

УДК 552.3:550.93:552.16

**В.Ю. Герасимов¹, А.А. Ульянов², В.А. Снежко³, Д. Мозар⁴,
В.А. Лаврищев⁵, В.М. Газеев⁶, А.Г. Гурбанов⁷****ЦИРКОНОМЕТРИЯ ЮРСКИХ БАЗАЛЬТОВ ГОЙТХСКОЙ
ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА***Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский пр-т, 18, корп. 2
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74**Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, Швейцария, CH-1700, Фрибург, ул. Музейна, 6**ПАО «Кавказгеолсъемка», 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, 203**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35**Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН»,**362027, Россия, Республика Северная Осетия–Алания, Владикавказ, ул. Маркуса, 22**Fersman Mineralogical Museum of RAS, 119071, Moscow, Leninskii prospect, 18, bd 2**Lomonosov Moscow State University, 119991 Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 199106, St. Petersburg, Srednyi prospect, 74**Department of Geosciences — Earth Sciences, University of Fribourg, Chemin du muse, 6, CH-1700, Fribourg, Switzerland**PSC “Kavkazgeolseomka”, Stavropol region, 357600, Essentuki, Kislovodskaya str., 203**Institute of Geology of ore deposits petrography, mineralogy and geochemistry RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyi per., 35**Vladikavkaz Scientific Center of RAS, 362027, Russia, Respublika Severnaya Osetia-Alania, Vladikavkaz, Marcusa str., 22*

Представлены результаты исследования U-Th-Pb изотопной системы акцессорного циркона из базальтов Гойтхской вулканической области (ГВО) Западного Кавказа. Проба для изотопного датирования была отобрана из базальтовых порфиринов чаталтапинского вулканического комплекса, в бассейне р. Туапсе. Методами изотопной геохронологии с использованием ионного зонда показано, что излияние базальтов чаталтапинского вулканического комплекса ГВО происходило в юрское время на рубеже аалена и байоса (169 Ma), в период тектонической трансформации осевого трога рифтогенного бассейна Большого Кавказа. Для цирконов из базальтов получено низкое Th/U отношение, что более характерно для пород кислого состава. Этот факт косвенно подтверждает то, что эволюция юрского рифтогенного магматизма на Кавказе происходила за счет ассимиляции коры континентального типа.

Ключевые слова: изотопная геохронология, цирконометрия, юрский вулканизм, базальт, Тетис, тектоника, Кавказ.

The paper presents the results of the U-Th-Pb isotope system study of the accessory zircon from the basalts of the Ghoithsk volcanic region (GVO) of the Western Caucasus. The sample for isotope dating was taken from basalt porphyrites of the Chataltapa volcanic complex, in the Tuapse River basin. It was shown by using of the ion microprobe isotope dating method of the zircon, that the effusion of basalts of the Chataltapa volcanic complex of the GVO occurred in the Jurassic at the boundary of the Aalenian and Bajocian age (169 Ma), during the tectonic transformation of the Greater Caucasus riftogenic basin. A low Th/U ratio was obtained for zircons from basalts, which is more typical for rocks of acidic composition. This fact indirectly confirms that the evolution of the Jurassic rift magmatism in the Caucasus occurred due to the assimilation of the continental type crust.

Keywords: isotope geochronology, zircon isotope dating, Jurassic volcanism, basalt, Tethys, tectonics, Caucasus.

¹ Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, науч. с., канд. геол.- минер. н.; *e-mail:* gera-igem2008@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, докт. геол.-минер. н., профессор; *e-mail:* ulyanov1952@yandex.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, вед. инженер; *e-mail:* VSnezhko@vsegei.ru

⁴ Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, PhD, профессор; *e-mail:* jon.mosar@unifr.ch

⁵ ПАО «Кавказгеолсъемка», АО «Северо-Кавказское ПГО», вед. геолог; *e-mail:* lavrvlad@rambler.ru

⁶ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, науч. с., канд. геол.- минер. н., Федеральный научный центр (ФНЦ) «Владикавказский научный центр РАН»; *e-mail:* gazeev@igem.ru

⁷ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, вед. науч. с., канд. геол.- минер. н., Федеральный научный центр (ФНЦ) «Владикавказский научный центр РАН»; *e-mail:* ag.gurbanov@yandex.ru

