

МЕТАГАББРО-ДОЛЕРИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ, РОССИЯ): ВЛИЯНИЕ ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ И U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ¹

© 2023 г. Р. И. Шайбеков^{a, *}, Н. С. Уляшева^a, В. Б. Хубанов^b, С. И. Исаенко^a,
Е. М. Тропников^a, Г. В. Игнатьев^a

^a ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

^b ГИН СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: shaybekov@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 03.06.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 14.11.2022 г.

В статье представлены результаты петрографического, геохимического, минералогического и изотопно-геохронологического изучения метагаббро-долеритов центральной части Карской депрессии, располагающихся в среднем течении р. Сопчаю в пределах Югорского полуострова (Ненецкий автономный округ, Россия). Среди метагаббро-долеритов можно выделить две разновидности — кварцевые и бескварцевые. Рассмотрено влияние ударного события на породообразующие и акцессорные минералы. Показано отсутствие влияния импактного метаморфизма на изотопную систему циркона из метагаббро-долеритов. По результатам U-Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона получен диапазон возрастов по минералам магматического генезиса от 365.3 до 390.8 млн лет, характеризующих, по-видимому, время становления массива. Средневзвешенный возраст составляет — 375.5 ± 2.6 млн лет, что соответствует времени формирования пород хенгурского комплекса.

Ключевые слова: петрохимия, геохронология, цирконы, планарные деформации, габбро-долериты, центр Карской депрессии, Пай-Хой

DOI: 10.31857/S0016752523040118, EDN: JWAGXY

ВВЕДЕНИЕ

Интрузивные образования на Пай-Хое сосредоточены, в основном, в приосевой части Пай-хойского антиклинория и протягиваются в северо-западном направлении вдоль всего Югорского полуострова. Пластовые тела представляют собой многочисленные силлы, реже дайки в составе двух разновозрастных гипабиссальных комплексов хенгурского и оюского (Заборин О.В., 1972), прорывающих осадочные отложения ордовика — нижнего-среднего девона. Главной причиной выделения этих комплексов послужили установленные минералогические и петрохимические отличия, а также предполагаемая приуроченность последнего к другой (Бельско-Елецкой) структурно-фациальной зоне. В настоящее время возраст хенгурского комплекса оценивается на основании U-Pb (SHRIMP-II) датировок как позднедевонский и ограничивается диапазоном 381–369 млн

лет (Шайбеков, 2006; Шишкин и др., 2009). Эти значения хорошо коррелируются с периодом тектоно-магматической активизации, характерной для Пай-Хоя, западного склона Урала, острова Вайгач и архипелага Новая Земля (Тимонин и др., 2004; Государственная..., 2012). Возраст же оюского комплекса, оцениваемый ранее по структурным взаимоотношениям, как идентичный хенгурскому, был в последнее время поставлен под сомнение, так как датирования циркона (U-Pb, SHRIMP-II) из габбро-долеритов осевой части южного окончания хр. Ямб-Пэ показали среднекарбовое время со значением 313.2 ± 2.6 млн лет (Жегунов и др., 2019).

Кроме центрального и северо-западного Пай-Хоя габбро-долеритовые тела были установлены в центре Карской депрессии в нижнем течении р. Сопчаю и на левом ее притоке, в нескольких десятках километров от места скопления магматитов хенгурского комплекса (Устрицкий, 1951). В пойме реки были встречены изолированные зеленатовато-серые породы типа долеритов, напоминающих по окатанной их форме “бараньи лбы”.

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016752523040118 для авторизованных пользователей.

Кроме выходов в естественных обнажениях в долине р. Сопчаю магматические породы основного состава были отмечены в двух картировочных скважинах ГГК-2 и ГГК-4 (Маслов, Пономарев, 1976). До настоящего времени возраст габбро-долеритов центра Карской депрессии оценивался только на основании структурных взаимоотношений с осадочными породами, как синхронный хенгурскому комплексу. Эти породы — уникальные объекты, обнажающиеся в радиусе 25 км от центра Карской депрессии в составе, скорее всего, одного долеритового тела и являющиеся результатом выноса части глубинной интрузии на поверхность в результате ударного события и до настоящего времени не имеющие ни одной возрастной датировки.

