодо-люминесцентной съемке, то при анализе SHRIMP они, скорее всего не будут вскрыты. Хотя мелкие дефекты, микротрещины могут оказывать свое искажающее влияние. Однако, гораздо больший вклад обыкновенного свинца, как показали реальные измерения (см. ниже), дает проводящее покрытие, которое всегда напыляют на шашку перед анализом. Оно необходимо, чтобы заряд, приносимый первичными ионами, не каплялся на образце и не искажал поле вокруг него. Какое бы чистое вещество не использовали для этого (обычно это углерод или золото), оно неизбежно содержит некоторое количество примесного свинца с обыкновенным изотопным составом. Процесс абляции образца ионным пучком происходит очень “деликатно”, образец сжигается медленно и на очень малую глубину (рис. 4); при этом вещество токопроводящего слоя может так и не быть удаленным полностью с поверхности образца до конца анализа также, как и сопутствующие ему примеси свинца. Подобные проблемы с внесением поправок на обыкновенный свинец и получением конкордантных значений возраста описаны в работе (Schmitt et al., 2003), в которой анализ циркона из молодых (0.9–1.4 млн лет) пород проводили на SIMS Cameca-1270. По-видимому, именно по этой же причине в работах (Бортников и др., 2008, Бортников и др., 2005) не было получено ни одного конкордантного результата на приборе SHRIMP-II для зерен молодого циркона из пород СХХ. Следует подчеркнуть, что описанная неприятная ситуация для SIMS анализа возникает лишь при анализе предельно молодых зерен циркона, тогда как древний циркон содержит большое количество радиогенного свинца, и его контаминация при аккуратной подготовке шашек как правило незаметна.

При лазерной абляции поверхность образца не требует никакого покрытия, что позволяет избежать лишней контаминации. Кроме того, даже ес-

ли поверхность шашки при пробоподготовке оказалась контаминирована обыкновенным свинцом, первыми же импульсами излучения лазера это вещество испаряется и далее в анализ поступает вещество из внутренних зон минералов, не подверженных поверхностной контаминации. Таким образом, метод лазерной абляции имеет очевидные преимущества перед SHRIMP при анализе молодого циркона. Однако интенсивное прожигание образца на большую глубину может иметь и свои отрицательные последствия. Если под поверхностью образца присутствуют инородные включения или трещины (рис. 4), то получаемый сигнал может быть частично или полностью искажен примесью обыкновенного свинца. Вероятность этого при лазерной абляции гораздо больше, чем при SIMS анализе по причине большей глубины прожигания образца лазером. Различные дефекты, содержащие обыкновенный свинец, в цирконе встречаются регулярно, но они легко распознаются в ходе анализа на временной развертке (рис. 3б) и могут быть учтены на диаграммах с конкордией (рис. 5, 8).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb АНАЛИЗА

Впадина Маркова. Результаты U-Pb анализа методом LA-ICP-MS циркона (табл. 1), выделенного из шести образцов станций драгирования I-1028, L-1097 и L-1153, приведены на рис. 5а, в и г на диаграммах с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera, Wasserburg, 1972). Более половины проанализированных зерен оказались конкордантными в пределах аналитической погрешности, тогда как в остальных данных сказывается присутствие нерадиогенного контаминирующего свинца. Как отмечалось выше, основной источник контаминации — минеральные включения, трещины и другие дефекты, содержащие нерадиогенный свинец — легко обнаруживается по резкому искажению всех изотопных отношений, в частности по увеличению содержания ^{208}Pb . Как видно на рис. 5, дискордантные анализы смещаются к точке $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \approx 0$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 0.84$, отвечающей составу потенциального контаминанта, в частности составу свинца в базальтах СОХ, показанному на рис. 5а в виде гистограммы, по данным из сводки (Костицын, 2004). Формальный расчет возраста контаминанта дает геологически бессмысленное значение — около 5 млрд лет, т.е. больше возраста Земли — что ясно определяет его нерадиогенную природу и исключает любые попытки его возрастного толкования. Мелкие включения акцессорных или породообразующих минералов — пироксенов и плагиоклаза — встречаются во многих из исследованных зерен циркона (Бортников и др., 2008), а для этих минералов, в отличие от самого циркона, характерны высокие содержания обыкновенного свинца. Поэтому все расчеты дискордий (на рис. 5 и

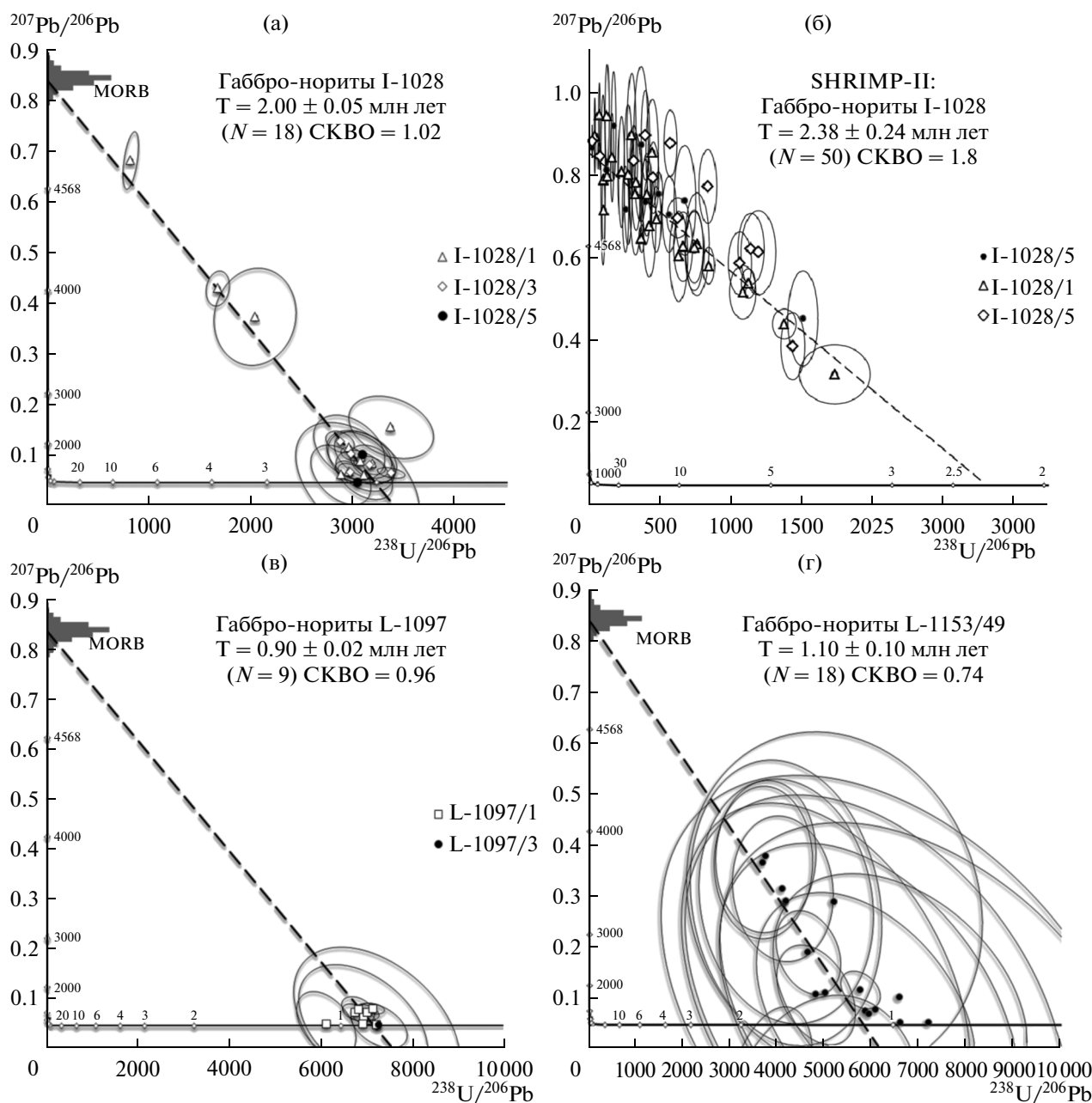


Рис. 5. Диаграммы с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972) для исследованных зерен циркона впадины Маркова. График б построен по данным SHRIMP-II из работы (Бортников и др., 2008). Из-за растянутого масштаба по обеим осям конкордия (жирная линия) выглядит, как отрезки прямой. Крайняя верхняя точка конкордии отвечает возрасту Земли, и дискордии (пунктир) проходят выше этой точки. Эллипсы — погрешности каждого анализа на уровне 1σ . Погрешности вычисленных значений возраста — 2σ . На графиках показана гистограмма для 1389 изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) по данным из сводки (Костицын, 2004).

8) проведены с “заякориванием” верхнего (на диаграмме Тера-Вассербурга) пересечения дискордии с осью ординат в точке современного обыкновенного свинца MORB с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.84 \pm 0.02$.

Особый интерес представляет сравнение результатов анализа одних и тех же зерен циркона, проведенные методом LA-ICP-MS (рис. 5а) и

SHRIMP (рис. 5б) для образцов габбро-норитов со станции I-1028. Как видно на графике рис. 5а, несколько точек сильно дискордантны, тогда как большая их часть все же находится около конкордии в нижней части графика. На рис. 5б напротив, все точки дискордантны, и пересечение с конкордией приходится делать по довольно дале-

кой экстраполяции. Вычисленное нами результирующее значение возраста 2.38 ± 0.24 млн лет по всем 50 точкам из работы (Бортников и др., 2008) близко к полученному методом лазерной абляции значению 2.00 ± 0.05 млн лет, хотя и отягощено заметно большей погрешностью.

Как видно на рис. 5а и в, разные образцы пород, поднятые на одной и той же станции, содержат разновозрастный циркон. Для трех образцов габбро-норитов со станции I-1028 по 17 зернам циркона получено единое значение возраста 2.00 ± 0.05 млн лет, рассчитанное по пересечению дискордии с конкордией (рис. 5а). Для двух габбро-норитов со станции L1097 по 9 зернам циркона также получено единое значение возраста, но значительно меньшее — 0.90 ± 0.02 млн лет. Для габбро-норита L1153/49 по 11 зернам циркона получен возраст 1.10 ± 0.10 млн лет, близкий к предыдущему значению, однако все же отличающийся на уровне полученных погрешностей. Ввиду низких содержаний урана и радиогенного свинца для этого образца методом SHRIMP (Бортников и др., 2008) вообще не удалось определить возраст циркона.

Полученные геохронологические результаты полностью согласуются с представлениями о том, что в осевой зоне СОХ формируется молодая океаническая кора. Разные образцы, поднятые с каждой станции впадины Маркова, представляют одни и те же или разновозрастные тела. Вероятно, процесс формирования океанической земной коры в этой части срединного хребта представляет собой последовательность интрузивных событий, внедрение базальтового расплава в ультраосновной субстрат и, возможно, в ранее закристаллизовавшиеся тела габброидов.

На рис. 6 видна отчетливая обратная зависимость между полученным возрастом образцов и глубиной драгирования, т.е. в пределах изученного фрагмента рифтовой долины САХ более молодая кора находится на большей глубине. Эта закономерность вполне согласуется с каноническими представлениями тектоники плит о зарождении новообразованной океанической коры вдоль оси рифтовой долины. В соответствии с ними, магматические породы, обнажающиеся непосредственно на оси, на дне срединно-океанического рифта, должны быть наиболее молодым и удревняться по мере удаления от этой оси, т.е. по мере уменьшения глубины. Очевидно, что за пределами рифтовой долины, на внешних склонах хребта, а также в зонах трансформных разломов наблюдаемая обратная корреляция между глубиной и возрастом пород будет нарушаться (Lissenberg et al., 2009).