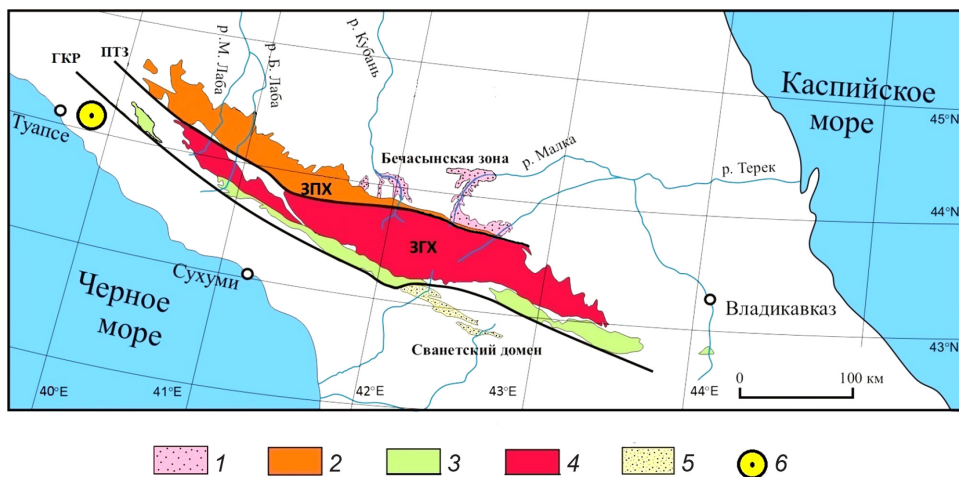


Рис. 1. Схема тектонического районирования Большого Кавказа с выходами палеозойского фундамента (молодые мезозойско-кайнозойские комплексы Большого Кавказа не окрашены): 1 — Бечасынская зона; 2 — зона Передового хребта; 3 — Передовая подзона; 4 — Эльбурская подзона; 5 — Сванетский антиклинорий, дизская серия. Район отбора пробы № 406 из юрских базальтов Гойтхской вулканической области в долине р. Малое Псеушо обозначен желтым пуансоном (бассейн р. Туапсе). ГКР — Главный Кавказский разлом, ПТЗ — Пшекиш-Тырныузская зона

Введение. Большой Кавказ — высокогорный складчато-надвиговой пояс, расположенный в пределах структур южного обрамления Восточно-Европейской платформы. В современной альпийской структуре мегантиклинория Большого Кавказа выделяют несколько тектонических зон (рис. 1), которые разделены крупными региональными разломами субширотного простирания. Самый крупный из них, это Главный Кавказский разлом (ГКР), который отделяет структуры Южного склона от зоны Главного хребта (ЗГХ). В юрское время палеозойское основание Кавказа было практически полностью перекрыто морскими отложениями. Осадконакопление сопровождалось подводным и надводным вулканизмом.

На Западном Кавказе, в структуре Южного склона, юрский магматизм проявлен в Гойтхской вулканической области [Борсук, 1963; Ломизе, 1969], в бассейне р. Туапсе. Здесь картированы выходы риолитов, андезитобазальтов и базальтов. Эти вулканы залегают среди морских песчано-глинистых отложений средней юры и отнесены к так называемой чаталтапинской формации. Доля кислых вулканических риолитового состава в чаталтапинской формации до 65%, доля базальтоидов — около 35%. Мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает несколько сотен метров. Возраст этой толщи принят ааленским (170–174 Ma) на основании стратиграфического положения и находок остатков аммонитов *Leioceras orpalinum* Rein., *Ludwigia* Sp. и др. [Пруцкий, 2000].

Стратиграфия юрских вулканогенно-осадочных комплексов Западного Кавказа достаточно хорошо изучена [Ломизе, 1961]. При этом надежных данных изотопного датирования юрского вулканизма на Кавказе все еще не хватает. Многие датировки носят дискуссионный характер.

Наиболее эффективный метод для датирования палеотипных вулканических пород и определения изотопного возраста магматизма — цирконометрия. Это обусловлено тем, что первичные породообразующие минералы эффузивных горных пород подвержены сильным изменениям на постмагматической стадии. Под воздействием низкотемпературных гидротер-

мальных процессов их изотопные системы (K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) часто оказываются полностью нарушенными. В то же время акцессорный циркон из тех же пород демонстрирует высокую стабильность. Устойчивость кристаллической структуры циркона к внешним воздействиям и высокая температура закрытия U-Th-Pb изотопной системы минерала делают его незаменимым источником информации при радиоизотопном датировании магматических горных пород.

Для датирования юрского магматизма Гойтхской вулканической области из базальтов чаталтапинского вулканического комплекса в бассейне р. Туапсе была отобрана проба № 406. Из этой пробы выделены микроскопические кристаллы акцессорного циркона магматического генезиса. Отдельные зоны роста этих кристаллов датированы U-Th-Pb изотопным методом с использованием высокочувствительного ионного микрозонда. Результаты датирования обсуждаются в статье.

Геологическая ситуация. Гойтхская вулканическая область как часть Гойтхско-Ачишхинской складчатой зоны [Пруцкий, 2000] сформировалась на северо-западном продолжении осевого трога рифтогенного бассейна Большого Кавказа, который получил развитие в течение лейаса–аалена в условиях растяжения земной коры на северной пассивной окраине океана Тетис [Панов, Ломизе, 2007].

