

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 4 • 2015 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Ступакова А.В., Богомолов А.Х., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., Козлова Е.В. История кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета Московского государственного университета	3
Ступакова А.В. Направления развития геологии и геохимии горючих ископаемых	6
Голицын М.В., Вялов В.И., Пронина Н.В. Развитие науки об угле в СССР и России	11
Конюхов А.И. Черные глины и другие отложения, обогащенные органическим веществом, на окраинах материков в раннем и позднем палеозое	22
Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Калмыков А.Г., Козлова Е.В. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии	34
Короновский Н.В., Наймарк А.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. О геологических и физических механизмах природных процессов в задачах динамической геологии	40
Лубнина Н.В., Бычков А.Ю. Магнитотактические бактерии и биомagnetизм: критерии отбора образцов для национального банка-депозитария живых систем.	49
Косевич Н.И. Геолого-геоморфологическая типизация островов Кандалакшского залива Белого моря.	53
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	62
Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О., Прудников И.А., Тевелев Арк.А. Новые данные о составе и возрасте козлингорского комплекса габбро и щелочных гранитов (западный склон Южного Урала).	74
Холодов В.Н. Уточнение понятия «осадочная порода» в связи с термодинамическими условиями нижней части стратисферы.	86
Шешенин С.В., Артамонова Н.Б., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М. Определение упругих свойств и тензора передачи порового давления горных пород методом осреднения	90
<i>Краткие сообщения</i>	
Никитин Д.С., Хуторской М.Д. Применение кластерного анализа для изучения структуры осадочного чехла в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа	98

CONTENTS

Stupakova A.V., Bogomolov A.Kh., Karnyushina E.E., Konyuhov A.I., Kozlova E.V. History of Petroleum geology department of Geology Faculty in Moscow State University	3
Stupakova A.V. Direction of Petroleum geology department of Geology Faculty in Moscow State University	6
Golitsin M.V., Vjalov V.I., Pronina N.V. Coal geology development in USSR and Russia	11
Konyukhov A.I. Black shale and some other deposits with high content of organic matter on the continental margins in Paleozoic	22
Bychkov A.Y., Kalmykov G.A., Bugaev I.A., Kalmykov A.G., Kozlova E.V. Experimental studies of hydrocarbon fluids production from Bazhen formation rocks under hydrothermal conditions	34
Koronovsky N. V., Naimark A. A., Zakharov V. S., Bryantseva G. V. On the geological and physical mechanisms of the natural processes in problems of the dynamic geology	40
Lubnina N.V., Bychkov A.Yu. Magnitotactic bacteria and biomagnetism: principles of samples selection for national biobank — depository of the living systems	49
Kosevich N.I. Geological and geomorphological typification of the Kandalaksha Bay Islands of the White Sea	53
Gerasimov V.Yu., Garanin V.K., Pismennyii A.N., Enna N.L. New data about Mesozoic magmatic activity in the Bechasyin zone of the Greater Caucasus and the estimation of the regional metamorphism age	62
Tevelev A.I.V., Kosheleva I.A., Chotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. New data on the composition and age of gabbro and alkali granite kozlinogorsky complex (western slopes of South Ural)	74
Cholodov V.N. Definition of «sedimentary rock» and the thermodynamic environment in the lower part stratisphere.	86
Sheshenin S.V., Artamonova N.B., Frolova Yu.V., Ladygin V.M. Definition of the elastic properties and the pore pressure transfer tensor of rocks by using the averaging method	90
<i>Brief Communications</i>	
Nikitin D.S., Khutorskoy M.D. Application of the cluster analysis for studying structure of the sedimentary cover of northeast part of the Barentsevomorsky Shelf	98

УДК 552.3:550.93:552.16

В.Ю. Герасимов¹, В.К. Гаранин², А.Н. Письменный³, Н.Л. Энна⁴

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА⁵

Рассмотрены результаты локального изотопного датирования U–Th–Pb системы акцессорных цирконов из габброидов хасаутского гипабиссального комплекса. В Бечасынской зоне кристаллиникума Большого Кавказа в русле р. Хасаут (левый приток р. Малка) были исследованы дайки габброидов, которые ранее картировались как гипабиссальные интрузии в составе докембрийского метаморфического комплекса. Датировки цирконов магматической стадии из этих пород дают устойчивый кластер с U–Pb возрастом ~220 млн лет. Таким образом, протерозойский возраст этих габброидов не подтвердился, а цирконометрия явно указывает на возможное проявление триасового магматизма на Большом Кавказе. Последние данные цирконометрии протолита бечасынского комплекса показывают, что некоторая часть осадков была моложе 440 млн лет, а пик регионального метаморфизма фации зеленых сланцев в Бечасынской зоне с учетом термохронологических поправок, возможно, приходился на период 400–420 млн лет назад.

Ключевые слова: Кавказ, цирконометрия габброидов, стратиграфия, метаморфизм, термохронология.

The results of local U–Th–Pb isotope dating of zircons from the gabbros of the Khasaut intrusive complex are considered. In the Bechasyin zone of the crystalline basement of the Greater Caucasus in the Khasaut River valley (left tributary of the Malka River) the gabbros dike were studied. Originally this gabbroids mapped as a part of Precambrian metamorphic complex. The U–Th–Pb isotope dating of magmatic zircons from these gabbros demonstrates Triassic age ~220 Ma. Thus the Precambrian age of the gabbros was not confirmed and the isotope dating of magmatic zircons show the evidence of Triassic magmatic activities in the Greater Caucasus region. Besides the last data of the isotope dating of zircons from the Caucasus metamorphosed sediments demonstrate the age younger than 440 Ma. The thermochronology using multi isotope dating shows that the thermal peak of regional metamorphism was ~400–420 Ma age.

Key words: Caucasus, U–Pb zircon dating, gabbros, stratigraphy, metamorphism.

Введение. Выходы пород бечасынского метаморфического комплекса Большого Кавказа известны в южной части Карачаево-Черкесского антиклинория в бассейнах рек Кубань, Малка, Баксан и Чегем (рис. 1). Они выходят на поверхность в меридиональной полосе, простирающейся на юге от подножий Эльбруса (где Бечасынская зона отделена от зоны Передового хребта системой разломов) до р. Хасаут на севере (левый приток р. Малка). Большая часть Бечасынской зоны перекрыта морскими осадочными породами мезозойского возраста, которые слагают пологую моноклинал с падением пластов в северных румбах. Кристаллический фундамент обнажается в основном в эрозионных окнах и тектонических поднятиях. В каньоне р. Хасаут (рис. 2) бечасынский комплекс с размывом перекрыт палеозой-

скими (ордовик–силур) песчаниками урлешской свиты, в основании которой отмечены базальные конгломераты с кварцевой галькой. Выше по разрезу залегают карбонатно-терригенные отложения силура–нижнего девона, которые охарактеризованы фаунистически, встречаются граптолиты и конодонты [Потапенко, 1968].

Считается, что формирование бечасынского комплекса соответствует протерозойской стадии геосинклинального развития Кавказского сегмента земной коры, а накопление осадков урлешской свиты и силура — раннепалеозойской платформенной стадии [Потапенко, 1968]. Фрагментарная обнаженность бечасынского комплекса Большого Кавказа порождает много неопределенностей в интерпретации геологических данных и оставляет широкое поле для дальнейших структурно-

¹ Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* gegaigem2008@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, вед. науч. с., докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* vgaranin@mail.ru

³ ОАО «Кавказгеолсъемка», нач. геологической партии; *e-mail:* fgugp@geolog.kmv.ru

⁴ ОАО «Кавказгеолсъемка», гл. геолог, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* fgugp@geolog.kmv.ru

⁵ Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Кавказгеолсъемка», ГИН РАН, Минералогического музея РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова.