С целью установления возраста габбро-долеритов и влияния на них импактного события проведены петрографические, минералогические и изотопно-геохронологические исследования этих пород (р. Сопчаю). Впервые приводятся сведения о возрасте габбро-долеритов по результатам U-Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из них.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И КАРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В строении района участвуют неопротерозойские и палеозойские осадочные отложения. Неопротерозойские образования имеют мощность более 6 км и на поверхности обнажаются лишь в ядре Пай-Хойского антиклинория и частично вскрыты скважинами ГГК-2 и ГГК-4 в центре Карской депрессии на глубинах более 500 м. Породы представлены слюдисто-глинистыми, кремнистыми и актинолитовыми филлитовидными сланцами с линзами метаморфизованных риолитов и их туфов, и смяты в крутопадающие складки преимущественно северо-западного простирания. Палеозойские образования ограничены двумя возрастными интервалами: 1. от ордовика до карбона с мощностью около 3.5 км и 2. отделен от первого структурным несогласием и представлен отложениями пермского возраста с мощностью около 2 км. Наиболее широко представлены породы ордовика, которые обнажаются в осевой части Пайхойского антиклинория в скважинах (ГГК-(1-4)) и присутствуют в естественных обнажениях в центре Карской депрессии. В их составе отмечаются глинисто-кремнистые, слюдисто-кремнистые, известково-глинистые сланцы, окремненные, глинистые и слюдистые известняки среднего и верхнего отделов с общей мощностью 1.2–1.5 км. Отложения пермского возраста имеют широкое распространение от северо-востока Пай-Хойского антиклинория до побережья Карского моря. Породы представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с

линзами и прослоями известняков, углей и конгломератов. При этом мощность отложений в восточной части не превышает 1.7 км, а западной достигает 2.1 км. Но в отличие от пород первого интервала они менее дислоцированы и по форме представляют собой различно ориентированные симметричные складки с углами падения на крыльях 15°–20°, реже 40°–60°. Меловые отложения в пределах рассматриваемого района не сохранились и отмечаются лишь в виде обломков песчаников, алевролитов, глин, известняков, опок, углей и сидеритов в импактных породах Карской депрессии. Палеозойские отложения перекрыты рыхлыми осадками плиоцен-четвертичного возраста. Наиболее молодыми образованиям в пределах Карской депрессии являются средние и верхнечетвертичные отложения (Машак, 1990а).

Карская депрессия локализуется в сложнодислоцированных породах палеозоя и имеет округлую, характеризующуюся отрицательным макрорельефом, форму с диаметром 50–56 км и глубиной около 3.5 км, являясь, в настоящее время, одной из крупнейших метеоритных кратеров мира (Машак, 1990б; Маслов, Пономарев, 1976; Масайтис и др., 1977; Импактиты, 1981; Масайтис, 1990; и др.). В её составе выделяется “Сопчинское центральное поднятие” или по-другому “Центральное поднятие/горка” (рис. 1).

Слагают данное поднятие породы позднего протерозоя, ордовика, прорванные габбро-долеритами, а также импактные породы. Его окружает кольцевой желоб “Кратерная воронка” шириной 22–26 км (Машак, 1990б). Он выполнен аллогенными брекчиями, зювитами и тагамитами. Далее фиксируется кольцеобразная зона околokrатерного дробления шириной 2–4 км, которая обрамляет Карскую депрессию и наложена, в основном, на пермские осадочные породы (Импактиты, 1981). В настоящее время в строении Карской депрессии выделяют 5 структурно-литологических комплекса: цокольный (в пределах центрального поднятия и зоны околokrатерного дробления), коптогенный (в кратерной воронке), инъекционный, заполняющий (мезозойские и кайнозойские отложения в кратерной воронке) и перекрывающий (кайнозойские и современные образования на площади депрессии и вокруг нее) (Машак, 1990б). Возраст Карской депрессии до сих пор является дискуссионным, так по геохронологическим данным он варьирует от 57 ± 3 до 80.7 ± 0.7 млн лет (Колесников и др., 1990; Машак, 1990; Назаров и др., 1993; Фишман, 1974; Koeberl et al., 1990; Trieloff et al., 1998 и др.), тогда как по фаунистическим остаткам относят к поздне-меловым образованиям (граница сантона и кампана) (Зархидзе и др., 2017).