В современной сильно дислоцированной структуре Западного Кавказа тектонически совмещены фрагменты ниже-среднеюрских аллохтонных троговых комплексов. Среди них выделяют: собственно троговый Псехако-Березовский комплекс и Гойтхский комплекс, который формировался в юрское время предположительно на южном борту осевого трога [Пруцкий, 2000]. Расширение троговой долины сопровождалось образованием серии субпараллельных конседиментационных сбросов. В это же время формировался дайковый пояс Большого Кавказа протяженностью более 700 км. Многочисленные дайки долеритов прорывают эпипалеозойский фундамент на юго-западной окраине Скифской плиты

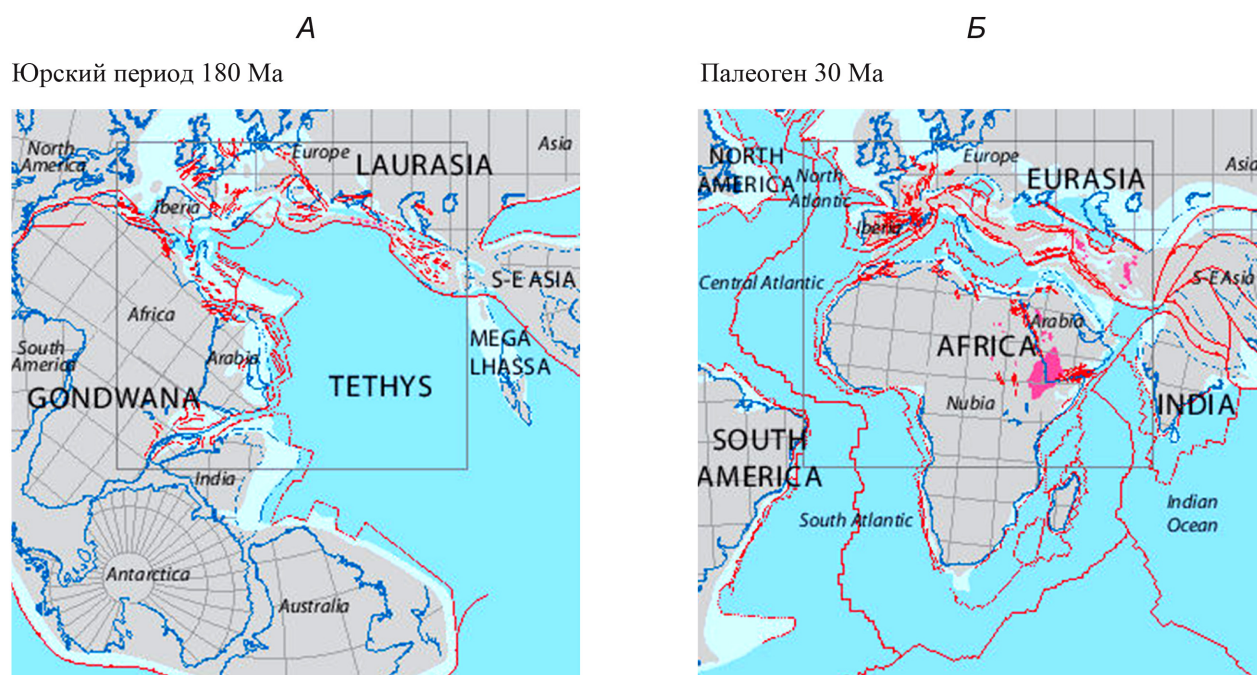


Рис. 2. Фрагмент общей палинспастической схемы эволюции Земли от начала распада Гондваны (А) в ранней юре до закрытия океана Тетис (Б) в позднем палеогене, по [Barrier et al., 2018]

и маркируют собой структуру растяжения коры, параллельную зоне осевого трога Большого Кавказа.

На рифтогенный характер вулканизма Гойтхской вулканической области указывает наличие контрастной базальт-риолитовой ассоциации чаталтапинской вулканической формации. Генерация кремнекислых магм при заложении рифта в этой части бассейна происходила за счет частичного плавления сиалической части коры континентального типа. Одновременно поднимающиеся мантийные расплавы продуцировали базитовые деривативы бимодальной вулканической ассоциации. При этом явных признаков существования офиолитовой формации в пределах юрского трога не наблюдается [Панов, Ломизе, 2007].

Отмечено, что тектоническая обстановка растяжения и рифтинга в ранней юре — характерная черта для пассивных континентальных окраин всей периферии океана Тетис [Barrier et al., 2018; Dercourt et al., 1993]. Вероятно, в планетарном масштабе тектоническая обстановка растяжения земной коры в лейасе предопределила начало распада Пангеи с последующим раскрытием Атлантического океана.