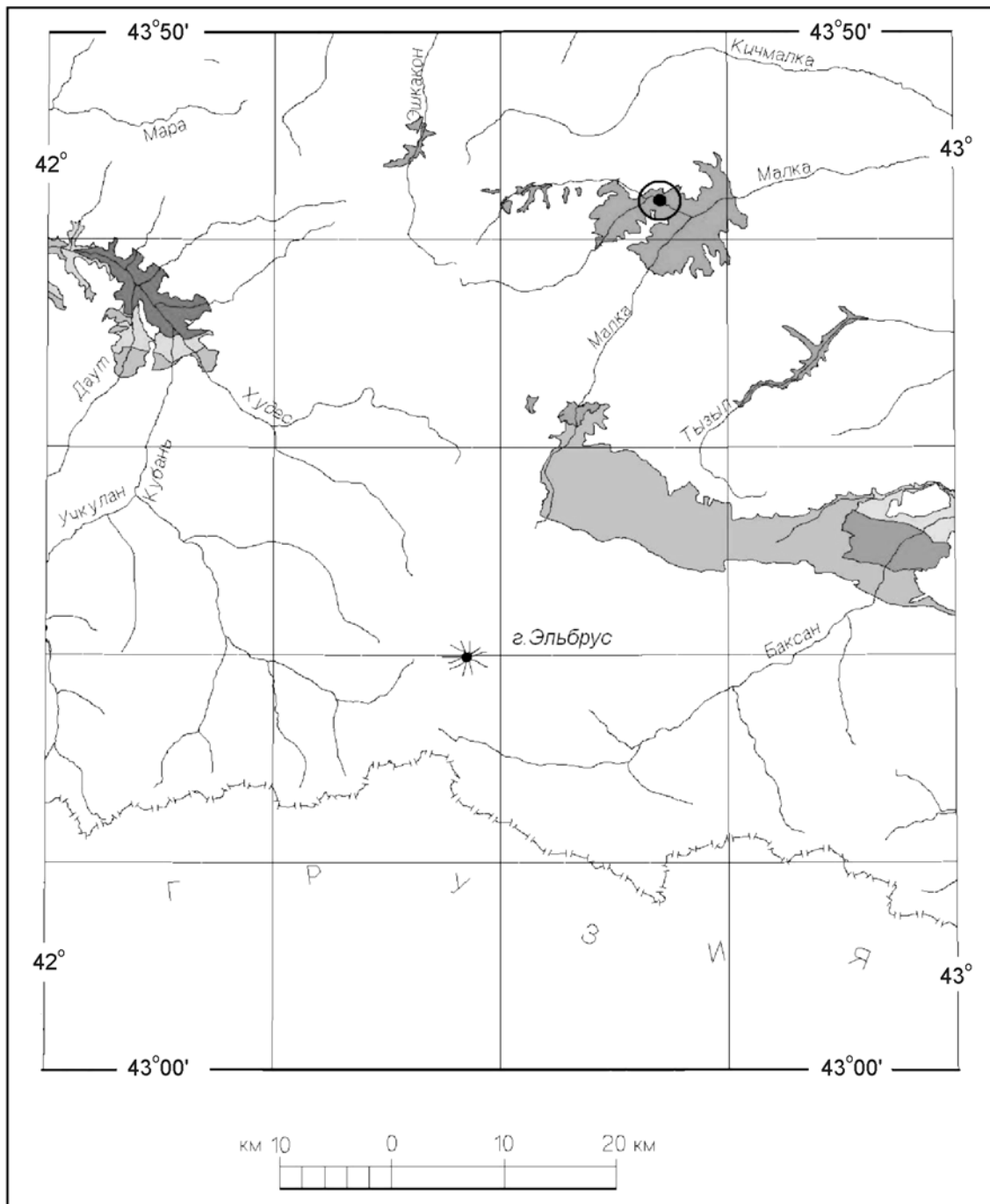


Рис. 1. Схема размещения выходов структур бечасынского метаморфического комплекса в пределах Карачаево-Черкесского антиклинория Северного Кавказа (пуансон указывает район отбора пробы № 539 в долине р. Хасаут)

петрологических исследований, геологических построений и корреляций. Так, последние данные цирконометрии детритовых цирконов из метаморфических пород Бечасынской зоны показывают, что возраст части протолита был палеозойским [Somín, 2011]. Очевидно, что более точные данные можно было бы получить при датировании цирконов магматической стадии из синметаморфических комплексов или ортопород с ясной геологической позицией. Такие комплексы гипабиссальных интрузий известны в долине р. Хасаут в разрезе малкинской свиты хасаутской серии [Потапенко, 1991]. Одна из таких интрузий (рис. 2) выбрана

нами для датирования возраста протолита бечасынского метаморфического комплекса.

Стратиграфия. Стратиграфически структурно единый бечасынский комплекс [Потапенко, 1982] подразделяется на две серии — чегемскую, преимущественно терригенно-осадочную, и вулканогенно-осадочную хасаутскую.

Чегемская серия распространена в южной части бечасынской зоны в полосе от р. Даут на западе (бассейн р. Кубань) до р. Чегем на востоке и разделена на шаукольскую и таллыкольскую свиты. Возраст чегемской серии традиционно трактуется как протерозойский. Она сложена слабометамор-

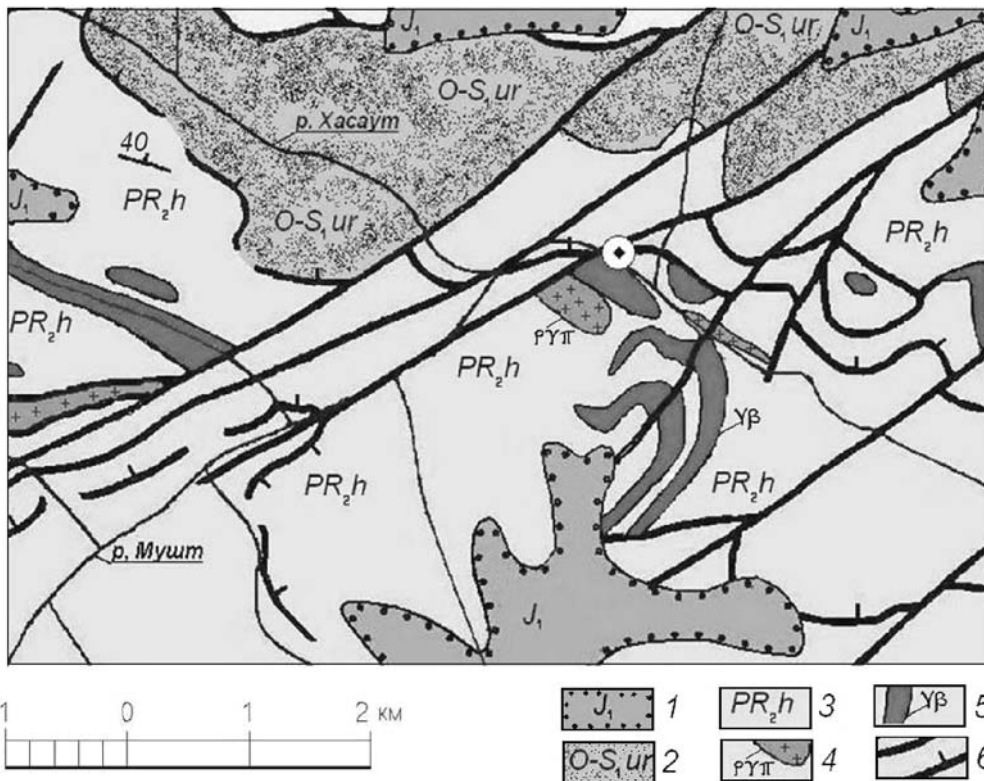


Рис. 2. Геологическая схема на участок долины р. Хасаут по данным геологического картирования [Письменный, 2005]. Точка отбора пробы № 539 из габбро-диабазов отмечена пуансоном: 1 — юрские отложения чехла, 2 — урлешская свита, 3 — хасаутская серия нерасчлененная, 4 — плагиогранит-порфиры (рпг), 5 — габброиды (γβ), 6 — разрывные нарушения