Более детально пространственные закономерности в распределении интрузивных тел разного возраста можно будет установить по мере дальнейшего накопления точных данных о возрасте пород, и наиболее перспективным в этом отно-

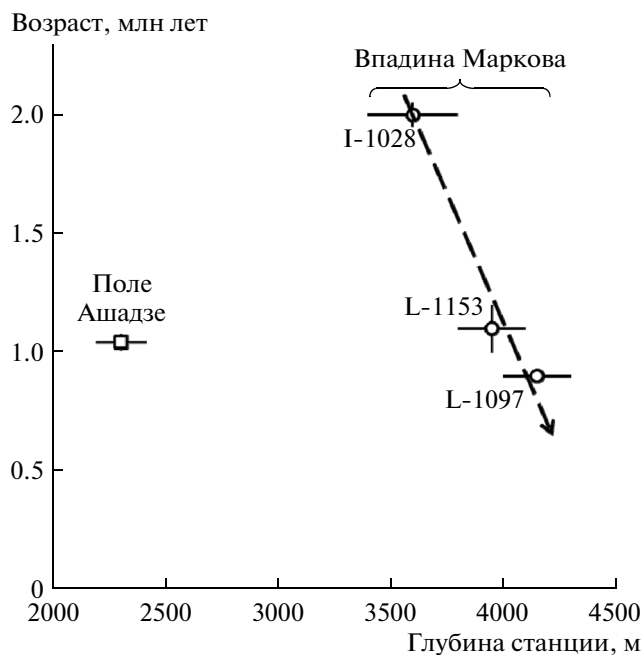


Рис. 6. Возраст циркона в зависимости от глубины океанического дна станции драгирования. Вертикальные бары отвечают погрешностям $\pm 2\sigma$, горизонтальные — интервал глубин драгирования.

шении подходом, по-видимому, являются U–Pb изотопные исследования циркона методом лазерной абляции.

В отличие от образцов габбро-норитов, в лейкократовом троктолите I-1069/19 были обнаружены только гораздо более древние зерна циркона (рис. 7) и очень гетерогенные по возрасту, от ~90 млн лет до ~3.2 млрд лет. Также одно экзотическое зерно с конкордантным U–Pb возрастом ~1.0 млрд лет было обнаружено во фракции циркона образца L-1097/1 (анализ L-1097/1-77).

Поле Ашадзе. В общей сложности в четырех образцах — двух габбро и двух трондьемитах (табл. 2) — было проанализировано 78 зерен, однако не все результаты оказались кондиционными и приняты в расчет. Главная аналитическая проблема, с которой пришлось столкнуться и в этом случае — очень низкие содержания урана в цирконе (медианное значение — 66 мкг/г) и молодой возраст, в результате чего содержание радиогенного свинца во многих зернах было на уровне от первых нг/г до первых десятков нг/г. Из-за этого малейшая примесь обыкновенного свинца в цирконе приводила к заметным искажениям изотопного состава радиогенного свинца. Источником обыкновенного свинца служат микротрещины, включения в цирконе породообразующих или аксессуарных минералов и иные дефекты, часто не выявляемые при оптическом изучении или в BSE съемке. В той или иной мере обыкновенный свинец присутствует в природном цирконе всегда, но только для очень

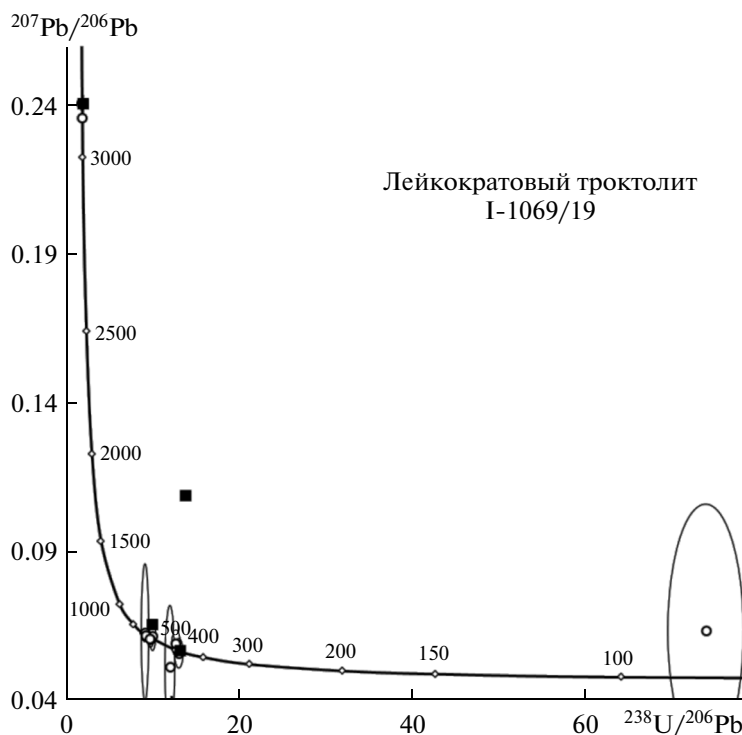


Рис. 7. Диаграмма с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972) для зерен циркона обр. I1069/19 впадины Маркова. Вместе с данными настоящей работы (квадраты) показаны результаты SHRIMP анализа (Бортников и др., 2008) (кружки).

молодых и низкоурановых зерен его вклад может оказаться критическим. По этой причине 7 анализов, в которых обыкновенный свинец полностью преобладал над радиогенным, были исключены из дальнейшей обработки. Единственное сильно окатанное зерно циркона оказалось аномально древним (анализ Se-Dr1-6-1a-117 в табл. 2). Его возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составил 3.41 млрд лет, по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — 2.97 млрд лет и по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 2.37 млрд лет.

Природа этого единственного зерна не ясна; оно явно чужеродное и, быть может, попало в нашу выборку при выделении циркона из пробы. Надежное подтверждение того, что в породах срединно-океанических хребтов присутствуют древние зерна циркона можно получить лишь при анализе из шлифа или аншлифа породы.

Результаты исследования остальных 70 зерен циркона из четырех образцов показаны на диаграммах Тера-Вассербурга (рис. 8). Большинство результатов анализа дискордантны и образуют тренды, которые могут быть интерпретированы как дискордии. Только в отличие от классических дискордий, у которых оба пересечения с линией конкордии имеют определенный возрастной смысл, здесь только одно из них (нижнее) может отвечать реальному событию, тогда как верхнее оказывается древнее возраста Земли и попадает в поле изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ базальтов срединно-океани-

ческих хребтов. Очевидно, дискордии, показанные на рис. 8, так же как и на рис. 5, образованы смещением радиогенного свинца, накопленного в цирконе в результате распада урана, с обыкновенным, попавшим в циркон из окружающих его породообразующих минералов.

Как видно из графиков на рис. 8, все четыре значения U–Pb возраста для габбро и трондьемитов, совпадают в пределах полученных погрешностей. Расчет единого значения возраста по всем 70 точкам дает 1.043 ± 0.034 млн лет (СКВО = 1.3). Хорошее совпадение значений возраста по индивидуальным образцам и малая величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) при расчете возраста по всем 70 анализам определенно указывает на то, что жильные трондьемиты сформировались одновременно с габброидами, в едином гидротермально-магматическом эпизоде и полученное общее значение возраста может быть принято для датирования этого события.

Полученные геохронологические результаты позволяют прийти к ряду выводов, важных для интерпретации магматической и гидротермальной эволюции ВОК медленно-спрединговых хребтов. Одновозрастность циркона, выделенного из трондьемитов и вмещающих их габбро, позволяет предполагать, что формирование габброидов САХ внутри разреза океанической коры Хессовского типа, сложенного преимущественно перидотита-

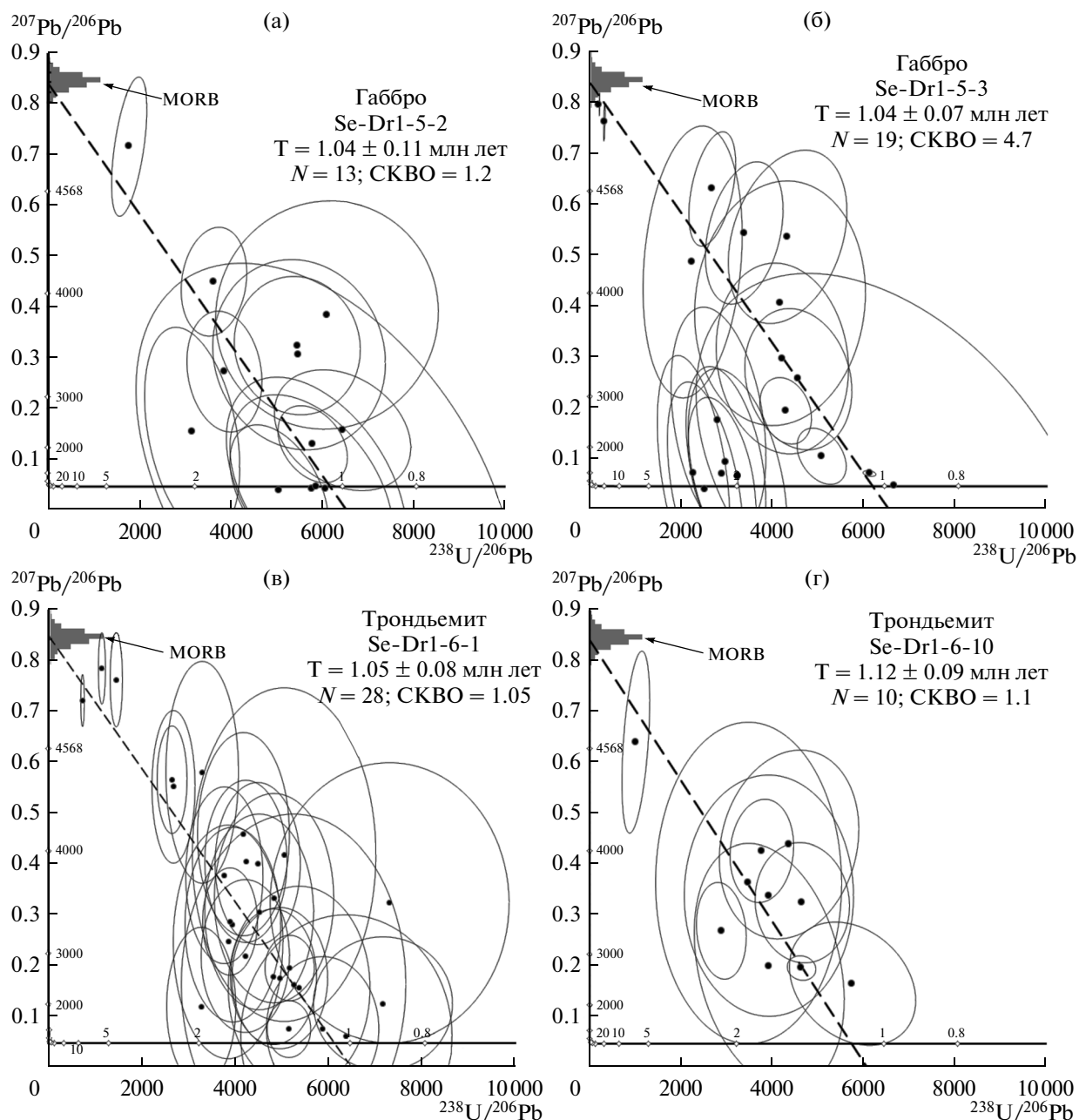


Рис. 8. Диаграммы с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972) для исследованных зерен циркона поля Ашадзе. Из-за растянутого масштаба по обеим осям конкордия (жирная линия) выглядит как отрезки прямой. Крайняя верхняя точка конкордии отвечает возрасту Земли, и все дискордии (штриховая линия) проходят выше этой точки. Эллипсы — погрешности каждого анализа на уровне 1σ . Погрешности вычисленных значений возраста — 2σ . На каждом графике показана гистограмма для 1389 изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) по данным из сводки (Костицын, 2004).