Атлантический спрединг с интенсивным ростом океанической коры обусловил смену обстановки растяжения в обрамлении Тетиса на обстановку сжатия и образование в конце средней юры зоны субдукции вдоль Кавказского сегмента краевой части Скифской плиты, т. е. на будущем Большом Кавказе. В дальнейшем эта тенденция привела к постепенному сокращению океана Тетис и практически к его полному закрытию в конце палеогена (рис. 2) [Barrier et al., 2018]. Не исключено, что с установлением режима субдукции юрский рифтогенный бассейн Большого

Кавказа трансформировался в задуговой бассейн Закавказского вулканического пояса. Признаки такой трансформации выявлены с помощью детальных петрохимических исследований мезозойских вулканитов Западного Кавказа [McCann et al., 2010]. При этом некоторые базальтоиды из состава чаталтапинской формации отнесены к типу E-MORB. Вместе с тем рассматриваются и рифтогенно-коллизионные модели тектонической эволюции Кавказа в альпийское время [Mosar et al., 2018].

Материалы и методы исследований. Для датирования юрского магматизма Гойтхской вулканической области было выбрано протяженное магматическое тело субсогласного залегания (дайка или силл?), сложенное порфирированными базальтами чаталтапинского вулканического комплекса ($vJ_2\delta$). Отбор пробы на цирконометрию проводили на небольшом обнажении базальтов (14×5 м), расположенном на левом берегу р. Малое Псеушхо (левый приток р. Туапсе), недалеко от дороги на южной окраине аула Малое Псеушхо (лист L-37-XXXIV, $44^{\circ}06'27''N$ $39^{\circ}18'21''E$).

Петрографическая характеристика пробы базальтов № 406. Базальтовый порфирит, сильно измененный базальт с порфирированными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Порода зеленовато-серого цвета с порфирированной структурой и массивной, пятнистой текстурой. Все минеральные зерна имеют разный состав, размер и форму, распределены довольно равномерно, без какой-либо преимущественной ориентировки. Пятнистая текстура обусловлена скоплениями выделений вторичных минералов.

Порфирированные вкрапленники первичных магматических минералов представлены плагиоклазом