физованными породами зеленосланцевой фации метаморфизма — серицит-хлоритовыми сланцами с признаками альбитового порфиروبластеза, хлоритовыми сланцами и кварцитами. Общая мощность комплекса пород чегемской серии более 2000 м. Цирконометрия кварцитов из бассейна р. Чегем показывает, что возраст протолита чегемской серии моложе ордовика, поскольку отдельные зерна детритовых цирконов из таллыкольской свиты имеют возраст 441 млн лет [Somin, 2011]. При этом весь спектр U–Pb-датировок хорошо окатанных зерен циркона из кварцитов таллыкольской (кестантинской?) свиты (образец П-81, р. Чегем) демонстрирует возраст в диапазоне 441–1141 млн лет и характеризует только возраст разных источников сноса вещества, существовавших на период формирования осадочного комплекса. Большинство этих источников, вероятно, было представлено магматическими образованиями кислого состава, которые имели раннепалеозойский (кембрийский) возраст (~524 млн лет).

Хасаутская серия распространена к северу от чегемской серии. Граница между ними проводится по маркирующему горизонту кварцитов таллыкольской свиты. Считается, что отложения хасаутской серии моложе чегемской. Они наращивают разрез бечасынского комплекса и на севере перекрываются практически неметаморфизованными осадочными образованиями урлешской свиты силурийского возраста. Послекембрийский возраст урлешской свиты наряду с палеонтологическими данными косвенно подтверждается и последними результатами цирконометрии [Somin, 2011]. Одиночные зерна окатанных кристаллов циркона из

урлешских алевролитов (образец Ур-1, р. Хасаут) демонстрируют возраст 507 млн лет. Весь спектр по 10 зернам дает размытый конкордантный кластер с усредненным возрастом 528 млн лет. Очевидно, что это только возраст источника сноса вещества в период накопления осадка. Время образования самого осадочного комплекса может быть значительно моложе (ордовик–силур–девон?). Урлешская свита сложена аркозовыми альбит-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями красноцветных алевролитов [Потапенко, 2004], которые, вероятно, сформировались при размыве гранитоидов кембрийского возраста.

Общая мощность вулканогенно-осадочного комплекса пород хасаутской серии, метаморфизованного в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев, превышает 2600 м. Южная часть комплекса подверглась воздействию контактового метаморфизма в температурном поле позднепалеозойских гранитов (U–Pb-возраст малкинских гранитов составляет ~316 млн лет). В этой части разреза преобладают биотит-кварцевые и биотит-альбит-кварцевые сланцы муштинской свиты общей мощностью до 570 м [Потапенко, 2004]. Выше по разрезу залегает первично вулканогенно-осадочный комплекс пород малкинской свиты [Красивская, 1961] с субвулканическими телами плагиогранит-порфиров и диабазов [Потапенко, 2004]. В нижней части малкинской свиты преобладают аповулканогенные амфиболовые, хлоритовые, реже двуслюдяные сланцы. Далее следуют туффиты с метаконгломератами, алевролитами, филлитами и редкими прослоями известняков. Мощность малкинской свиты достигает 1100 м.

Завершает разрез хасаутской серии толща ритмично-слоистых метатупфитов шиджатмазской свиты мощностью до 1000 м [Потапенко, 2004].

Существуют и другие более дробные схемы стратиграфического деления бечасынского комплекса [Снежко, 2005, Письменный, 2005]. По мнению ряда исследователей, контакты между стратиграфическими подразделениями изначально могли быть тектоническими, вместе они формируют систему смятых покровов [Баранов, Кропачев, 1976; Баранов, 1987]. Возрастные соотношения серий до конца не определены. Традиционно считается, что чем выше степень метаморфизма, тем древнее толща, т.е. чегемскую серию следует считать более древней [Кизевальтер, 1960], однако существуют и противоположные представления [Потапенко, 1982]. В связи с этим особую актуальность приобретают изотопно-геохронологические исследования геологических объектов с ясной структурно-геологической позицией и простой интерпретацией изотопных датировок. Как отмечалось ранее, для этих целей может быть эффективно использована цирконометрия магматических тел с реперным положением в конкретном геологическом разрезе.

Интрузивный комплекс Бечасынской зоны представлен тремя возрастными группами — докембрийскими, герцинскими и альпийскими. К первой группе относятся гипабиссальные тела плагиогранит-порфиров, габбро-диабазов и диабазовых порфиров, развитых в северной полосе выходов бечасынского метаморфического комплекса в долине р. Хасаут. Считается, что с их внедрением завершилось формирование вулканитов малкинской свиты, которые подверглись размыву с образованием линз внутриформационных конгломератов. Позднее весь комплекс пород подвергся региональному низкотермальному метаморфизму фации зеленых сланцев [Потапенко, 2004; Шенгелиа и др., 1991]. Забегая вперед, заметим, что такая реперная позиция интрузивов делает их особенно привлекательными для изотопно-геохронологических исследований и датирования всего комплекса вмещающих пород. Очевидно, что цирконометрия магматических тел в этом случае позволяет определить время кристаллизации расплавов на момент их внедрения в осадочный комплекс и, таким образом, фиксирует некоторый верхний предел по времени формирования протолита бечасынского метаморфического комплекса.

В группу раннегерцинских интрузивов входят массивы гипербазитов. Они образуют линзовидные тела или отдельные тектонические блоки, ограниченные зонами разломов. Горячие контакты не отмечены. Часть гипербазитов, вероятно, синхронна образованию палеозойского офиолитового комплекса Передового хребта [Шенгелиа и др., 1991].

Малкинские граниты с горячими рвущими контактами образуют позднегерцинскую группу интрузий, которые прорвали метаморфиты хасаутской серии и сформировали зональные контактовые термальные ореолы. Их внедрение синхронно с образованием постметаморфических гранитоидов зоны Главного хребта Большого Кавказа (290–320 Ма).

В период активизации альпийского магматизма в Бечасынской зоне внедрялись дайки и силлы мезозойских магматитов, связанных с проявлением нижнеюрского андезито-дацитового и андезито-базальтового вулканизма [Шенгелиа и др., 1991].