ми, в некоторых районах осевой зоны хребта происходило практически одновременно с их высокотемпературным гидротермальным анатексисом, в результате которого образовались трондjemиты. Существенно, что флюидное воздействие на циркон из габбро, так же как кристаллизация циркона в трондjemитах, формировавшихся при участии флюида (см. ниже рис. 13 и его обсуждение), не привели к появлению различных значений U—Pb

возраста. Это же справедливо и для циркона из пород впадины Маркова, в котором детальными минералогическими исследованиями для некоторых зерен установлены признаки частичного растворения и перекристаллизации (Бортников и др., 2008, Зингер и др., 2010, Аранович и др., 2013), но различий в возрасте разных зерен из пород одной и той же станции так же не обнаружено (экзотические зерна в этом контексте, конечно же, не рассматри-

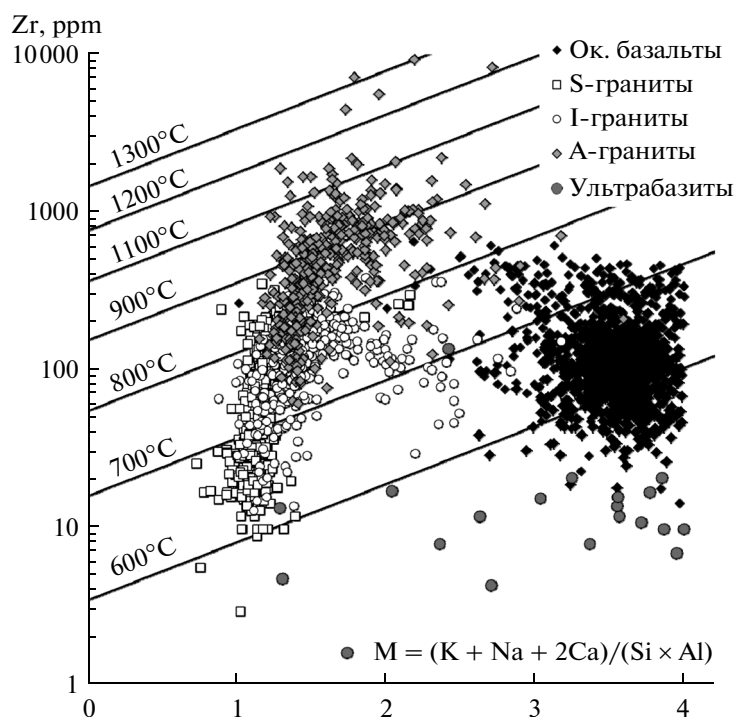


Рис. 9. Концентрации насыщения расплавов цирконием при различных температурах в зависимости от их состава (параметра М) по экспериментальным данным (Hanchar and Watson, 2003) в сравнении с реальными составами океанических базальтов, S-, I- и A-гранитов и ультраосновных пород.

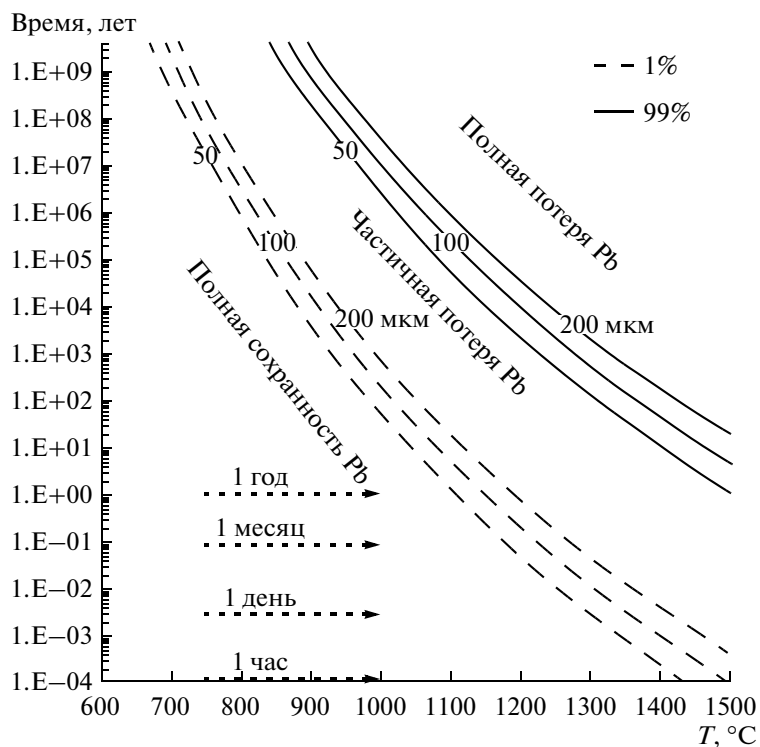


Рис. 10. Доля диффузионных потерь радиогенного свинца зерном полнокристаллического циркона диаметром 50, 100 и 200 мкм в зависимости от температуры. Расчеты проведены для сферы (Crank, 1975) по экспериментальным данным (Cherniak and Watson, 2000). Пунктирные линии отмечают начало потерь свинца (1% от ненарушенного состояния системы), сплошные — практически полную его потерю (99%).

ваются). Следовательно, и здесь гидротермальные процессы непосредственно следовали за магматическими и не отличаются от них по возрасту. Этот вывод получен впервые и является прямым подтверждением того, различные процессы, ответственные за аккрецию океанической коры в осевой зоне САХ (магматизм, метаморфизм, гидротермальный анатексис), действуют в масштабах геологического времени практически одновременно.

В работе (Schoolmeesters et al., 2012) получена оценка глубины проникновения разломов срыва (detachment faults), по которым ВОК выводятся на поверхность океанического дна. Эта оценка варьирует в пределах 5–10 км (между изотермами 900 и 200°C). В цитируемой работе предполагается, что разломы срыва в гребневой части медленно-спрединговых хребтов своей активной частью достигают глубин океанической коры порядка 7 км. Вероятно, на этих глубинах разреза океанической коры расположены корневые зоны высокотемпературных рудопродуцирующих гидротермальных систем, для которых методами расчетного моделирования ранее был определен (Силантьев и др., 2009) тот же уровень глубинности (порядка 10 км).

Характер соотношения пород, слагающих ВОК и их петрологические особенности, позволяют считать, что образование океанических плагиогранитов происходит в низах корового разреза на фронте наиболее глубинного проникновения флюида морского происхождения и соответствует заключительным этапам магматической эволюции ВОК. Поскольку существующие данные свидетельствуют о пространственной локализации ВОК, содержащих жильные тела трондьемитов, к районам осевой зоны САХ, где установлены активные рудопродуцирующие гидротермальные поля (Ашадзе, Семенов, Логачев, Рейнбоу), присутствие океанических плагиогранитов во внутренних океанических комплексах может быть использовано в качестве маркера наиболее высокотемпературных океанических гидротермальных систем с глубоко расположенными корневыми зонами.

Важно подчеркнуть, что геохронологическая однородность циркона из образцов каждой станции драгирования — как в районе впадины Маркова, так и в пределах поля Ашадзе — указывает на реальность полученных значений возраста, и дополнительно ко всем остальным данным свидетельствует о том, что выделенный циркон образовался в процессе кристаллизации материнских пород. Исключение составляет лишь образец I-1069/19 лейкократового троктолита, в котором, во-первых, циркон оказался гораздо более древним, а во-вторых, разброс значений возраста составляет от 87 млн лет до 3.2 млрд лет, что не позволяет говорить о датировании какого-то события. Очевидно, что исследованный циркон для этой океанической породы — чужеродный. Вопрос лишь в том, как он в нее попал.

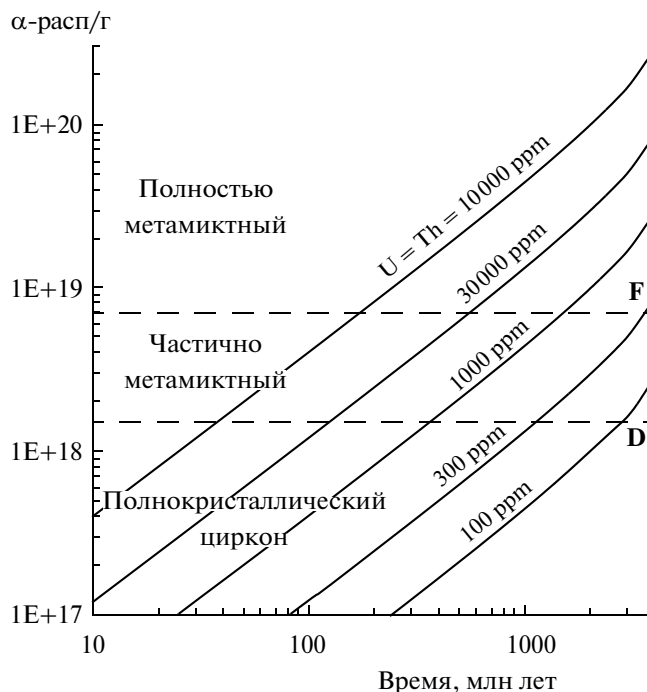


Рис. 11. Накопленная доза альфа-распадов в цирконе при различных содержаниях урана и тория. При уровне дозы $\approx 1.5 \times 10^{18}$ расп/г (пунктирная линия D) — в цирконе появляются признаки метамиктной фазы, при уровне $\approx 7 \times 10^{18}$ расп/г (линия F) и выше — циркон полностью метамиктный (Ríos et al., 2000).

ИСТОЧНИК ЭКЗОТИЧЕСКИХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

Находки циркона, возраст которого не отвечает геологическим представлениям о возрасте породы, явление вполне обычное для континентальных пород различного генезиса; проблемы захваченного циркона давно известны (Бибикова, 1989, Williams, 1992). В случае образцов пород океанической коры, которая по современным представлениям постоянно наращивается в рифтовых долинах срединных хребтов, природный источник древнего циркона не столь очевиден, хотя подобные находки имели место и ранее (Pilot et al., 1998). Помимо образца I-1069/19, где обнаружен только древний циркон, более десятка зерен, единичные аномально древние зерна циркона встречаются и в других образцах (L-1097/1, Se-Dr1-6-1), во фракциях молодого возраста. Среди возможных причин обнаружения древнего циркона в минеральных фракциях, выделенных из океанических пород, с разной степенью обоснованности рассматриваются следующие:

- Ледовый и эоловый разнос;
- Затертые фрагменты континентальной коры среди новообразованной океанической, результат неравномерного спрединга (Pilot et al., 1998);
- Рециклинг древних пород коры (эксгумация на “кладбище слэбов” (Бортников и др., 2008);