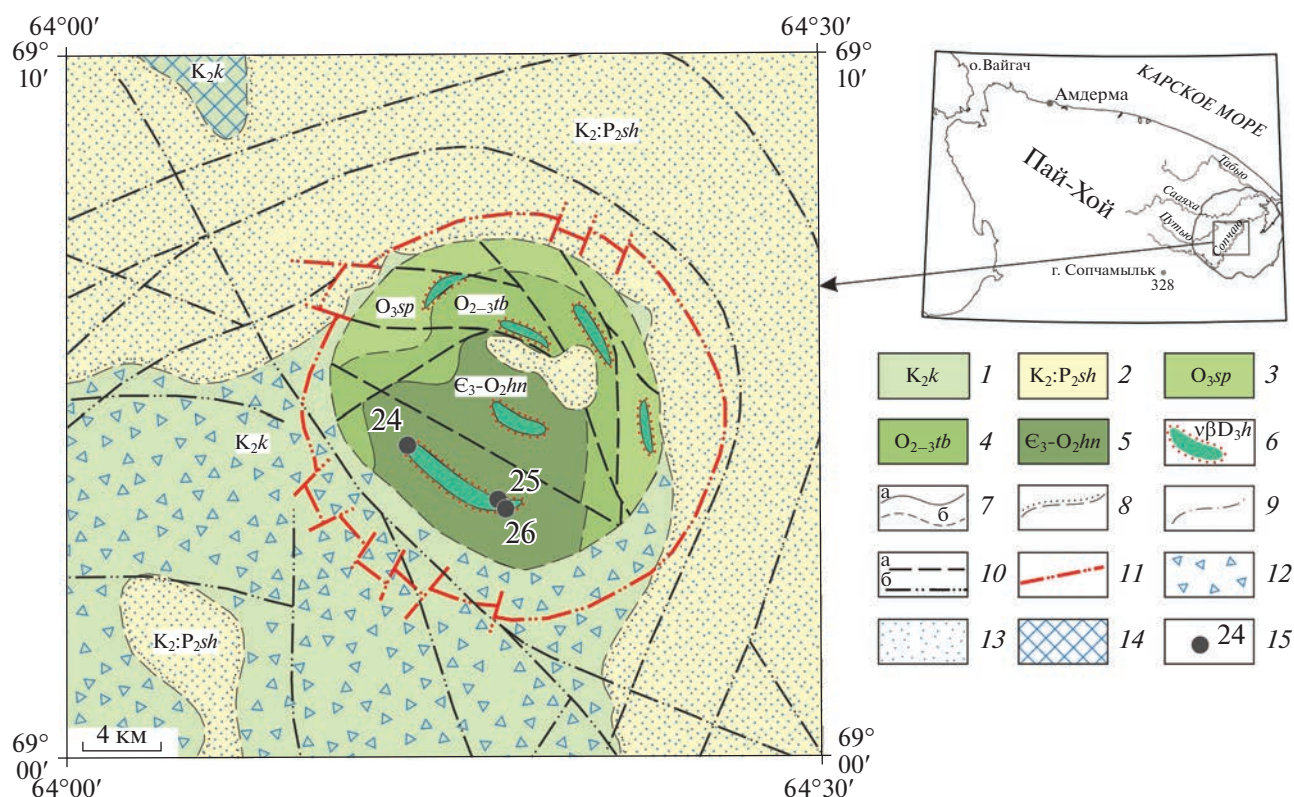


Рис. 1. Геологическая карта центра Карской депрессии (Зархидзе и др., 2017) с дополнениями. Условные обозначения: 1 – *Карский котлогенный комплекс*: зювиты, тагамиты, брекчии, кластические дайки; 2 – *Саяхинская толща*. Опоки, глины, аргиллиты, опоковидные аргиллиты и алевроитовые глины, алевроиты, конгломераты и тонкозернистые пески, песчаники; 3 – *Сопчинская свита*. В основании – известняки кремнистые с прослоями органогенно-обломочных известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; выше тонкослоистые известняки, часто биотурбированные, с прослоями и пачками силицитов, глинисто-кремнистых сланцев; в прикровельной части – ритмичное переслаивание глинисто-кремнистых известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; 4 – *Тальбейтовьевская свита*. Ритмичное переслаивание известняковых гравелитов, известковистых песчаников, алевропесчаных известняков, глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, известковисто-кремнисто-глинистых сланцев; 5 – *Хенгурская свита*. Внизу – известняки глинисто-кремнистые петельчатые, песчаные известняки с прослоями глинисто-известковистых и глинисто-углистых сланцев; локально в основании – конгломераты, гравелиты, песчаники; сверху сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности; редкие прослои известняков; 6 – *Хенгурская свита*. Силлы и дайки габбро-долеритов, долеритов и оливиновых габбро-норитов, обрамленные контактовыми роговиками; 7–9 – *Геологические границы* (а – установленные, б – предполагаемые); 7 – согласного залегания и интрузивные контакты, 8 – несогласного залегания стратиграфических подразделений, 9 – предполагаемые по геофизическим данным согласного залегания, скрытые под вышележащими образованиями (без возрастной привязки); 10–11 – *Разрывные нарушения*, выходящие на картографируемую поверхность (а – предполагаемые, б – скрытые под вышележащими образованиями); 10 – без разделения