Характеристика пробы для U–Pb-датирования. Из всего комплекса интрузивных пород Бечасынской зоны для U–Pb-датирования протолита (с использованием технологии SHRIMP) наибольший интерес представляет хасаутский комплекс гипабиссальных интрузий. По предварительным геологическим данным их внедрение синхронно накоплению осадков малкинской свиты, поэтому датирование цирконов магматической стадии из этих пород позволит определить возраст формирования протолита хасаутской серии. Для проверки этой гипотезы в рамках проекта «ГИС-Атлас Кавказа» из одной такой интрузии отобрана проба № 539 и направлена для исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Проба № 539 отобрана непосредственно в русле р. Хасаут ниже впадения правого притока р. Мушт из коренных выходов габбро-диабазов. Тело габброидов в виде дайки имеет секущий тектонизированный контакт с вмещающими туфоалевролитами малкинской свиты (координаты точки отбора 43°41'57" с.ш., 42°40'05" в.д.) (рис. 2). В этой зоне сосредоточено множество небольших тел (даек, силлов) плагиогранит-порфиров и габбро-диабазов хасаутского комплекса, которые прорывают метавулканиты малкинской свиты. Сама зона находится на пересечении Хасаутского и Каратюбинского региональных разломов. Хасаутский разлом имеет субширотное простирание и трассирует направление долины р. Хасут. Каратюбинский разлом ориентирован вдоль долины р. Мушт с юго-запада на северо-восток и имеет признаки альпийской активизации. Результаты геологического картирования показывают, что часть гипабиссальных интрузий, вероятно, пространственно связана с этой зоной долгоживущих разломов.

Химический анализ пробы № 539 на основные петрогенные компоненты представлен в табл. 1. Формально, по соотношению щелочей и кремнезема, состав породы соответствует монцогаббродиориту [Middelmost, 1985]. Порода сильно изменена, первоначальный магматический парагенезис практически не сохранился, едва просматриваются остатки диабазовой структуры с лейстами плагиоклаза до 0,5 см. Плагиоклаз почти полностью

замещен агрегатом сосюрита. Клинопироксен замещен актинолитом, хлоритом и карбонатом. В интерстициях образованы эпидот, хлорит, карбонат, пумпеллит. Местами отмечены скопления лейкоксена. В таком виде породу легко можно принять за продукт регионального метаморфизма в условиях начальной стадии фации зеленых сланцев (пумпеллит-актинолитовая ступень). Однако это типичный продукт эпигенетических преобразований габброидов. Соотношение минералов в эпигенетическом парагенезисе примерно следующее: сосюритовая апоплагиоклазовая матрица составляет (%) ~40–50, актинолит 30, хлорит 15, эпидот 15, лейкоксен <5.

Таблица 1

Химический состав пробы № 539 по результатам силикатного анализа

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO
51,00	19,90	1,22	5,03	3,37	0,13	0,12
CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	F	Сумма	
4,39	4,89	2,11	3,14	0,03	99,888	

Эпитермальное воздействие практически не влияет на аксессуарные цирконы габброидов. Судя по экспериментальным данным [Lee et al., 1997], изотопные системы цирконов остаются закрытыми даже в условиях высоких значений температуры гранулитовой фации метаморфизма. Это означает, что цирконы магматической стадии из представленных измененных габброидов вполне можно использовать для датирования возраста интрузивного магматизма.

Методика исследований. Изотопно-геохронологические исследования вещества, включая обработку проб, извлечение монофракций минералов и изотопное датирование, проводили в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерение изотопного состава цирконов выполняли на ионном микрозонде «SHRIMP-II» (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II) по стандартной методике [Williams, 1998] с использованием эталонов «91500» и «Темога» [Black et al., 2003]. Измерения на ионном зонде выполнены при величине тока первичных ионов 4 нА (аналитик И.П. Падерин), в каждой точке зондирования набор интенсивности массовых спектров анализировался до 5 раз в диапазоне масс от 196 (Zr₂O) до 254 (UO). Для обработки измерений использована компьютерная программа SQUID [Ludwig, 2000]. Расчет параметров конкордантности значений полученного возраста проводился исходя из величины погрешности 2σ. Результирующие графики с конкордией (рис. 3) построены с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Для исследования отобрана фракция кристаллов циркона размером 100–200 мкм, локальность U–Th–Pb изотопного датирования составляла при

этом ~25–30 мкм. Таким образом, пространственное разрешение ионного зонда позволяло уверенно датировать отдельные зоны роста кристаллов, их центры и края. Однако следует иметь в виду, что такие крупные кристаллы циркона довольно часто содержат древние реликтовые ядра, которые «кочуют» из россыпи в россыпь, из процесса в процесс. Они несут информацию о древних источниках сноса и часто служат причиной увеличения дискордантности датировок (особенно в традиционной цирконометрии).

Первичный отбор зерен для анализа проводили под микроскопом. Непосредственно для датирования пробы № 539 отобрано 50 зерен разной морфологии (произвольная выборка). Часть из них имела неправильную форму, скругленные грани, другие зерна были четко огранены (рис. 4, Б1–Б4). Отобранные зерна монтировали в шашку вместе с эталонами и сошлифовывали примерно на 1/2 толщины. Полученные таким образом срезы полировали и после напыления исследовали на электронном сканирующем микроскопе с катодоллюминесцентной приставкой при ускоряющем напряжении 15 кВ.

Исследование изображений цирконов в катодоллюминесценции и в отраженных электронах — неотъемлемая часть подготовительных работ при датировании на SHRIMP (рис. 4, А1–А4), это позволяет определить внутренне строение кристаллов, степень их неоднородности, зональность, разделить кристаллы на группы и наметить точки локального датирования на ионном зонде. Состав каждой зоны отражает определенный этап минералообразования и физико-химической эволюции системы. Такой подход выгодно отличает исследования на SHRIMP от традиционных нелокальных методов датирования (несмотря на относительно более низкую точность измерений). Уже на начальной стадии исследований в произвольной выборке цирконов присутствует практически весь генетический спектр кристаллов изучаемой пробы. Высокая локальность анализа дает возможность датировать отдельные зоны кристаллов, центр и края, что позволяет избежать грубых ошибок при генетической интерпретации результатов цирконометрии (ложные дискордии, древние ядра и др.). К сожалению, на практике число точек зондирования ограничено. Тем не менее основные закономерности в неоднородности кристаллов циркона, вариации их изотопного состава обычно удается определить. Из 50 зерен циркона из пробы № 539 на ионном зонде SHRIMP-II исследовано 9 кристаллов. Получены датировки по 10 точкам, результаты измерений приведены в табл. 2.

Результаты датирования, морфология и внутреннее строение цирконов. Все полученные U–Pb-датировки в пределах ошибки измерения лежат на конкордии (рис. 3). Они образуют спектр возраста от 212 до 1847 млн лет. Если исключить возмож-