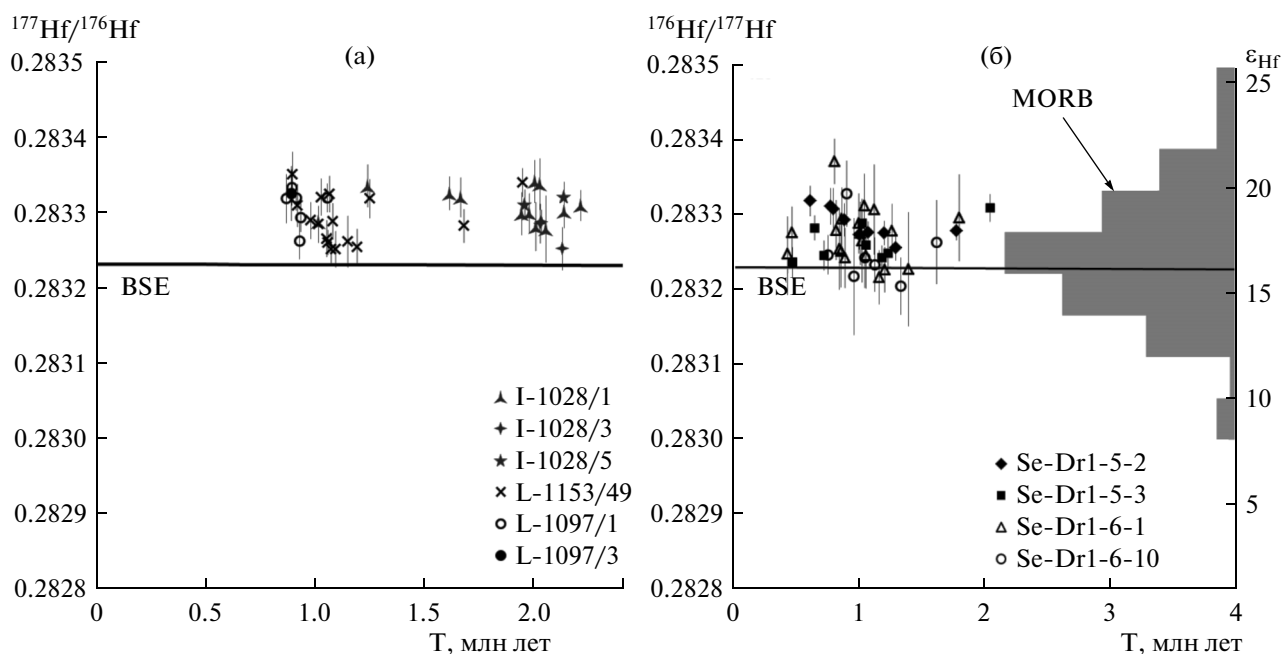


Рис. 12. Изотопный состав гафния в исследованных зернах циркона в зависимости от U-Pb возраста для образцов впадины Маркова (а) и поля Ашадзе (б). Для сравнения показана гистограмма изотопного отношения гафния в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) по данным из сводки (Костицын, 2004).

• Лабораторная контаминация.

Рассмотрим применимость этих предположений к нашим условиям.

Поскольку области опробования лежат в приэкваториальной зоне, то едва ли можно допустить эффективную поставку сюда каменного материала плавающими айсбергами. К тому же пришлось бы тогда допустить, что айсберги принесли сюда породы, петрографически и геохимически схожие с местными габброидами. Это столь же маловероятно, как и предположение, что породы подходящего состава были доставлены сюда в качестве балласта и сброшены мореходами прежних веков.

Дальний эоловый разнос эффективен для пылевой фракции размерностью ~ 10 мкм и менее (Nakai et al., 1993, Rea et al., 1998, Aléon et al., 2002), хотя известны примеры эолового переноса, вызванного песчаными бурями, гораздо более грубой фракции из азиатских пустынь на Гавайи, т.е. на расстояния около 10000 км (Betzer et al., 1988) и в Гренландию (Bozu et al., 2002). Однако, даже если допустить, что в центр Атлантики древний циркон был занесен ветром, это не дает объяснения, как он оказался внутри интрузивной породы — троктолита I-1069/19.

До настоящего времени признаков реликтовых фрагментов континентальной коры в осевой зоне САХ не обнаружено. Возможность неравномерного спрединга обсуждалась в ряде работ, в частности блоки вероятно несколько более древней океанической коры среди более молодых по-

род обнаружены в зоне трансформного хребта Вима (Bonatti and Crane, 1982), что отражает сложную историю тектонического развития океанической литосферы в областях пересечения крупнейших трансформных разломов со срединными хребтами (Bonatti et al., 2005). По-видимому, присутствие фрагментов древней континентальной коры в исследуемом районе можно было бы обсуждать с разной степенью обоснованности, если бы речь не шла об осевой зоне рифтовой долины СОХ.

Предполагая, что древний циркон оказался в породах осевой зоны океанического спрединга в результате рециклинга, необходимо допустить, что он прошел очень долгий путь через мантийные глубины. С одной стороны, это способствует тому, чтобы переживший такую историю минерал оказался древним. С другой — необходимо рассмотреть возможность его выживания и сохранения более или менее ненарушенной изотопной системы.

Вообще говоря, применительно к геохронологическим задачам при использовании любой изотопной пары (изотопной системы) в любых минералах или породах необходимо как можно более четко представлять физико-химические условия, при которых (а) данная изотопная система закрывается, (б) способна существовать в замкнутом состоянии и не претерпевать заметных нарушений, (в) нарушается частично и (г) обновляется (омолаживается) полностью. Общеизвестно, что

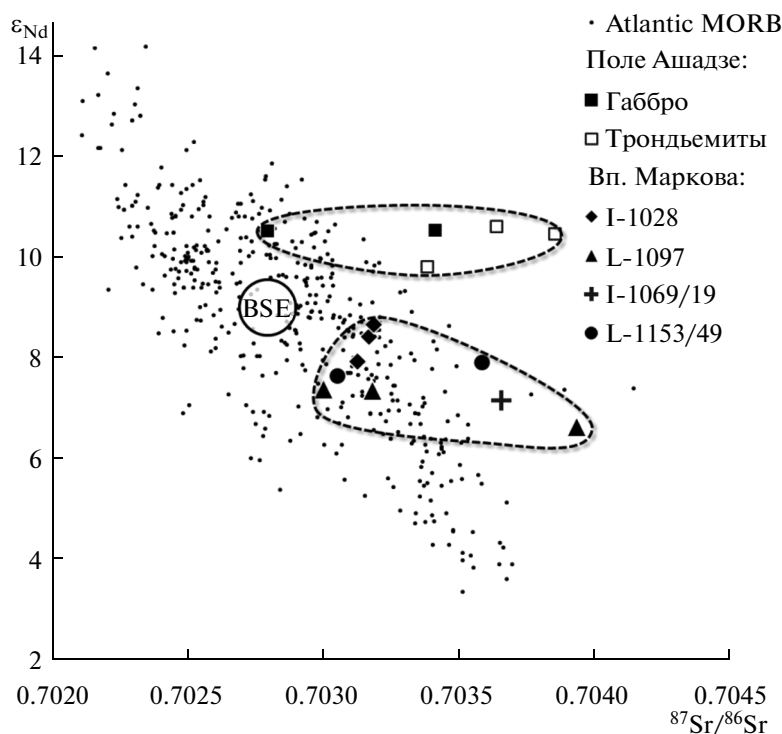


Рис. 13. Изотопный состав неодима и стронция в исследованных образцах пород гидротермального поля Ашадзе (Силантьев и др., 2011) и впадины Маркова. Приведены также составы базальтов САХ и оценка состава примитивной мантии (BSE) по данным работы (Костицын, 2004).

U-Pb система в цирконе является наиболее устойчивой к наложенным процессам, однако перечисленные четыре пункта для нее так же актуальны, как и для любой другой изотопной системы в любом минерале или породе.

Если циркон каким-то образом попал в $P-T-X$ поле устойчивости мантийных минералов, составляющих основные и ультраосновные породы, то весьма велика вероятность, что он будет быстро растворен и перестанет существовать. Растворимость циркона или уровень насыщения расплавов различного состава цирконием изучали экспериментально Hanchar и Watson (Hanchar and Watson, 2003). На основе их экспериментов и расчетов построен график (рис. 9) зависимости уровня насыщения расплавов цирконием от состава расплава. Для наглядности на тот же график нанесены составы различных групп гранитов, а также океанических базальтов (базальтов срединных хребтов и островов) и ультрабазитов.

Конечно, составы пород не вполне отвечают составам соответствующих материнских расплавов, но как приблизительный ориентир на этом графике они полезны. В расплавах основного состава, а также в щелочных, с высокими значениями параметра M (рис. 9), растворимость циркония очень высока, поэтому собственный циркон в них образуется на заключительных стадиях кри-

сталлизации, при пониженных температурах и из самых поздних порций остаточного расплава. На это же указывает и присутствие в цирконе включений породообразующих минералов, кристаллизовавшихся на более ранних стадиях (Бортников и др., 2008, Зингер и др. 2010). Это в свою очередь означает, что инородный, захваченный циркон в таких расплавах, и тем более в ультраосновных, быстро растворяется. Нерастворимым циркон оказывается в высокоглиноземистых кислых магмах при магматических температурах. Например, даже при очень умеренном содержании в гранитном расплаве 100–150 ppm циркония минерал циркон может сохраняться при температурах вплоть до 800°C (рис. 9), т.е. при плавлении коровых алюмосиликатных пород и в ходе дальнейшей эволюции кислого расплава. Специально для скептиков заметим, что термодинамика здесь прекрасно согласуется с геохронологическим опытом исследований циркона (Бибикова, 1989, Williams, 1992). А вот в гораздо более горячих расплавах основного состава (1100–1200°C и выше) условием сохранения циркона должна быть нереально высокая концентрация циркония, на уровне многих тысяч мкг/г, чего в рядовых базальтовых расплавах и тем более ультраосновных не встречается. Можно было бы предположить особый случай, что отдельные зерна циркона случайно могли оказаться бронированы в кристаллах других минералов, в неких включениях с экзо-

тическим составом, имеющим низкие величины комбинированного параметра M . Тогда проблема сохранности зерна может быть разрешена, но возникает вопрос об устойчивости $U-Pb$ системы циркона при мантийных температурах.

Сохранность или напротив, нарушение $U-Pb$ системы в цирконе при повышении температуры определяются, прежде всего, скоростью диффузии свинца, которая измерена экспериментально с очень высокой надежностью (Cherniak and Watson, 2000), лучше многих других элементов в других минералах. Скорость диффузии урана по сравнению с ним на 3–4 порядка меньше (Cherniak et al., 1997), поэтому для наших оценок ею можно пренебречь. На рис. 10 приведены вычисления по сферической модели (Crank, 1975) скорости потери свинца из зерна циркона размером 50, 100 и 200 мкм. На графике показаны поля, в которых имеет место полная сохранность $U-Pb$ его системы (менее 1% потерь радиогенного свинца) и полное омоложение циркона (более 99% потерь свинца). Для неизометричных зерен в качестве первого приближения эти оценки можно относить к меньшему из трех измерений кристалла. Эти кривые дают наглядное представление о возможности для циркона сохранить $U-Pb$ изотопную систему ненарушенной, в частности, иметь реликтовые ядра, или, напротив, полностью утратить предыдущую возрастную информацию. Так, в условиях внутренних процессов, скажем при $800^\circ C$, даже относительно мелкое зерно циркона, размером 50 микрон сохранит $U-Pb$ систему ненарушенной в течение ~1 млн лет. Более крупное зерно, размером 200 микрон — более 10 млн лет. Такая высокая устойчивость $U-Pb$ системы циркона согласуется с реальным опытом геохронологов — ядра циркона в гранитоидах нередко сохраняют возрастную информацию о протолите, чему есть множество примеров (Williams, 1992).

Однако, в условиях верхней мантии, при температурах $1200–1300^\circ C$, $U-Pb$ система даже в крупном зерне циркона размером 200 мкм будет полностью омоложена за несколько тысяч или даже сотен лет (рис. 10). Если же предполагать, что циркон попал в низы верхней мантии и сохранился там, то при $\sim 1500^\circ C$ радиогенный свинец будет им потерян за несколько лет.