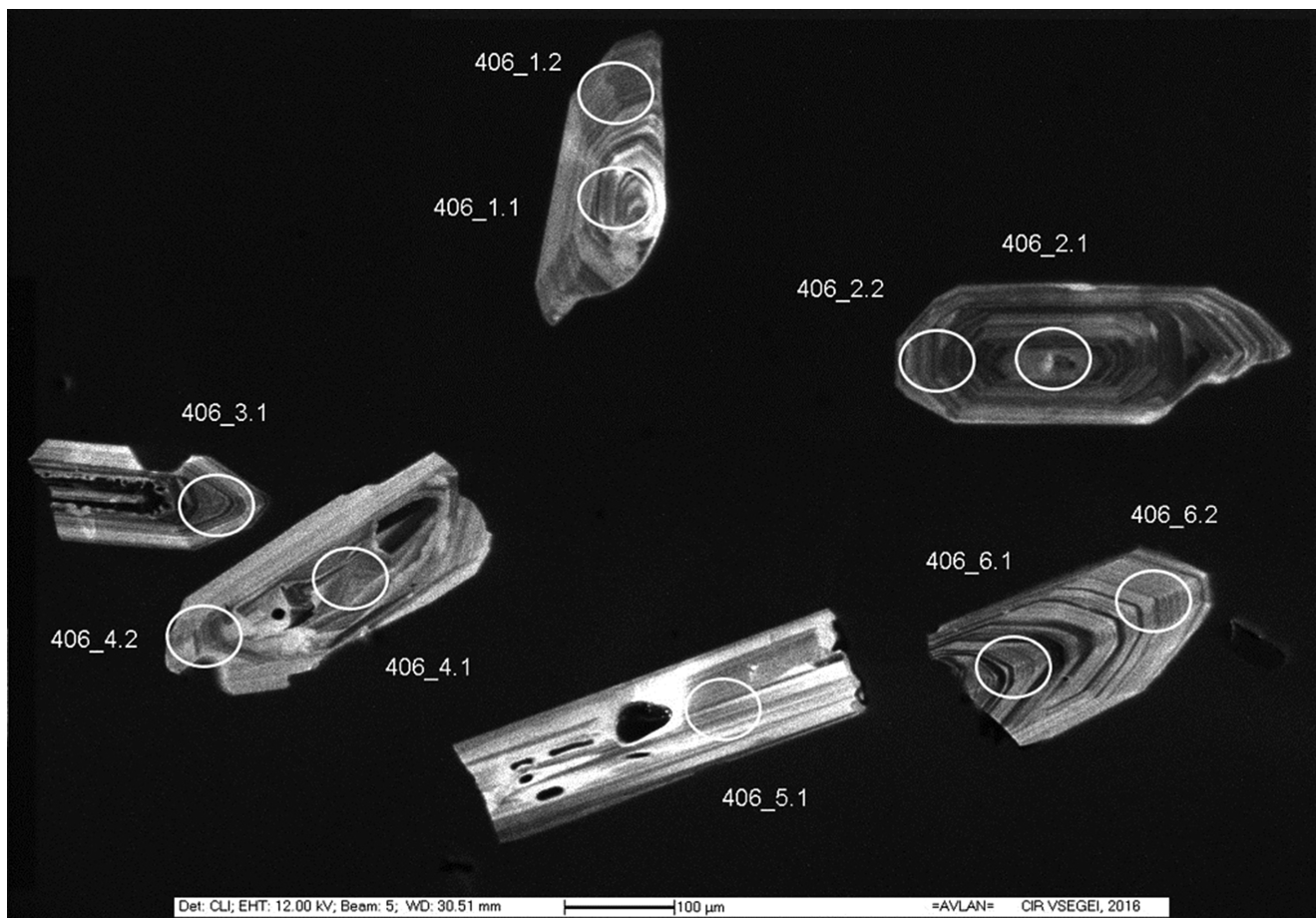


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов акцессорного циркона из пробы № 406 в (маркер масштаба 100 мкм). Участки зондирования обозначены белыми кружками, номера точек указаны в соответствии с номерами изотопных анализов. Акцессорный циркон представлен однородной группой магматических кристаллов удлиненного призматического габитуса с тонкой, ритмичной, концентрической ростовой зональностью. Все зоны кристаллов демонстрируют юрский возраст с небольшим статистическим разбросом в окрестности 169 Ма. Исключение составляет древнее ксеногенное ядро триасового возраста (точка 2.1, 204 Ма), которое сохранилось в центральной части удлиненного зонального кристалла циркона юрского возраста

(35–45%) и пироксеном (3–5%). Стекловатая и микрокристаллическая часть исходной породы полностью замещена вторичными минералами, ранее она составляла 50–60% объема породы.

Вторичные минералы представлены (%): карбонатом 20–30%, хлорит-серицитовой массой с прожилками оксида железа (10–15), эпидотом (1–3), халцедоном (7–10). Среди акцессорных минералов выделяется рудный компонент (магнетит, ильменит, 5–10), апатит (<1), циркон (<1).

Текстурно-структурные особенности базальтовых порфиритов обусловлены формой, размером, цветом и ориентировкой, слагающих его минеральных зерен. *Плагиоклаз* представлен удлиненными призматическими зернами размером от 0,1 до 1–2 мм, он частично или полностью замещен вторичными минералами (карбонатом, серицитом, эпидотом). *Пироксен* представлен таблитчатыми кристаллами и зернами размером до 1 мм, он частично замещен агрегатом хлорита с карбонатом. *Карбонат* в виде прожилков и зерен кальцита размером до 0,5–1,0 мм, иногда пелитоморфный, замещает зерна плагиоклаза, а также образует пятнистые скопления.

Хлорит буровато-зеленого цвета замещает основную микрокристаллическую массу породы совместно с тонкозернистым серицитом. Некоторые зерна пироксена, размером до 1 мм, также полностью замещены агрегатом хлорита. *Серицит* развивается по плагиоклазу в виде мелкочешуйчатых и пятнистых выделений размером до 0,5 мм. *Эпидот* в виде мелких зерен размером до 0,3 мм также замещает лейсты плагиоклаза. Скопления *халцедона* в виде отдельных пятен и овоидов размером до 0,5 мм отмечены во всем объеме породы. *Рудный минерал* (магнетит, ильменит?) встречается в породе в виде отдельных черных зерен размером до 0,5 мм. В отраженном свете он имеет характерный блеск вороненой стали. *Оксиды Fe* в виде рыжевато-бурых прожилков и скоплений неправильной формы спорадически присутствуют в ассоциации с карбонатом и хлоритом. Прозрачный, бесцветный *апатит* отмечен в виде мелких призматических кристаллов и округлых зерен с характерным высоким рельефом, размер от 0,05 до 0,3 мм. Редкий *акцессорный циркон* выделен в виде прозрачных удлиненных кристалликов и округлых бесцветных зерен размером 0,03–0,06 мм

с характерными яркими цветами интерференции и высоким рельефом.

Таким образом, предварительные микроскопические исследования горной породы показывают, что первичные магматические минералы базальта сильно изменены. В то же время образец (проба) содержит достаточное количество акцессорного циркона, необходимого для проведения изотопных исследований с использованием ионного зонда.