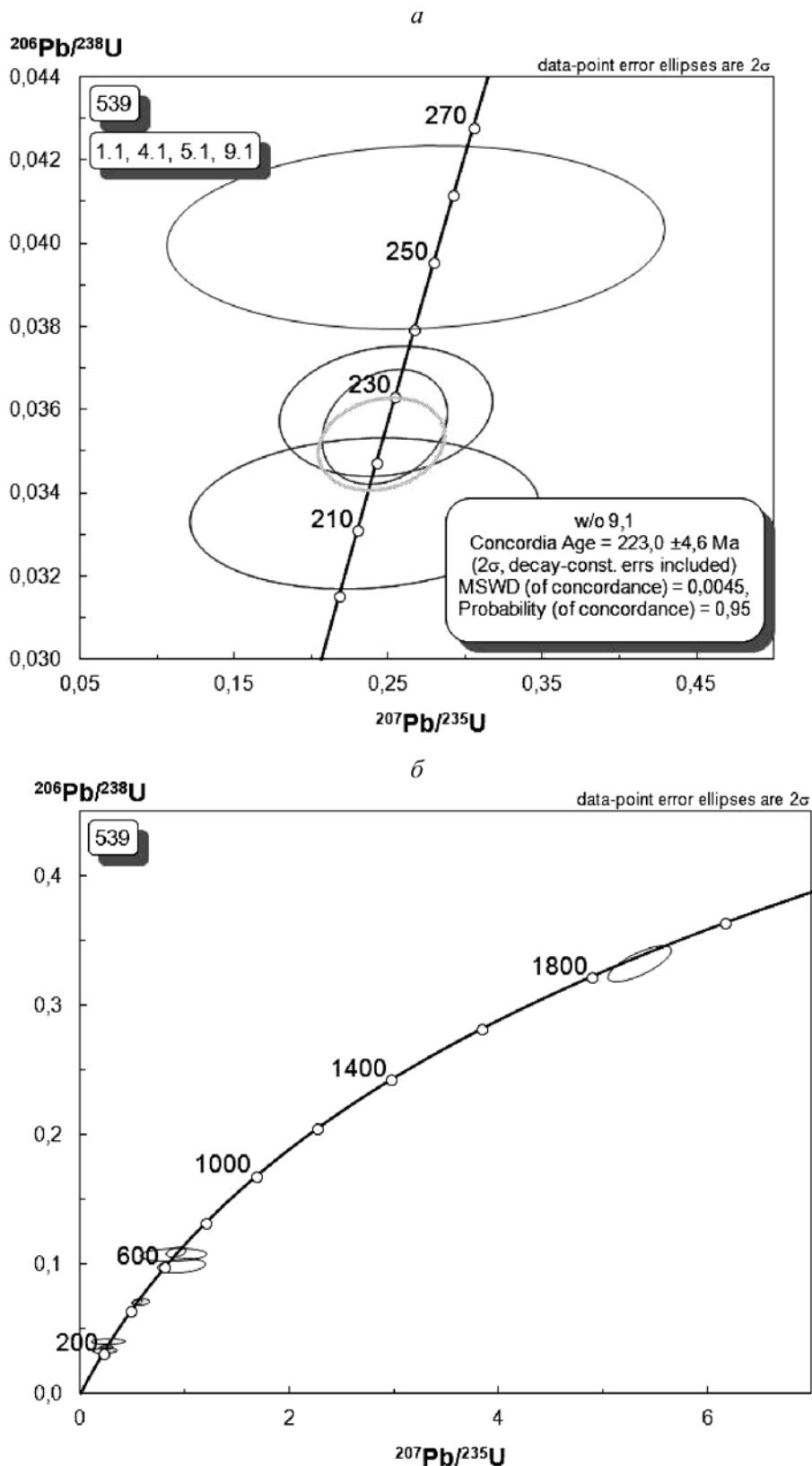


Рис. 3. Результаты датирования цирконов из пробы № 539 нанесены на конкордию с табулированными значениями возраста, млн лет (Ma): *a* — «молодой» возраст (точки съемки 1.1, 4.1, 5.1, 9.1) получен для кристаллов магматической стадии, они фиксируют момент кристаллизации интрузии габброидов (223 Ma) из расчета возраста кластера исключена точка 9.1 (слишком большая ошибка измерения); *b* — остальные точки образуют возрастную спектр 440–1850 Ma, который характеризует возраст различных источников вещества в зоне генерации расплава и частично захваченных боковых пород

Таблица 2

Результаты U–Th–Pb изотопных исследований цирконов из габброидов в долине р. Хасаут
(Бечасынская зона Кавказа, проба № 539)

Номер зерна и точки	%	Содержание, г/г (ppm)			Возраст, млн лет (Ma)						%	Изотопные отношения, %						R
		²⁰⁶ Pb _c	U	Th	²⁰⁶ Pb*	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$					
1.1	0,66	307	188	9,55	0,63	227,7	±4	202	±260	-11	0,0501	±11	0,249	±11	0,03596	±1,8	0,156	
2.1	0,42	288	203	27,2	0,73	670,3	±9,3	621	±84	-7	0,0605	±3,9	0,914	±4,2	0,1096	±1,5	0,351	
2.2	—	47	83	3,92	1,85	607	±14	956	±190	58	0,071	±9,4	0,965	±9,7	0,0987	±2,4	0,253	
3.1	0,41	595	188	36,3	0,33	440,9	±5,8	443	±72	1	0,0558	±3,3	0,544	±3,5	0,0708	±1,4	0,388	
4.1	1,49	218	95	6,37	0,45	212,4	±4,6	232	±450	9	0,0508	±20	0,235	±20	0,0335	±2,2	0,112	
5.1	0,50	403	190	12,4	0,49	225,4	±3,5	217	±150	-4	0,0505	±6,5	0,248	±6,7	0,03559	±1,6	0,238	
6.1	0,38	312	223	19,1	0,74	442,5	±6,4	561	±130	27	0,0588	±5,9	0,576	±6,1	0,071	±1,5	0,246	
7.1	1,37	142	176	13,2	1,28	656	±12	616	±310	-6	0,0604	±14	0,89	±15	0,1072	±1,9	0,131	
8.1	0,03	735	83	210	0,12	1847	±28	1911	±28	3	0,117	±1,5	5,35	±2,3	0,3318	±1,7	0,748	
9.1	1,46	246	127	8,62	0,53	253,7	±5,6	121	±580	-52	0,048	±25	0,268	±25	0,04014	±2,2	0,091	

Примечания. Ошибки единичных измерений приведены исходя из величины стандартного отклонения 1σ. Pb_c и Pb* — обычный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки на стандарте для данной серии измерений составила 0,60%. Поправка на обычный свинец рассчитана с учетом измерений изотопа ²⁰⁴Pb; D — дискордантность, %: D=[возраст(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/возраст(²⁰⁶Pb/²³⁸U) - 1]·100; R — коэффициент корреляции погрешностей.

ность лабораторного загрязнения пробы, то такая картина для магматических пород складывается в двух случаях: либо при захвате магмой древних ксеногенных цирконов из ассимилированных боковых пород, либо когда зона генерации расплава в земной коре могла быть источником таких древних цирконов. В обоих случаях изотопные системы ксеногенных цирконов не успели переуравновеситься из-за кратковременности температурного воздействия на магматической стадии процесса. Такие случаи захвата древних цирконов магматическими расплавами хорошо известны. Если спектр возраста циркона в исследовании представлен достаточно полно, то очевидно, что самые молодые датировки должны отражать время кристаллизации расплава. В идеальном случае такие датировки должны образовывать конкордантный возрастной кластер, а сами кристаллы циркона этой группы должны иметь сходные характеристики по морфологии, составу и физико-химическим свойствам.

Формально весь спектр исследованных цирконов из пробы № 539 можно разделить на 4 группы. Наибольший интерес для датирования интрузива представляет *первая группа* — новообразованные кристаллы циркона магматической стадии (точки съемки 1.1, 4.1, 5.1, 9.1). Это прозрачные кристаллы призматической формы с хорошей огранкой и коэффициентом удлинения 1:3÷1:4, с четким гранями и ребрами (рис. 4, Б). Они часто имеют пирамидальные вершины на одном конце призмы и «корни друзового роста» на другом, что указывает на их первоначальный рост в расплаве в виде агломерированных сростков из одного центра. Доля таких свежих зерен циркона в выборке составляет

40–50%. Их датировки образуют устойчивый кластер с возрастом ~220 млн лет (рис. 3, б). Содержание U в них колеблется в пределах 200–400 г/т, Th 100–200 г/т, торий-урановое отношение составляет 0,4–0,6. В катодолуминесценции видно (рис. 4, А), что кристаллы имеют тонкую ритмическую зональность и не содержат унаследованных обломочных ядер. Регенерационные каймы также отсутствуют или они очень тонкие.