Таким образом, у циркона нет шансов пережить путешествие в мантийные глубины и не только не раствориться там, но и сохранить замкнутой $U-Pb$ изотопную систему.

Кроме перечисленных проблем, связанных с гипотезой о цирконе, пережившем рециклинг с погружением в мантию, есть еще одна важная особенность циркона, которую необходимо учитывать. Полнокристаллический циркон — минерал весьма устойчивый, однако под действием альфа-

распада в рядах урана и тория он может стать метамиктным, перейти в состояние, близкое к аморфному, с рыхлой структурой, проницаемой даже для поровых вод. Поэтому $U-Pb$ система метамиктного циркона крайне неустойчива (Woodhead et al., 1991, Бибикова и др., 1995). Детальные исследования структуры образцов циркона с разной накопленной дозой альфа-распада (Ríos et al., 2000, Zhang and Salje, 2001) показали, что начиная с уровня дозы $\approx 1.5 \times 10^{18}$ расп/г признаки аморфной структуры уже могут быть установлены инструментально, а при дозе $\approx 7 \times 10^{18}$ расп/г циркон становится полностью метамиктным. На рис. 11 приведены кривые накопления дозы альфа-распада при различных концентрациях урана и тория, причем даже при принятом в расчетах очень высоком для циркона $Th/U = 1$ именно уран обеспечивает более 80% дозы. Как видно, высокоурановый циркон может стать метамиктным за несколько сотен миллионов лет, что нередко приводит к относительно низкотемпературным нарушениям $U-Pb$ системы циркона. Следует лишь иметь в виду, что пребывание циркона при температуре свыше $250^\circ C$ способствует отжигу возникающих в нем дефектов, но если древний циркон стал метамиктным при низкой температуре, а потом уже был нагрет, то его $U-Pb$ система скорее всего окажется нарушенной.

Последнее из выдвинутых выше предположений о природе экзотических зерен циркона — лабораторное загрязнение при дроблении проб и выделении минеральных фракций. Конечно же, каждый исследователь предпринимает максимум усилий, чтобы не допустить такого, и в этом случае такие меры так же были предприняты (Бортников и др., 2005). Тем не менее, после получения древних значений $U-Pb$ возраста для зерен циркона обр. I-1069/19 возникли естественные сомнения. Для их проверки мы провели дробление остатка этого образца размером ~0.5 кг на установке электроимпульсного дробления SelFrag с использованием только нового оборудования и сменных деталей. Из раздробленного материала выделить циркон по стандартной процедуре с применением бромформа не удалось — не было обнаружено ни одного зерна. Возможно причина в том, что образец, использованный для повторного выделения циркона, был в несколько раз меньше исходной пробы, но нельзя исключать и того, что в троктолите I-1069/19 изначально циркон отсутствовал, а найденный в пробе циркон — результат лабораторной контаминации при дроблении породы или разделении на минеральные фракции.

Наиболее определенно установить реальность древних зерен циркона в океанических породах можно будет по результатам его локального $U-Pb$ анализа *in situ* в аншлифах по методике, использующей предварительное минералогическое картирование аншлифа (Sack et al., 2011).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ В ЦИРКОНЕ

В таблицах (табл. 3, 4) и на рис. 12 приведены результаты исследования изотопного состава гафния в цирконе впадины Маркова и поля Ашадзе. На графике приведены начальные изотопные отношения гафния, хотя поправки на радиогенный гафний при таких малых значениях возраста составляют ничтожно малую величину. Изотопные отношения гафния в цирконе впадины Маркова и поля Ашадзе не различаются между собой (рис. 12) и попадают в диапазон обычных величин для базальтов СОХ, хотя тяготеют к несколько повышенным их значениям. Для молодых зерен циркона величина $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в среднем составляет 18.8 ± 2.3 (2σ , $N = 58$) в образцах впадины Маркова и 17.6 ± 2.3 ($N = 48$) в образцах поля Ашадзе. При этом не наблюдается систематических различий в изотопном составе гафния в цирконе из разных образцов на уровне погрешности анализа ($\approx 1 \varepsilon_{\text{Hf}}$). Очевидно, циркон формировался из вещества, однородного по изотопному составу гафния в пределах наблюдаемого статистического разброса значений, и это вещество в течение долгого времени имело Lu/Hf отношение, характерное для источника MORB.

В аномально древних зернах циркон содержит значительно менее радиогенный гафний (табл. 3 и 4). В зерне Se-Dr1-6-1A-117 из поля Ашадзе $\varepsilon_{\text{Hf}}(T) = -7.1$, в образце I-1069/19 впадины Маркова три проанализированных зерна имеют $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в диапазоне от +0.2 до +11.1. Такая гетерогенность изотопного состава гафния согласуется с аномальными значениями возраста и, вероятно, экзотическим происхождением этих зерен циркона, но не позволяет сделать вывода об истории этих зерен, о том, как они попали в выделенную минеральную фракцию.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА И СТРОНЦИЯ В ПОРОДАХ

Вариации изотопного состава неодима и стронция для пород впадины Маркова (табл. 5) и поля Ашадзе (Силантьев и др., 2011) показаны на рис. 13 в сравнении с данными по базальтам САХ, в которых изотопные отношения неодима и стронция обратно коррелированы. В отличие от них точки, отвечающие исследованным образцам пород из впадины Маркова и поля Ашадзе, на этом графике образуют горизонтальные тренды за счет изменчивости изотопных отношений стронция. Такая изменчивость характерна для пород океанического дна, подвергшихся метаморфическим преобразованиям с участием морской воды. Описанные выше признаки метаморфических и метасоматических преобразований минералов, в т.ч. циркона, в изученных породах вполне согласуются с наблюдае-

мым отклонением точек на рис. 13 от мантийного тренда.

При этом изотопные отношения неодима изменяются в образцах пород в относительно узких пределах, для впадины Маркова ε_{Nd} — от +6.6 до +8.7, а для поля Ашадзе еще компактнее — от +9.8 до +10.6 (рис. 13) и отвечают в целом нормальным составам MORB. Материнские расплавы исследованных габбро-норитов выплавлялись из источника, имевшего в течение долгого времени характерное для MORB Sm/Nd отношение, однако источник этот был несколько гетерогенным в отношении изотопного состава неодима или Sm/Nd отношения.

На графике (рис. 14а) наблюдается корреляция изотопного состава неодима пород впадины Маркова с возрастом циркона: более древние габброиды со станции I-1028 имеют более высокие изотопные отношения неодима, характерные для N-MORB. Со временем очаг плавления захватывал породы источника с пониженным изотопным отношением неодима, что отражает их долговременный обогащенный состав — пониженное отношение Sm/Nd и, соответственно, повышенное La/Lu отношение. Таким образом, постепенное изменение изотопного состава неодима магм указывает на долгоживущую химическую гетерогенность мантии, характерный масштаб которой превосходит по размерам область плавления.

Изотопный состав неодима изученных магматических пород коррелирует также с глубиной опробования (рис. 14б), причем характер этой корреляции необычен для пород океанического дна. Многочисленными изотопными исследованиями показано, что изотопно обогащенные породы (т.е. с повышенными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) срединно-океанических хребтов тяготеют либо к подводным горам, либо образуют острова, такие как Азорский архипелаг или Исландия (Schilling, 1992). Наши данные не согласуются с этой общей закономерностью: все точки, отвечающие породам в пределах впадины Маркова лежат на едином тренде и наиболее приподнятым участкам дна отвечают повышенные изотопные отношения неодима. На продолжении этого тренда находятся и точки поля Ашадзе (рис. 4б). Возможно, это связано с локальностью опробования изученных нами пород — они представляют непосредственно рифтовую долину САХ, тогда как упомянутые изотопно-геохимические аномалии имеют региональный и глобальный масштабы (Schilling, 1992). Образование таких архипелагов как Азорские о-ва и Исландия обусловлено не только формированием собственно вулканических построек, но и изостатическим всплыванием их мантийного источника, аномального как в отношении температуры, так и геохимически обогащенного состава. Очевидно, что в пределах впадины Маркова различия в глуби-

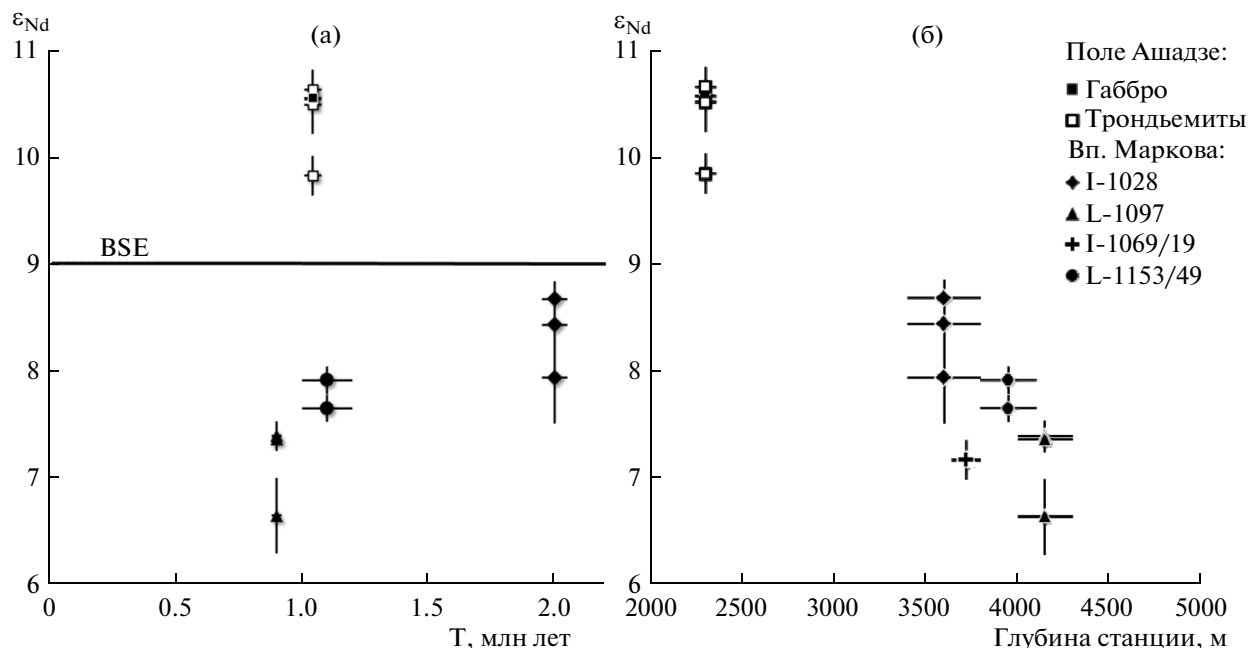


Рис. 14. Изотопный состав и неодайма в породах в зависимости от возраста цирконов (а) и глубины станции (б). Горизонтальные отрезки на графике б отвечают интервалу глубины драгирования. BSE — линия эволюции примитивной мантии (Костицын, 2004).

не связаны с механизмом изостазии, а обусловлены локальным профилем рифтовой долины.

Общеизвестна положительная корреляция изотопного состава неодайма и гафния в различных породах, в т.ч. и магматических. Поскольку на изученных нами объектах вариации изотопного состава неодайма невелики, то, возможно, по этой же причине не наблюдается и широких вариаций изотопного состава гафния в исследованных зернах циркона (рис. 12).