Методика исследований. Изотопно-геохронологические исследования вещества, включая пробоподготовку, проводили в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерение изотопного состава кристаллов циркона выполняли на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике [Williams 1998] с использованием эталонов «91500» и «Темора» [Black et al., 2003]. Для исследования отобрана фракция кристаллов циркона размером 100–200 мкм, локальность U-Th-Pb изотопного датирования составляла при этом около 25–30 мкм. Таким образом, пространственное разрешение ионного зонда позволило уверенно датировать отдельные зоны роста кристаллов, их центры и край (рис. 3).

Отбор зерен циркона для анализа проводили с использованием оптического микроскопа. Непосредственно для датирования пробы № 406 отобрано 20 зерен призматического габитуса. Отобранные зерна монтировали в шашку вместе с эталонами и сошлифовывали приблизительно на половину толщины. Полученные таким образом срезы циркона полировали и после напыления исследовали на электронном сканирующем микроскопе с катодолуминесцентной приставкой при ускоряющем напряжении 12 кВ (аналитик А.В. Антонов). Изображения кристаллов циркона в катодолуминесценции (рис. 3) и в отраженных электронах позволяют определить степень фазовой однородности кристаллов, их химическую зональность, а также выбрать наиболее информативные участки кристаллов для датирования на ионном зонде.

Измерения на ионном зонде проводили при величине тока первичных ионов 4 нА (аналитик П.А. Львов). В каждой точке анализа набор интенсивности массовых спектров в диапазоне масс от 196 (Zr_2O) до 254 (UO) проводили до 5 раз. Для обработки измерений использовали компьютерную программу SQUID [Ludwig 2000]. Расчет параметров конкордантности полученных изотопных датировок проводили исходя из величины погрешности 2σ . Результирующие графики с конкордией (рис. 4) строили с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Всего из 20 отобранных зерен циркона пробы № 406 исследовано 8 кристаллов. Получены датировки по 10 точкам.

Результаты исследований и их обсуждение.
Характеристика кристаллов циркона. Циркон из пробы № 406 представлен достаточно однородной группой кристаллов магматического облика. Прозрачные кристаллы имеют удлиненную при-

зматическую форму (коэффициент удлинения 2–3), пирамидальные вершины и ритмичную, концентрическую ростовую химическую зональность (рис. 3), обусловленную вариациями состава в отношении 3- и 4-зарядных катионов. Центр и край кристаллов имеют практически одинаковый состав в отношении урана и тория и юрский возраст, что свидетельствует о быстрой кристаллизации базальтового расплава. Исключение составляет точка 2.1, где зафиксирован триасовый возраст (204 Ma), который связан с захватом в центре кристалла более древнего обособления в виде ксеногенного ядра, послужившего затравкой для кристаллизации циркона. Триасовая датировка была исключена из расчетов статистического кластера. Остальные датировки цирконов нанесены на диаграмму с конкордией (рис. 4) в виде эллипсов, где они образуют устойчивый кластер с возрастом $169 \pm 1,5$ Ma. Кластер имеет несколько размытую структуру, что, видимо, связано с захватом древних ксеногенных ядер циркона и их частичной перекристаллизацией. Диаметр эллипсов равен удвоенной ошибке измерения (2σ). Вероятность конкордантности полученной датировки по двум независимым геохронометрам (по распаду изотопов урана ^{235}U и ^{238}U) составляет около 40%, СКВО 0,71 (средний квадрат взвешенных отклонений, MSWD).

При более детальном анализе заметна обратная корреляция между U-Pb возрастом отдельных зон кристаллов циркона и величиной Th/U отношения (табл. 1): чем моложе датировка, тем больше Th/U отношение. Это может свидетельствовать об относительном обеднении расплава ураном в ходе кристаллизационной дифференциации. Характер дискордантности датировок краевых зон кристаллов циркона (рис. 4) формально может указывать на возможную добавку (примесь) свинца в изотопную систему циркона в ходе его перекристаллизации на магматической стадии процесса. При этом величина Th/U отношения в исследованных цирконах колеблется в пределах 0,20–0,69, что характернее для кислых расплавов. Валовое содержание радиоактивных элементов в кристаллах циркона тоже не велико: U 143–588 г/т и Th 96–181 г/т.