Вторая группа зерен имеет возраст ~440 млн лет (точки съемки 3.1, 6.1). Это асимметричные обломки кристаллов со следами кристаллизационной регенерации, огранка сглажена, зональность размытая, асимметричная, с обломками древних ядер внутри (рис. 4, А2–Б3). Содержание урана 300–600, тория ~200 г/т, торий-урановое отношение 0,3–0,7.

Третья группа цирконов имеет докембрийский возраст ~650 млн лет (точки съемки 2.1, 2.2, 7.1) (рис. 4, А1–Б1, А3–Б3). Она представлена трещиноватыми округлыми зернами со стертymi и растворенными гранями. В катодолуминесценции эти зерна демонстрируют четкую химическую зональность — центр, богатый ураном (~290 г/т), с возрастом 670 Ма; край, обедненный ураном (50 г/т), с возрастом 610 Ма. Торий-урановое отношение возрастает от 0,75 до 1,85.

Четвертая группа представлена единичным зерном с возрастом ~1,85 Га (точка съемки 8.1) и с очень большой ошибкой измерения (28 Ма). Это самое древнее зерно в исследованной выборке, оно характеризуется высоким содержанием урана (735 г/т) и пониженным торий-урановым отношением (0,12). Форма зерна скругленная,

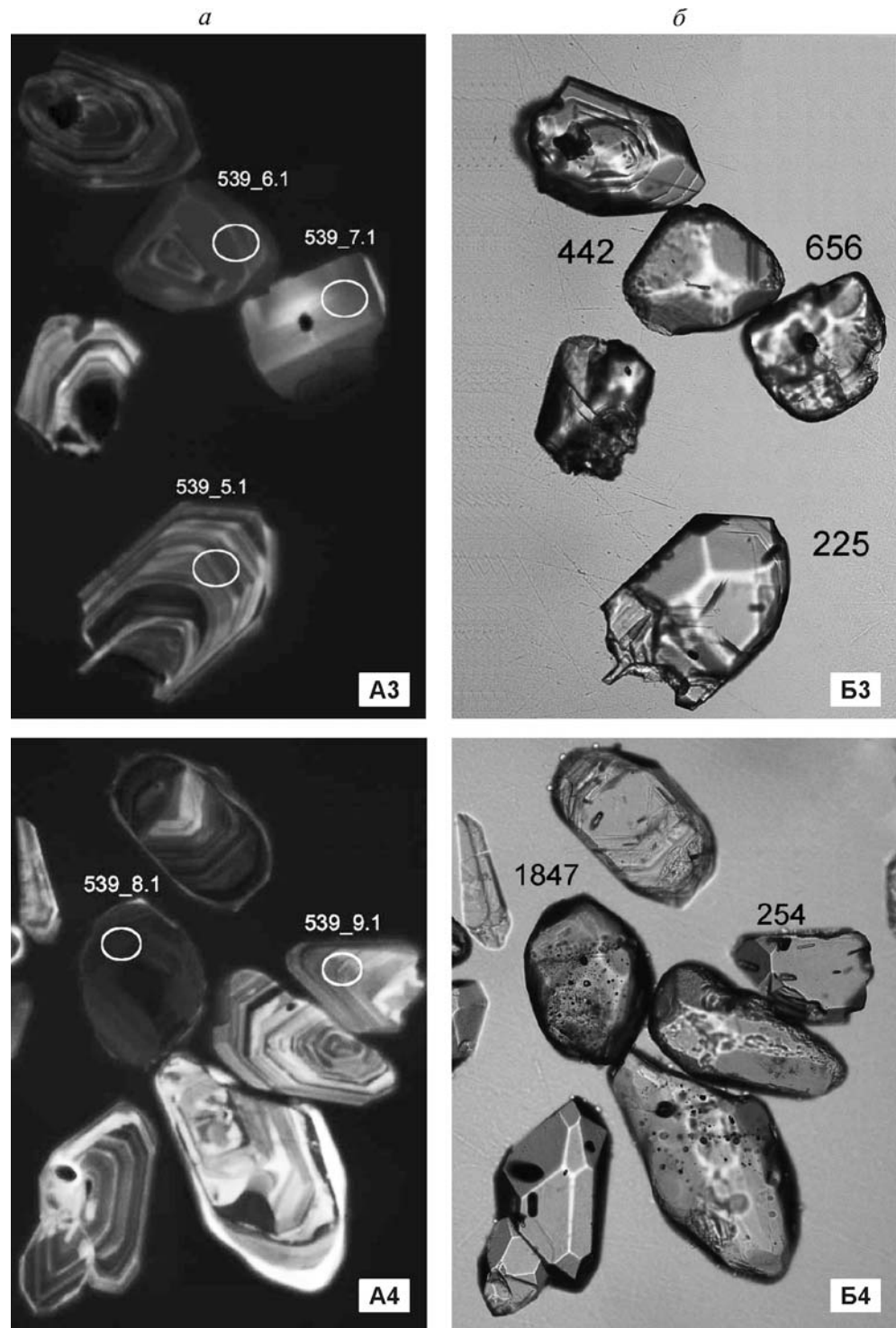


Рис. 4. Изображение кристаллов циркона из пробы № 539 (фракция 100–200 мкм) в катодолуминесценции (а) и в проходящем свете (б). Кадры имеют построчное соответствие. Участки зондирования и номера точек показаны на срезах зерен в катодолуминесценции (колонка а). U–Pb-датировки (Ma) для тех же зерен построчно приведены в колонке б. Молодые кристаллы магматической стадии имеют хорошую огранку и тонкую осциллирующую зональность, древние ядра в них обычно отсутствуют

поверхность шероховатая. Зональность кристалла концентрическая, размытая, центр обогащен ураном (рис. 4, А4–Б4).

Из приведенных выше данных видно, что только самая молодая группа датировок отражает этап магматической кристаллизации при внедрении габброидов в метаморфический субстрат. Эта группа (точки 1.1, 4.1, 5.1) образует на конкордии (рис. 3, б) кластер с возрастом $223 \pm 4,6$ млн лет и относительно высокой конкордантностью (вероятность 0,95; СКВО=0,0045). Точка 9.1 исключена нами из расчетов возраста из-за слишком большой

ошибки измерения. Остальные кристаллы циркона с более древними датировками к рассматриваемому магматическому процессу прямого отношения не имеют, они могут лишь косвенно характеризовать возраст источника генерации расплава габбро или являются результатом общей контаминации расплава в процессе интродуирования и миграции.

Полученный мезозойский (по предварительным данным триасовый) возраст магматизма в Бечасынской зоне не согласуется с существующими геологическими представлениями и может в корне изменить взгляды на происхождение хасаутского

гипабиссального интрузивного комплекса. Конечно, это только единичное измерение в пределах одного интрузивного тела, но поскольку выбор интрузии был случайным, то велика вероятность того, что таких тел может оказаться гораздо больше. Проверить это довольно сложно, ставить специальную задачу по датированию хасаутского гипабиссального интрузивного комплекса сегодня вряд ли возможно. Вероятно, следует ограничиться более детальными геологическими наблюдениями, а также провести сравнительный петрологический анализ гальки из внутриформационных конгломератов малкинской свиты и их возможных интрузивных аналогов из коренных пород в долине р. Хасаут и за ее пределами. Такой анализ позволит определить наиболее вероятный магматический источник сноса вещества и наметить направление дальнейших исследований.

Возраст метаморфизма и изотопные датировки.