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ЦИРКОНЕ

Содержания элементов примесей, измеренные методом лазерной абляции в зернах циркона из образцов впадины Маркова (табл. 6) и поля Ашадзе (табл. 7), показаны соответственно на рис. 15 и 16 в виде нормированных на хондриты (Evensen et al., 1978) распределений редкоземельных элементов (РЗЭ). Полученные профили распределения обычны для циркона и отражают известную кристаллохимическую закономерность — рост коэффициента распределения в ряду РЗЭ с уменьшением ионного радиуса от лантана к лютецию. В целом все распределения очень похожи, хотя есть и некоторые особенности.

Впадина Маркова. Распределения РЗЭ в габбро-норитах станций I-1028 и L-1153 образуют компактное поле с типичным преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими, причем разные образцы не обнаружи-

вают устойчивых различий ни в уровнях содержания РЗЭ, ни в их относительном распределении (рис. 15а). Как это обычно встречается у циркона, в профилях РЗЭ наблюдаются отрицательная аномалия на европии и положительная на церии, что обусловлено переменными валентностями этих элементов и их аномальным поведением при кристаллизации полевых шпатов и циркона, соответственно. Сходство распределений РЗЭ указывает на однородный состав расплавов, из которых кристаллизовался циркон.

Зерна циркона из образца I-1069/19, для которых получены древние значения U–Pb возраста, более гетерогенны по общему уровню концентрации РЗЭ и имеют несколько отличные профили распределения этих элементов (рис. 15б). В частности, в них заметно меньше аномалия европия. Отмеченные отличия не критические, но в какой-то мере они также могут подтверждать чужеродность древнего циркона.

Поле Ашадзе. Как видно на рис. 16а, распределения РЗЭ циркона в трондьемитах и габбро в целом конформны, что подтверждает тесную генетическую связь этих пород. Отличие лишь в том, что в кислых породах содержания РЗЭ выше в среднем в 3–5 раз. Также циркон трондьемитов в три-пять раз обогащен другими элементами-примесями (Y, Nb, Ta, U, Th). Эти различия в геохимическом составе циркона габброидов и трондьемитов хорошо согласуются с различиями между самими породами (Силантьев и др., 2011). Циркон из габбро поля Ашадзе

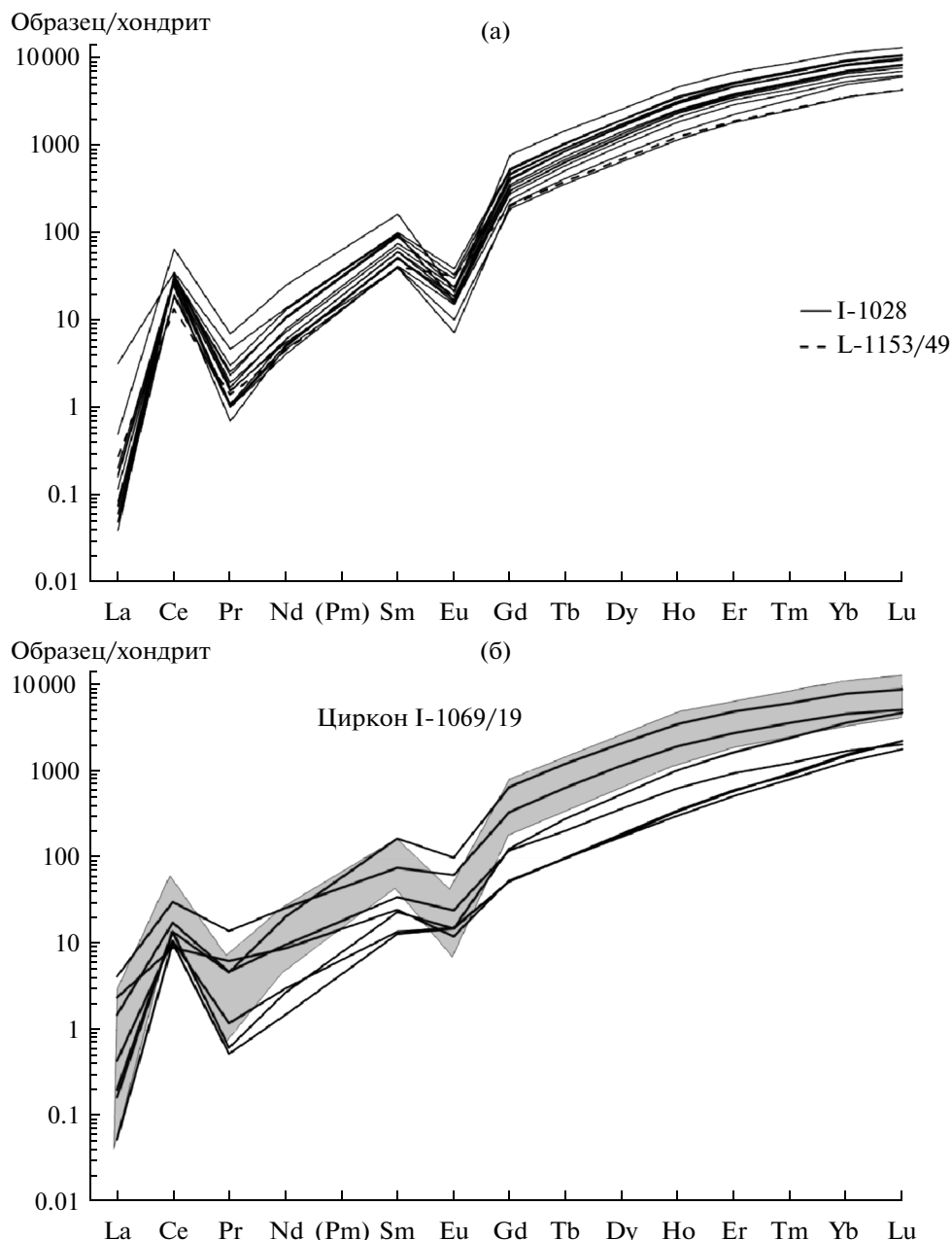


Рис. 15. Нормированные на хондриты (Evensen et al., 1978) распределения РЗЭ в зернах циркона из габбро-норитов впадины Маркова с возрастом 0.9 – 2.0 млн лет (а) и в аномально древних из обр. I-1069/19 (б). На графике б для сравнения серым контуром показано поле составов с графика а.

в целом в несколько раз беднее редкими землями, чем циркон из габбро-норитов впадины Маркова, с последним на одном уровне оказывается циркон из трондьемитов поля Ашадзе, т.е. из обогащенных пород. Такие же закономерности наблюдаются и для других элементов-примесей, в частности урана и тория.

На рис. 16б вместе с данными по циркону из габбро с рис. 16а показаны данные, вынесенные в отдельную таблицу (табл. 8) и названные “аномальными”. В этих профилях РЗЭ в различной ме-

ре повышено содержание легких элементов и менее выражена цериевая аномалия, вычисляемая из нормированных концентраций по аналогии с европиевой аномалией как

$$Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{La_N Pr_N}.$$

Однако “аномальные” распределения РЗЭ не редко сопровождаются повышенными концентрациями других элементов, не просто не типичных для циркона (Fe, Al, Mg), а скорее даже “за-

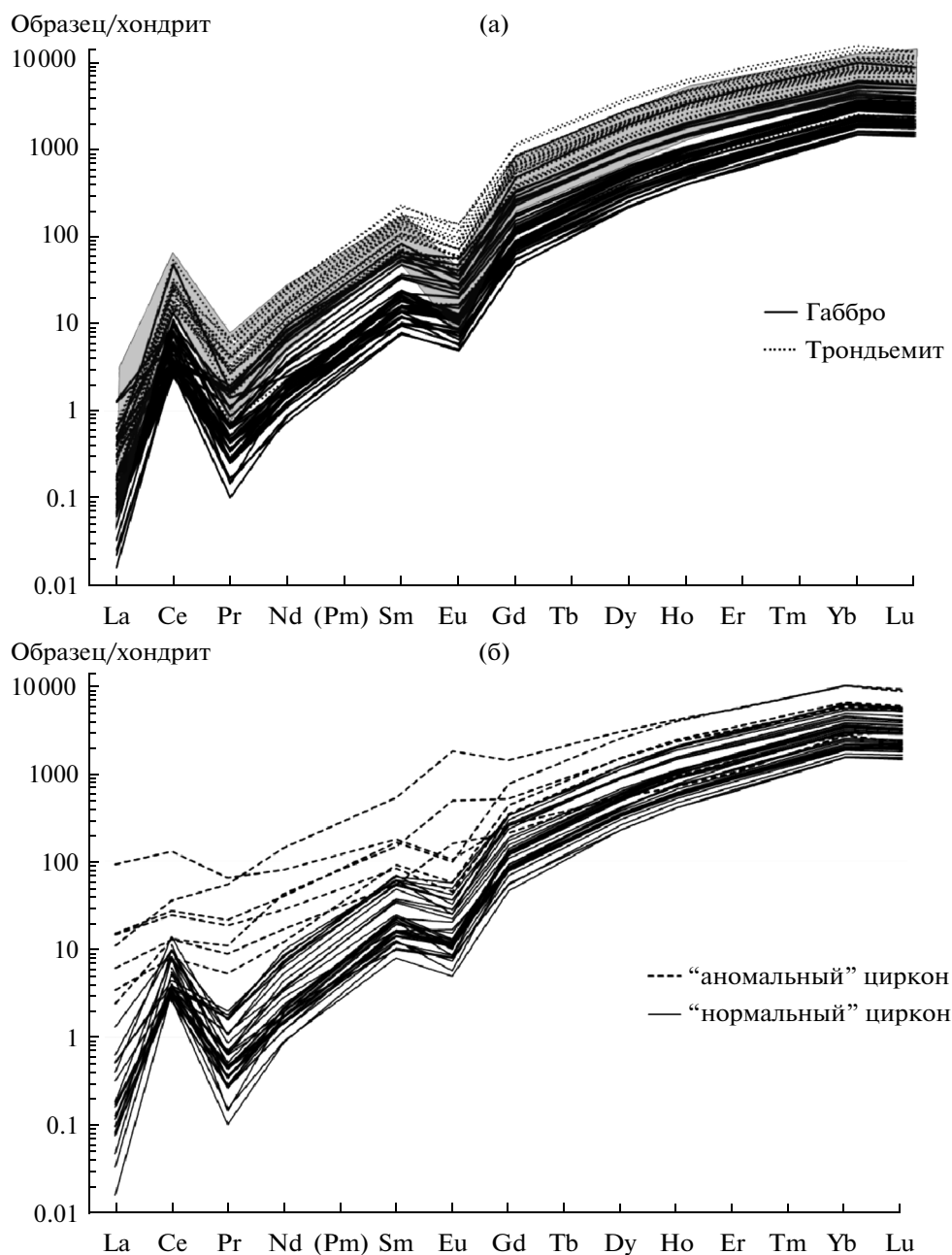


Рис. 16. Нормированные на хондриты (Evensen et al., 1978) распределения РЗЭ в зернах циркона из образцов габбро и тронджемитов поля Ашадзе — (а), а также сравнение “нормальных” распределений РЗЭ в цирконе из габбро и “аномальных”, с повышенными содержаниями легких РЗЭ — (б). Для сравнения на графике а серым контуром показано поле составов габбро впадины Маркова (рис. 15а).

препешенных” для его структуры, таких как барий, стронций, кальций — двухвалентных элементов, которые, как и двухвалентный свинец, в структуру циркона при его образовании не входят. Собственно, отсюда и проистекает ценность этого минерала для U–Pb геохронологии, что он изначально образуется предельно чистым относительно свинца. Поэтому есть все основания предполагать, что и другие крупные двухвалентные катионы в такой же мере несовместимы со структурой

циркона. Но как видно на рис. 17, в исследованных зернах циркона гидротермального поля Ашадзе уменьшение величины цериевой аномалии сопровождается ростом содержания стронция. Как мы видели выше (рис. 3б), в циркон может попасть и обыкновенный свинец с включениями инородных минералов, породообразующими или акцессорными, или проникнуть по трещинам, что приводит к весьма заметным искажениям U–Pb системы (рис. 5, 8).