Результаты исследований и их обсуждение. Величина Th/U отношения циркона (Zrn) широко используется как критерий при оценке первичного генезиса минерала. Эмпирически установлено, что по величине этого параметра все цирконы можно разделить на 3 группы: $Th/U < 0,1$ — Zrn метаморфогенный; $0,2 < Th/U < 1,5$ — Zrn из «гранитов»; $1,5 < Th/U$ — Zrn из «базитов», хотя есть и исключения. Так, в триасовых габброидах Бечасынской зоны Кавказа циркон магматической стадии демонстрирует «гранитное» Th/U отношение (0,5–0,6) [Герасимов и др., 2015]. В палеозойском основании Кавказа картировано несколько тел ортоамфиболитов с цирконом магматической стадии ордовикского и силурийского возраста [Somín, 2011], для которого так же характерно «гранитное» Th/U отношение. Видимо, базитовые

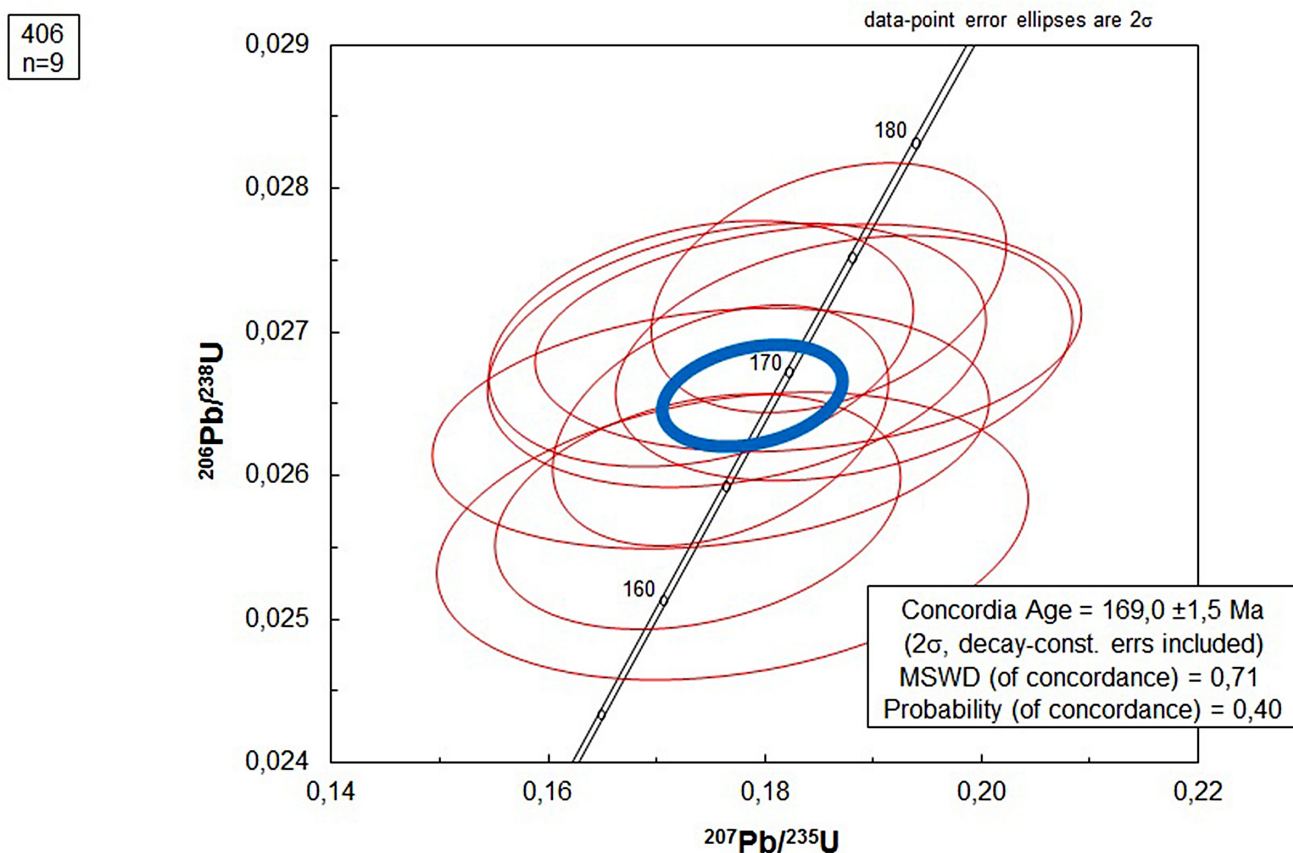


Рис. 4. Результаты датирования кристаллов циркона из юрских базальтов пробы № 406 (табл. 1) нанесены на диаграмму с конкордией с табулированными значениями возраста (млн лет, Ma). Датировки кристаллов циркона образуют устойчивый кластер с возрастом 169 Ma. Диаметр эллипсов равен удвоенной ошибке измерения (2σ). Вероятность конкордантности около 40%, СКВО (MSWD) 0,71. Точка 2.1 (табл. 1) с триасовым возрастом ксеногенного ядра циркона 204 Ma исключена из расчетов статистического кластера

расплавы часто наследуют акцессорный циркон при плавлении сиалической части континентальной коры, причем без существенного изменения валового химического состава минерала. Действительно, циркон очень устойчивый минерал, его температура плавления выше $2500\text{ }^{\circ}\text{C}$. В силикатных расплавах он может только растворяться и кристаллизоваться вновь за счет растворения и перекристаллизации старых дефектных метамиктных зерен. Изотопная система минерала при этом практически полностью обнуляется (переустанавливается) за счет потери радиогенного свинца.