В результате изотопных исследований возраст хасаутской серии не был определен, протерозойский возраст габброидов не подтвердился, а цирконометрия явно указывает на проявление триасового магматизма на Большом Кавказе. В то же время последние данные цирконометрии детритовых цирконов протолита бечасынского комплекса показывают, что возраст этой структуры не протерозойский, а раннепалеозойский [Somín, 2011], причем некоторая часть осадочных образований даже моложе ордовика (440 Ma). Однако вопрос о возрасте метаморфизма бечасынского комплекса при этом остается открытым.

Проблема изотопного датирования пород метаморфического комплекса состоит из двух частей, это проблема определения возраста протолита (возраст накопления исходных осадочных толщ до метаморфизма) и проблема датирования возраста метаморфизма (возраст термального события). В самом общем виде проблема решается путем мультиизотопного датирования с использованием изотопных сенсоров (минералов) с разными значениями температуры закрытия изотопных систем. Температура закрытия (T_c) геохронологической системы (или температура включения геохронометра) в условиях медленного охлаждения, согласно [Dodson, 1973], может быть определена, как температура в тот момент времени, которому соответствует ее измеренный с помощью радиоизотопных методов «кажущийся» возраст.

С точки зрения кинетики и термодинамики процесса изотопные геохронометры включаются, когда химический потенциал продуктов распада радиоактивных элементов не успевает выравняться в среде, и дочерние атомы начинают в заметном количестве накапливаться в структуре минералов. Этот процесс контролируется скоростью объемной диффузии компонентов в кристаллической структуре минералов. Скорость диффузии резко уменьшается с падением темпе-

ратуры, что в определенный момент приводит к запуску изотопных «часов». Расчеты показывают, что в зависимости от скорости охлаждения разница во времени между термальным событием (пиком метаморфизма, магматизма) и моментом включения радиоизотопных «часов» может составить несколько миллионов и даже сотен миллионов лет в случае K–Ar-системы слюд. В то же время U–Pb изотопная система цирконов может оставаться законсервированной даже в условиях высокой температуры гранулитовой фации метаморфизма, и древние детритовые ядра часто вносят путаницу в датировку термальных событий. Этим объясняется разница в показаниях разных геохронометров. В условиях общей регрессивной температурной эволюции метаморфической системы изотопные системы в разных минералах закрываются при разных значениях температуры (в разных температурно-временных окнах). Это обстоятельство лежит в основе термохронологического подхода в геохронологии, который позволяет изучать температурную эволюцию системы во времени. Термохронологический подход к анализу температурной эволюции разнообразных геологических объектов хорошо зарекомендовал себя на практике [Berger, York, 1981; Герасимов, Савко, 1995; Gerasimov et al., 1997; Герасимов и др., 1998; Philippot et al., 2001., Герасимов и др., 2004] и помогает избежать многих трудностей при интерпретации геохронологических данных.

Многочисленные K–Ar-датировки бечасынского метаморфического комплекса показывают время (возраст) на момент охлаждения метаморфических сланцев и гнейсов до температуры закрытия изотопных систем в минералах-сенсорах. Для серицита и мусковита эта температура при медленном охлаждении составляет 250–300 °C. Она рассчитывается по теории М.Х. Додсона с использованием экспериментальных данных о диффузии Ar в кристаллических структурах минералов. Для чегемской серии накоплено множество радиоизотопных данных, K–Ar-датировки представлены спектром определения возраста 350–370 млн лет [Шенгелия и др., 1991]. Отдельные датировки мусковита составляют 385 млн лет [Потапенко, 1968]. Для хасаутской серии характерен аналогичный спектр значений возраста, за исключением области контактового метаморфизма позднепалеозойских малкинских гранитов, где K–Ar-датировки омоложены и составляют 280–310 млн лет. Температурный пик регионального метаморфизма фации зеленых сланцев в Бечасынской зоне Кавказа по петрологическим оценкам не превышал 400–420 °C [Шенгелия и др., 1991].

Поскольку, как отмечено ранее, одно из детритовых зерен циркона из таллыкольской свиты имеет возраст 441 млн лет [Somín, 2011], то можно приблизительно оценить длительность цикла метаморфизма. Весь спектр данных мультиизотопного

датирования показывает, что геологический цикл, который включает период накопления осадков, их погружение, региональный метаморфизм с температурным пиком ~ 400 °С и его ретроградную стадию с охлаждением до 300 °С, охватывает период от ордовика до карбона (440–350 Ма). При этом температурный интервал от пика зеленосланцевого метаморфизма до момента закрытия К–Аг изотопной системы калиевых слюд составляет ~ 100 °С. Термохронологические расчеты показывают, что скорость охлаждения на ретроградной стадии регионального метаморфизма обычно составляет несколько градусов за миллион лет. Так, для андалузитовых сланцев г. Чегет в зоне Главного хребта Большого Кавказа средняя скорость охлаждения метаморфической системы составила величину ~ 2 °С/Ма [Герасимов и др., 2004]. Если воспользоваться этим приближением, то время на остывание К–Аг изотопной системы слюд от температуры пика метаморфизма в Бечасынской зоне до момента включения изотопных «часов» составит $\sim (100 \text{ °С} / 2 \text{ °С/Ма}) = 50$ Ма (линейная аппроксимация).

Поскольку большинство К–Аг-датировок лежит в интервале 350–370 млн лет, то геологический возраст пика метаморфизма окажется в среднем на 50 млн лет древнее, т.е. составит 400–420 млн лет. Отметим, что эта оценка возраста метаморфизма близка к возрасту синметаморфических гранитоидов кристалликума Большого Кавказа, для которых по данным цирконометрии получены датировки в интервале 420–460 млн лет [Герасимов и др., 2010]. Кроме того, позднесилурийский возраст метаморфизма (420 Ма) получен с помощью термохронологических реконструкций для андалузитовых сланцев в зоне Главного хребта [Герасимов и др., 2004]. В этом случае возраст пика метаморфизма становится синфазным с началом формирования вулканогенно-осадочного комплекса Передового хребта. Последнее обстоятельство может свидетельствовать о наличии единого источника генерации тепла в среднем палеозое при формировании кристаллического основания Большого Кавказа. Тогда низкотемпературный метаморфизм фации зеленых сланцев должен был наложиться на весь комплекс пород (протолит) Бечасынской зоны, в том числе и на силурийские (ордовикские?) песчаники урлешской свиты.

Этот вопрос требует дополнительного объяснения. Ранее считалось, что хасаутская серия сначала была метаморфизована в протерозое, затем последовал перерыв в осадконакоплении, размыв, накопление осадков урлешской свиты и повторный низкотемпературный метаморфизм [Потапенко, 2004]. Теперь же из схемы геологического развития региона древний протерозойский метаморфизм следует исключить, так как это термальное событие не находит никаких подтверждений. В то же время разница в степени метаморфизма урлешской

свиты и верхов хасаутской серии практически отсутствует. Действительно, аркозовые альбит-кварцевые песчаники и алевролиты урлешской свиты относятся к слабометаморфизованным породам серицит-хлоритовой субфации, в их цементе появились новообразованный серицит и хлорит [Шенгелиа и др., 1991]. Этой же субфации соответствует степень метаморфизма верхней части хасаутской серии.