Вслед за публикациями Хоскина, в частности (Hoskin and Schaltegger, 2003, Hoskin, 2005), такими признаками — повышенными содержаниями легких РЗЭ и уменьшением величины цериевой аномалии — наделяют циркон гидротермального или метасоматического происхождения. Действительно, в этих работах, а также ряде других примеров, циркон, имеющий признаки растворения и/или перекристаллизации, нередко с отчетливой скелетной структурой, имеет повышенные концентрации легких РЗЭ и редуцированную аномалию на церии, между этими двумя параметрами наблюдается ярко выраженная обратная корреляция (Hoskin, 2005). Эти геохимические изменения могут быть вызваны различными процессами: проникновением несвойственных элементов в пористую структуру метамиктного циркона или тонкими прорастаниями с другими минералами при гидротермальной (пере)кристаллизации циркона (Hoskin, 2005).

Эти выводы стимулировали авторов ряда работ, например (Аранович и др., 2013, Астафьев и др., 2009, Kirkland et al., 2009, Ферштатер и др., 2012) и др., использовать распределение РЗЭ в цирконе для обоснования их метасоматической природы. Однако, сопоставление графиков на рис. 16б и 17 определенно показывает, что подобные же распределения РЗЭ могут возникнуть и из-за попадания в область анализа *in situ* включений инородных минералов, которые сами по себе, быть может, и не являются признаком их гидротермально-метасоматического происхождения. И чтобы установить, действительно ли аномальное распределение РЗЭ принадлежит циркону, необходимо проверять наличие нехарактерных для него элементов. Показательно, что в работе (Астафьев и др., 2009) во многих анализах зафиксировано большое количество кальция и стронция, тогда как в работах (Аранович и др., 2013, Ферштатер и др., 2012) данные по этим элементам не приведены, по-видимому, не определялись. Конечно, помимо геохимических признаков, в этих работах приводятся минералого-петрографические обоснования метасоматических и метаморфических преобразований пород, но в таких случаях вообще геохимические особенности циркона не играют ключевой индикаторной роли. С другой стороны, при исследовании детритовых зерен циркона, перемещенных от своего источника, таких независимых свидетельств может не быть. В этом случае очень важно при интерпретации спектров РЗЭ убедиться, что они характеризуют именно циркон, а не включения в нем. Для этого необходимо вовлекать в анализ, казалось бы, лишние элементы, не свойственные циркону, чтобы по уровню их содержаний получать представление о присутствии или отсутствии в цирконе инородных минеральных включений и прочих дефектов, содержащих контаминант.

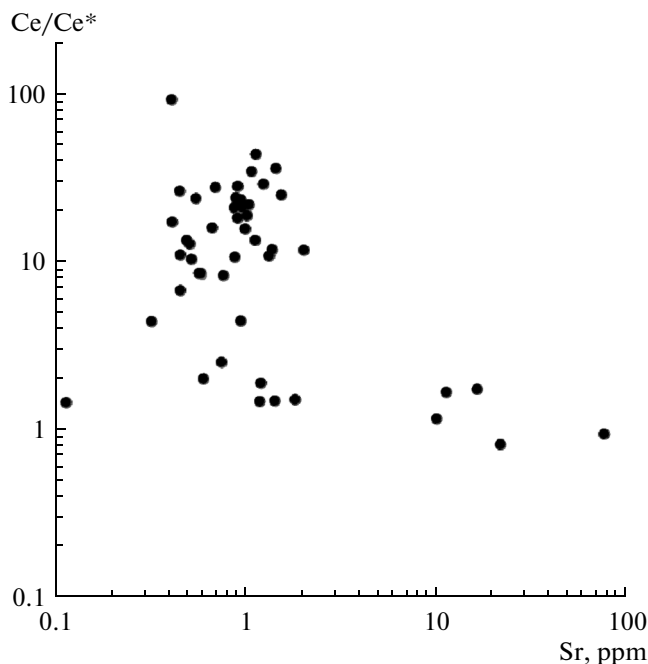


Рис. 17. Обратная корреляция между величиной цериевой аномалии и концентрации стронция в зернах циркона поля Ашадзе. Двухвалентные металлы не входят в структуру циркона, соответственно анализы с повышенным содержанием стронция и низкими величинами Ce/Ce^* отвечают не составу циркона, а обусловлены инородными включениями.

В цирконе из древних континентальных пород также можно встретить аномальные распределения РЗЭ, похожие на приведенные на рис. 16б, но возникшие другим путем. Метамиктный циркон, как отмечалось выше, становится проницаемым для низкотемпературных поровых растворов, из которых могут отлагаться несвойственные для полнокристаллического циркона элементы, такие как Ca, Al, Fe, Mn, легкие РЗЭ (Geisler et al., 2003). В подобных случаях так же аномальные распределения РЗЭ не могут являться свидетельством метасоматического генезиса циркона.

Очевидно, что, элементы, собственные содержания которых в цирконе высоки, менее всего оказываются подверженными искажениям за счет минеральных включений или контаминации инородным материалов по дефектам (трещинам). Поэтому всевозможные выводы о происхождении или истории преобразований циркона, основанные на особенностях его химического состава, лучше делать, используя элементы с высокими концентрациями. Ясно, что легкие редкие земли к таким не относятся и, как показали рассмотренные нами примеры, опираясь на них, легко впасть в заблуждение. Гораздо надежнее опираться на элементы-примеси, обладающие устойчиво высокой распространенностью в цирконе, такие как тяжелые РЗЭ, Y, U, Th, Hf. Удачный пример

Таблица 8. Редкие элементы (мкг/г) в зернах циркона поля Ашадзе с аномальными содержаниями РЗЭ

Номер анализа	P	Fe	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
Se-Dr1-6-1a-94	1244	42	1.43	2971	5.2	3.4	14.9	1.70	12.6	12.1	2.5	68	296	110	459	866	130	9132	2.3	32	68
Se-Dr1-6-1a-109	943	—	1.19	5699	6.3	2.6	22	5.0	64	77	99	277	722	221	837	1554	208	7751	2.5	68	152
Se-Dr1-6-1a-110	484	—	0.75	3212	3.3	0.57	7.9	1.01	19.3	22	27	100	358	123	480	902	130	8072	1.85	35	62
Se-Dr1-6-1a-114	254	25080	16.5	1366	4.1	1.45	7.8	0.83	7.6	7.9	8.9	41	139	49	219	438	70	9730	2.4	14.7	54
Se-Dr1-6-1a-115	285	260	1.21	3439	2.7	0.82	5.0	0.49	5.5	13.4	3.3	84	361	129	525	1008	142	7140	1.42	29	42
Se-Dr1-6-1a-116	83	43389	77	120	647	62	106	12.2	57	14.3	3.9	18.0	21	4.8	13.6	14.2	2.2	9.4	73	0.53	0.31
Se-Dr1-6-1a-117	620	2004	11.4	1185	1.70	22	78	6.0	36	26	5.9	50	129	38	161	425	55	7778	1.65	335	521
Se-Dr1-6-1a-120	870	—	1.82	5557	5.0	3.6	16.5	1.98	18.1	24	5.4	148	604	209	841	1563	218	7405	2.3	75	79

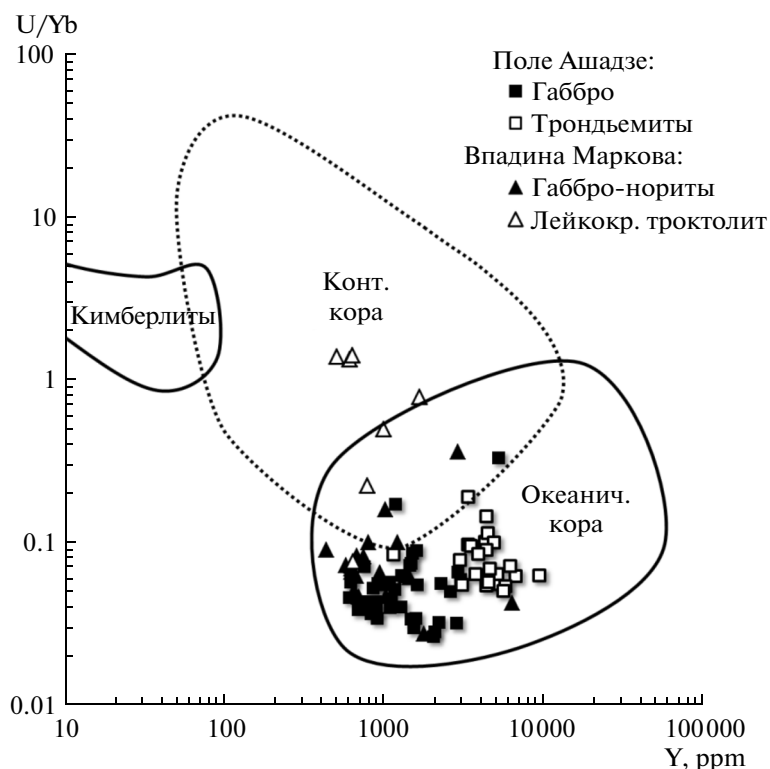


Рис. 18. Зависимость между U/Yb отношением и содержанием Y в зернах циркона. Поля приведены по (Grimes et al., 2007). Циркон из образцов поля Ашадзе, а также из габбро-норитов впадины Маркова (I-1028, L-1097, L-1153) попадает в поле океанических составов. Составы зерен циркона с древними значениями возраста из лейкократового троктолита I-1069/19 распространяются в поле континентальной коры.

подобного исследования приводится в весьма содержательной работе (Grimes et al., 2007) и одна из диаграмм, основанная на этом обобщении данных по циркону из различных типов пород, приведена на рис. 18. Выделенные в (Grimes et al., 2007) поля типичных континентальных и океанических составов циркона перекрываются, поэтому такую диаграмму следует использовать для геохимической дискриминации данных с известной долей осторожности, не впадая в крайности. На графике видно, что, хотя составы циркона из габбро и трондjemитов гидротермального поля Ашадзе различаются, обе группы лежат компактно в поле океанической коры. Туда же попадают составы циркона из габбро-норитов впадины Маркова, по которым получены устойчивые и молодые значения возраста. А точки, отвечающие зернам циркона из лейкократового троктолита I-1069/19, в которых значения $U-Pb$ возраста показали разброс от ~90 млн лет до ~3.2 млрд лет, растянулись между полями океанической и континентальной коры, причем закономерной связи между значением $U-Pb$ возраста и микроэлементным составом (в частности, U/Yb отношением) не наблюдается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в настоящей работе геохронологические данные показали отличные возможности $U-Pb$ датирования циркона методом лазерной абляции для точного и надежного измерения возраста молодых пород океанического дна. В этой нише у лазерной абляции (LA-ICP-MS) есть заметные преимущества по качеству получаемых результатов перед вторично-ионной масс-спектрометрией (SIMS).