Экспериментальные данные о диффузии свинца в кристаллической структуре циркона [Lee et al., 1997] показывают, что в базальтовых расплавах с температурой $1000\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ уран-свинцовая изотопная система мелких зерен циркона ($\leq 100\text{ }\mu\text{m}$) может оставаться открытой вплоть до момента начала кристаллизации расплава [Герасимов и др., 2020]. Это означает, что перекристаллизация «гранитного» циркона в процессе эволюции корового магматического очага практически полностью перезапускает U-Pb изотопную систему циркона, а изотопные часы включаются только в момент излияния базальтовой магмы. В то же время древние ядра внутри более крупных новообразованных кристаллов циркона

могут сохранять свой радиогенный свинец или иметь более древний дискордантный возраст. В связи с этим триасовый возраст ксеногенного ядра циркона (точка 2.1, рис. 3) может характеризовать возраст корового источника (субстрата) на базе которого происходила генерация базальтового расплава в юрское время.

Следует заметить, что триасовый магматизм мало известен в Крымско-Кавказском регионе, хотя в мезозойских осадочных породах зерна циркона триасового возраста встречаются довольно часто [Kuznetsov et al., 2019; Рудько и др., 2019; Романюк и др., 2020]. В структуре Ставропольского свода вулканогенный триас вскрыт скважиной на глубине около 5 км в районе г. Зеленокумск (скв. № 8 Отк). Несколько интрузий триасового возраста сосредоточено вдоль линии Центрально-Кавказского поперечного поднятия — от Дзирульского массива на юге до Ставропольского поднятия на севере. Эти интрузии вскрыты в структуре фундамента, среди них известны калишпатовые габбро Дзирульского массива в Грузии, гранитоиды Цейского ущелья ($T_3\text{--}J_1?$) в Осетии, габброиды Хасаута в Бечасынской зоне Кавказа [Герасимов и др., 2015], гранодиориты Соколовского массива на Ставрополье [Снежко и др., 2017]. Можно предположить, что триасовый магматизм на Кавказе

имел более широкое распространение, но пока, в силу разных причин, он мало изучен.

Заключение. С помощью ионного зонда проведены масс-спектрометрические исследования U-Th-Pb изотопной системы акцессорного циркона из пробы базальтов чаталтапинского вулканического комплекса (№ 406). Показано, что датировки кристаллов циркона образуют на конкордии однородный, слегка размытый статистический кластер в области 169 Ма, который характеризует возраст кристаллизации базальтовой магмы. Таким образом, с помощью методов изотопной геохронологии подтверждено, что формирование контрастной базальт-

риолитовой формации Гойтхской вулканической области Западного Кавказа происходило в начале средней юры — на рубеже аалена и байоса.

Благодарности. Авторы статьи выражают глубокую признательность Н.Б. Кузнецову, А.Л. Перчуку, В.А. Лебедеву за конструктивное обсуждение материалов статьи и ценные замечания.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ПАО Кавказгеолсъемка, Минералогического музея РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и проекта SCOPES SNSF (проект № IZ73Z0_152392).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М.: Наука, 1963. 160 с.

Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. 2015. № 4. С. 327–337.

Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д. и др. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. 2020. № 4. С. 30–44.

Ломизе М.Г. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1961. № 4. С. 19–31.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 220 с.

Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.

Пруцкий Н.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 453–473.

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.

Снежко В.А., Снежко В.В. Возраст цирконов из гранодиоритов Соколовского массива (Западное Предкавказье) по данным U-Pb (SHRIMP II) датирования // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 41–47.

Barrier E., Vrielynck B., Brouillet J.F., Brunet M.F. Paleotectonic reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. Paris, 2018. CCGM/CGMW, URL: <http://www.ccgm.org>. Atlas of 20 maps (scale: 1/15 000 000).

Black L.P., Kato S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Paris, 1993. 307 p.

Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. Vol. 390. P. 159–162.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1a. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 22 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. User's Manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. Vol. 108, N 7. P. 2407–2428.

McCann T., Chalot-Prat F., Saintot A. The Early Mesozoic evolution of the Western Greater Caucasus (Russia): Triassic Jurassic sedimentary and magmatic history // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 181–238.

Mosar J., Mauvilly J., Enna N. et al. Tectonics of the Greater Caucasus: from rifting to collision // EGU General Assembly, Geophys. Res. Abstr. 2018. Vol. 20. EGU2018–5012.

Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 545–610.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 24.06.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021