В малкинском разрезе песчаники и алевролиты урлешской свиты с размывом и угловым несогласием залегают на флишоидной формации ритмично-слоистых туффитов шиджатмазской свиты [Потапенко, 2004]. Степень метаморфизма флишоидной формации определяется наличием прослоев хлорит-серицитовых и кварц-альбит-эпидотовых сланцев, а это значит, что они также метаморфизованы в условиях серецит-хлоритовой субфации. И здесь, скорее, разница только в различном литологическом составе пород, в разной компетенции песчаников и туффитов, дисперсности и проницаемости, а по данным картирования часть контактов между свитами тектонизирована. Все это, возможно, усиливало представление о контрастности и фациальной неоднородности указанных толщ и приводило к ложным представлениям о древнем докембрийском метаморфизме. Кроме того, в позднем карбоне структура бечасынского комплекса была запечатана постметаморфическими малкинскими гранитами, которые сформировали в экзоконтакте обширные зональные термальные ореолы с преобразованием пород зеленосланцевого комплекса вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма [Шенгелиа и др., 1991]. Очевидно, это термальное событие может вносить дополнительную путаницу как при датировании, так и при картировании участков контактового метаморфизма в пределах бечасынского комплекса, особенно в тех случаях, когда зона непосредственного контакта с гранитами перекрыта мезозойским чехлом или еще не вскрыта и находится на глубине (в случае пологого контакта). Отличить продукты контактового и регионального метаморфизма при относительной близости термодинамических параметров процесса становится довольно сложно. Но, несмотря на все эти трудности, достаточно очевидно, что слабометаморфизованные песчаники урлешской свиты (добиотитовая субфация) необходимо включить в состав бечасынского комплекса, что фактически уже сделали ранее грузинские геологи [Шенгелиа и др., 1991]. А региональный метаморфизм комплекса следует считать одноактным термальным событием в палеозое, на рубеже силура и девона.

Заключение. Древний кристаллический фундамент Кавказа ранее считался докембрийским образованием. Так, метаморфические породы Главного Кавказского хребта первоначально были отнесены к архею [Герасимов, 1929]. Предполагалось, что и интрузии хасаутского комплекса

имеют докембрийский возраст, теперь очевидно, что часть интрузий может быть значительно моложе и, как в рассматриваемом нами случае, иметь мезозойский возраст. На данном этапе исследований можно говорить только об одной гипабиссальной интрузии габбро-диабазов с возрастом 223 млн лет, тем не менее этот факт может привести к пересмотру региональных стратиграфических схем и существенной коррекции тектономагматических событий на Северном Кавказе.

В частности, в зоне Хасаутского разлома магматическая активность в триасе может быть прямо связана с проявлением более позднего юрского магматизма в Бечасынской зоне Кавказа. Так, на продолжении линияментов Хасаутского разлома, который прослеживается под чехлом в западном направлении, сосредоточены небольшие интрузии диоритов и гранодиоритов маринского комплекса. Раннеюрский возраст этих интрузий не вызывает сомнений, поскольку они прорывают отложения плинсбаха и перекрыты песчаниками и известняками аалена [Потапенко, 2004]. Отдельные, валовые К–Аг-датировки дацитов и долеритов маринского комплекса демонстрируют возраст 205 и 187 млн лет соответственно [Борсук, 1979]. В этом случае временной разрыв между проявлениями триасового и юрского магматизма в Бечасынской зоне Кавказа составит всего ~20–30 млн лет, что, вероятно, позволит рассматривать эти два события в рамках единого раннемезозойского тектономагматического цикла. Кроме того, это обстоятельство может указывать на то, что в долине р. Хасаут может оказаться значительно больше интрузий мезозойского возраста, а докембрийский магматизм отсутствует вообще.

Что касается качества самой датировки мезозойского магматизма в Бечасынской зоне, еще раз отметим, что для датирования времени кристаллизации интрузии из всего спектра цирконов могут быть использованы только самые молодые кристаллы, относящиеся к магматической стадии процесса. Это хорошо сформированные кристаллы циркона первой группы с возрастом ~220 млн лет, что формально соответствует позднему триасу. Известно, что изотопная система циркона достаточно консервативна, поэтому с точки зрения

термохронологии существенных поправок на время остывания интрузии и диффузионные потери свинца в данной ситуации трудно ожидать. Гипабиссальные интрузии габброидов внедрялись в относительно холодные породы палеозойского фундамента, что приводило к их быстрой кристаллизации и охлаждению. Температура закрытия U–Pb-системы циркона в этом случае достаточно высока и составляет >900 °C [Lee et al., 1997], поэтому диффузионными потерями свинца на постмагматическом этапе можно пренебречь, и возраст магматических цирконов практически совпадет с возрастом внедрения интрузии.

Полученные термохронологические оценки возраста метаморфизма бечасынского комплекса (конец силура–начало девона) предварительные, они сделаны по литературным данным, без достаточного учета гранулометрического изучения минералов — изотопных сенсоров. Тем не менее с точки зрения региональной геологии эти датировки выглядят правдоподобными. Они коррелируют с последними данными по цирконометрии фундамента Большого Кавказа [Somin, 2011] и другими данными изотопного датирования регионального метаморфизма на Кавказе, а также демонстрируют синфазность начала эндогенной активности и формирования вулканогенно-осадочного комплекса Передового хребта. Все это подтверждает правильность полученных нами оценок возраста метаморфизма бечасынского комплекса.

Для более точного определения возраста метаморфизма необходимы дополнительные изотопно-термохронологические исследования, однако радикальной переоценки возраста, видимо, не произойдет. Даже если скорость охлаждения метаморфической системы в наших расчетах увеличится в 1,5–2 раза (что для регионального метаморфизма вполне допустимо), то поправка на время остывания изотопной системы уменьшится до 25–30 млн лет. Возраст пика метаморфизма Бечасынской зоны в этом случае переместится ближе к середине девона, что практически не отразится на регионально-геологических построениях. Но с физической точки зрения региональные вариации геотермального режима такого порядка вполне возможны, и их необходимо принимать во внимание при геологических реконструкциях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–111.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45–154.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.

Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит Северного Кавказа // Изв. Геол. комитета. 1929. Т. 48, № 7. С. 919–929.

Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2004. С. 61–62.

Герасимов В.Ю., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Цирконометрия метагранитоидов кристаллиникума Большого Кавказа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли:

Мат-лы XI Всеросс. петрогр. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 167–168.

Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 563–577.

Герасимов В.Ю., Савко К.А., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. Термохронологический подход в определении возраста гнейсов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по методу $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ с лазерным отбором проб // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 1998. № 5. С. 59–61.

Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа // Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. Т. 2. М.: Гостехиздат, 1960. С. 67–116.

Красивская И.С. Новые данные о стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 3. С. 906–909.

Письменный А.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Листы К-38-I–VII (Кисловодск). Приложение 1. Ессентуки: ФГУГП «Кавказгелсъемка», 2005.

Потапенко Ю.Я. Тектоника. Бечасынская зона // Геология СССР. Т. 9, ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 618–621.

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. 168 с.

Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона. Бечасынский метаморфический комплекс // Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 9–18.

Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. Карачаевск: КЧГУ, 2004. 153 с.

Снежко В.А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 87–94.

Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

Berger G.W., York D. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45. P. 795–811.

Black L.P. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb-geochronology // Chem. geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 40, N 3. P. 259–274.

Gerasimov V.Yu., Karpenko M.I., Ivanenko V.V., Rastias J.T. Cooling rate in the contact aureole of a Rapakivi Massif and thermochronology // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstr. EUG 9. P. 68.

Lee et al. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. Vol. 390. P. 159–162.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. // User's Manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publi. 2000. N 2.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publi. 1999. N 1a. 22 p.

Middlemost E.A.K. Magmas and Magmatic Rocks. An introduction to igneous petrology. London, N.Y.: Longman. 1985. 266 p.

Philippot P., Perchuk A.L., Blichert-Toft J. et al. Lu–Hf and Ar–Ar geochronology confirms extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // Tectonophysics. 2001. Vol. 342. P. 23–38.

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
23.03.2015