Сравнение экспериментальных данных по растворимости циркония в расплавах различного состава с составом реальных пород показали, что основные и ультраосновные расплавы могут стать пересыщенными относительно циркония только при нереально высоких его содержаниях, которых в соответствующих породах обычно не встречаются. По этой причине собственный циркон в интрузивных породах основного состава может образоваться на самых поздних стадиях кристаллизации. Инородный, захваченный циркон в расплавах основного и ультраосновного состава быстро растворяется из-за их сильной недосыщенности цирконием. Циркон очень устойчив в коровых магматических процессах, особенно при пониженной активности щелочей, но при попадании в условия температур верхней мантии (1300–1500°C) он теря-

ет радиогенный свинец очень быстро, в геологическом понимании мгновенно. Все это необходимо учитывать при интерпретации U—Pb геохронологических данных по циркону, найденному в породах основного или ультраосновного состава. Экзотические зерна циркона обнаруживают в основных и даже ультраосновных породах. Но в таких случаях необходимо обращать внимание на признаки их экзотического происхождения, прежде всего, на гетерогенность возраста. Источник экзотических зерен циркона в океанических породах — пока еще предмет дальнейшего изучения; по крайней мере, у авторов настоящей статьи нет единого мнения на этот счет.

При использовании элементов-примесей в цирконе для предположений о его происхождении, следует иметь в виду, что их аномальные распределения нередко обусловлены не структурными или химическими особенностями циркона, а включениями инородных минералов или другими дефектами, например, микротрещинами, заполненными загрязняющим веществом. На элементы с неизменно высокими концентрациями в цирконе (Hf, Y, тяжелые РЗЭ, часто U и Th) такие дефекты не оказывают искажающего влияния, тогда как на элементы с низкими концентрациями (легкие РЗЭ) их влияние может быть решающим. Поэтому при использовании распределения редкоземельных элементов для интерпретации происхождения циркона необходимо включать в анализ как можно большее число элементов, включая структурно несовместимые с цирконом Ba, Sr, Ca, Rb и т.п., чтобы иметь возможность отличить распределения элементов, характерные собственно для циркона, от аномалий, вызванных различными дефектами в минерале.

В результате проведенных исследований интрузивных пород САХ обнаружена корреляция между возрастом, глубиной океанического дна и изотопным составом неодима в породах рифтовой долины САХ в районе впадины Маркова и гидротермального поля Ашадзе.

Одновозрастность циркона, выделенного из трондьемитов и вмещающих их габбро поля Ашадзе, позволяет предполагать, что формирование габброидов САХ внутри разреза океанической коры Хессовского типа, который сложен преимущественно перидотитами, происходило практически одновременно с их высокотемпературным гидротермальным анатексисом, в результате которого образовывались кислые породы.

Изотопный состав гафния в зернах циркона и изотопный состав неодима в породах, из которых циркона был выделен, согласованно указывают на их общий мантийный источник. Вариации изотопного состава стронция в породах впадины Маркова и поля Ашадзе указывают на возможную примесь морской воды во флюиде, участвовав-

шем в метаморфических и метасоматических преобразованиях этих пород.

Авторы благодарны Е.В. Бибиковой, Е.В. Шаркову и Т.Ф. Зингер за плодотворное обсуждение работы и ценные замечания к тексту.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00062, 12-05-00002) и Президиума Российской Академии Наук (Программа № 25).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков В.Е., Антонов А.В. (2013) Циркон из габброидов осевой зоны срединно-атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами. *Петрология* **21**(1), 4–19.
- Астафьев Б.Ю., Скублов С.Г., Глебовицкий В.А., Гембицкая И., Воинова О., Левченков О. (2009) Геохимия метасоматических цирконов Терского зеленокаменного пояса. *Докл. РАН* **427**(1), 90–95.
- Бибикова Е.В. (1989) Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 179 с.
- Бибикова Е.В., Шиловская С.Н., Грачева Т.В., Макаров В.А. (1995) Экспериментальное исследование поведения U—Pb изотопной системы цирконов при воздействии на них расплава при различных физико-химических условиях. *Геохимия* **34**(8), 1100–1109.
- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В., и др. (1997) Новый тип современных минерало-формирующих систем: черные курильщики гидротермального поля на 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет. *Геология рудных месторождений*. 39, 68–90.
- Бортников Н.С., Савельева Г.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. (2005) Возраст цирконов из плагиогранитов и габбро по данным SHRIMP: плейстоценовая интрузия в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, 5°30.6'–5°32.4'. *Докл. РАН* **404**(1), 94–99.
- Бортников Н.С., Шарков В.Е., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. (2008) Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U—Pb датирования): значение для понимания глубинной динамики современных океанов. *Докл. РАН* **421**(2), 240–248.
- Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков В.Е., Борисовский С.Е., Антонов А.В. (2010) Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова, 6° с.ш.). *Докл. РАН* **433**(6), 785–791.
- Костицын Ю.А. (2004) Sm—Nd и Lu—Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология* **12**(5), 451–466.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Шарков В.Е. (2009) Циркон в габброидах из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: U—Pb возраст и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf отношения (результаты исследований методом лазерной абляции). *Докл. РАН* **428**(5), 654–658.
- Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А., Каннат М. (2012) Вре-

- мя формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе, Срединно-Атлантический хребет, 12°58' с.ш. по результатам исследования циркона. *Докл. РАН* **447**(4), 1301-1305.
- Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. (2009) Перидотит-габбро-трондьмитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев. *Петрология* **17**(2), 154-175.
- Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Кононкова Н.Н., Бельгенов В.Е. (2011) Перидотит-габбро-трондьмитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев. *Геохимия* **4**, 1-34.
- Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., и др. (2003) Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в приэкваториальной Атлантике. *Докл. РАН* **391**, 232-238.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. (2012) Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала. *Литосфера* **4**, 13-29.
- Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А., Беляцкий Б.В., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г. (2004) Мезозойский циркон в габбро-норитах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6° с.ш., Впадина Маркова. *Докл. РАН* **396**(5), 675-679.
- Aléon J., Chaussidon M., Marty B., Schütz L., Jaenicke R. (2002) Oxygen isotopes in single micrometer-sized quartz grains: tracing the source of Saharan dust over long-distance atmospheric transport. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 3351-3365.
- Baines A.G., Cheadle M.J., John B.E., Grimes C.B., Schwartz J.J., Wooden J.L. (2009) SHRIMP Pb/U zircon ages constrain gabbroic crustal accretion at Atlantis Bank on the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **287**, 540-550.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., et al. (2009) New data about hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge between 11–14° N: 32nd Cruise of R/V Professor Logatchev. *InterRidge News*. 18, 14–18. Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., et al. (2007) A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge. *InterRidge News*. **16**, 9-10.
- Betzer P., Carder K., Duce R., Merrill J., Tindale N., Uematsu M., Costello D., Young R., Feely R., Breland J. (1988) Long-range transport of giant mineral aerosol particles. *Nature* **336**, 568-571.
- Bonatti E., Crane K. (1982) Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms. *Nature* **300**, 343-345.
- Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ligi M. (2005) Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **240**, 642-655.
- Bory A.J.M., Biscaye P.E., Svensson A., Grousset F.E. (2002) Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP, Greenland. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **196**, 123-134.
- Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K., McAllister E., Janssen B., Mello S., Avgerinos E., Pascoe A.R., Escartin J. (1997) Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* **385**, 329-332.
- Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E.B. (1997) Diffusion of Tetravalent Cations in Zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* **127**, 383-390.
- Cherniak D.J., Watson E.B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* **172**, 5-24.
- Clement S., Compston W., Newstead G. (1977) Design of a large high resolution ion microprobe. *Int. Conf. SIMS. Munster*. 17.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 469-500.
- Crank J. (1975) The Mathematics of Diffusion. Second Edition ed. Oxford: Clarendon Press. 414.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth element abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 1199-1212.
- Feng R., Machado N., Ludden J. (1993) Lead geochronology of zircon by Laser Probe-Inductively Coupled Mass Spectrometry (LP-ICPMS). *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 3479-3486.
- Fryer B.J., Jackson S.E., Longerich H.P. (1993) The Application of Laser-Ablation Microprobe-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in-situ (U)-Pb Geochronology. *Chem. Geol.* **109**, 1-8.
- Geisler T., Rashwan A.A., Rahn M.K.W., Poller U., Zwingmann H., Pidgeon R.T., Schleicher H., Tomaschek F. (2003) Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*. **67**, 485-508.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., Vannachterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf Isotope Composition of Cratonic Mantle - LAM-MC-ICPMS Analysis of Zircon Megacrysts in Kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 133-147.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology* **35**, 643-646.
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon Saturation Thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 89-112.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. mineral. geochem.* **53**, 27-62.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**, 637-648.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**, 47-69.
- Kirkland C., Whitehouse M., Slagstad T. (2009) Fluid-assisted zircon and monazite growth within a shear zone: a case study from Finnmark, Arctic Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* **158**, 637-657.

- Liati A., Gebauer D., Fanning C.M. (2004) The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U–Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. *Chem. Geol.* **207**, 171–188.
- Lissenberg C.J., Rioux M., Shimizu N., Bowring S.A., Mevel C. (2009) Zircon Dating of Oceanic Crustal Accretion. *Science* **323**, 1048–1050.
- Ludwig K.R. (1999) Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. **1a**, 47.
- MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., Casey J.F., Mallocks C., Unsworth S.C., Achenbach K.L., Harris M. (2009) Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **287**, 333–344.
- Nakai S.i., Halliday A.N., Rea D.K. (1993) Provenance of dust in the Pacific Ocean. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **119**, 143–157.
- Pilot J., Werner C.-D., Haubrich F., Baumann N. (1998) Palaeozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* **393**, 676–679.
- Rea D.K., Snoeckx H., Joseph L.H. (1998) Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling. *Paleoceanography* **13**, 215–224.
- Ríos S., Salje E.K.H., Zhang M., Ewing R.C. (2000) Amorphization in zircon: evidence for direct impact damage. *J. Physics: Condensed Matter*. **12**, 2401.
- Sack P.J., Berry R.F., Meffre S., Falloon T.J., Gemmell J.B., Friedman R.M. (2011) In situ location and U–Pb dating of small zircon grains in igneous rocks using laser ablation–inductively coupled plasma–quadrupole mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **12**, Q0AA14.
- Schärer U. (1984) The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U–Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **67**, 191–204.
- Schilling J.-G. (1992) Oceanic domains and the mantle. *Les Isotopes radiogeniques an Geologie: Chronologie Geochimie*. Duthou J.L., Editor. Societe Francaise Min. Crist: Paris, 1–34.
- Schmitt A.K., Grove M., Harrison T.M., Lovera O., Hulen J., Walters M. (2003) The Geysers-Cobb Mountain Magma System, California (Part 1): U–Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 3423–3442.
- Schoolmeesters N., Cheadle M.J., John B.E., Reiners P.W., Gee J., Grimes C.B. (2012) The cooling history and the depth of detachment faulting at the Atlantis Massif oceanic core complex. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **13** (10), doi:10.1029/2012GC004314.
- Schwartz J.J., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L., Mazdab F., Swapp S., Grimes C.B. (2010) Dissolution–reprecipitation of igneous zircon in mid-ocean ridge gabbro, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge. *Chem. Geol.* **274**, 68–81.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H. (2000) JNdi-1 – a neodymium Isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**, 279–281.
- Tera F., Wasserburg G.J. (1972) U–Th–Pb systematics in lunar highland samples from 2321 Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **17**, 36–51.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe. *Proceedings of the 9th V.M. Goldschmidt Conference*. Cambridge, Massachusetts 305.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* **19**, 1–23.
- Williams I.S. (1992) Some observations on the use of zircon U–Pb geochronology in the study of granitic rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. **83**, 447–458.
- Woodhead J.A., Rossman G.R., Silver L.T. (1991) The Metamictization of Zircon-Radiation Dose-Dependent Structural Characteristics. *Amer. Mineral.* **76**, 74–82.
- Zhang M., Salje E.K.H. (2001) Infrared spectroscopic analysis of zircon: Radiation damage and the metamict state. *J. Physics: Condensed Matter*. **13**, 3057.