по морфокинетическим особенностям, 11 – разломы, предполагаемые на глубине по геофизическим данным; 12–14 – *Импактные (котлогенные) породы*: 12 – лапилливо-агломератовые зювиты, 13 – щебенчато-дресвянные и псаммо-алевритовые зювиты, 14 – клиппенные брекчии, мегабрекчии; 15 – место отбора пробы и ее номер.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оптические свойства минералов в шлифах изучались с использованием микроскопов Nikon Eclipse LV100ND и БиОптик СР-400.

Химический состав пород получен методами мокрой химии и РФА на приборе MESA–500W.

Содержания редких, рассеянных и редкоземельных элементов и аналитические погрешности (Приложение. ICP-MS) установлены на масс-спектрометре с индуктивной связной плазмой Agilent 7700x — (ICP-MS). Для аналитических работ использовали навески массой от 70 до 100 мг.

Навеску помещали в фторопластовый виал и заливали смесью концентрированной азотной, плавиковой и соляной кислоты (в соотношении $\text{HNO}_3 : \text{HF} : \text{HCl} = 2 : 4 : 2$). Разложение проводилось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10. Виалы равномерно распределяли в печи и нагревали в течении 180 мин с мощностью излучения 400 Вт. Полученные растворы упаривали до сухих солей и переводили фториды в хлориды с последующим многократным разбавлением. В качестве стандартов были использованы: BHVO-2 (базальт), DTS-2b (дунит), GSP-2 (гранодиорит), SY-2 (сиенит).

Электронно-микроскопические исследования проведены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 LMN. Изображения получены в режиме обратно рассеянных электронов (BSE). Химический состав минералов определен в режиме EDS с использованием приставки INCA X-MAX 50 мм фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм. Время экспозиции — 500000 импульсов.

Регистрация КР-спектров минералов проводилась на высокоразрешающем микроспектрометре LabRam HR 800 (Horiba Jobin Yvon) при комнатной температуре. Условия регистрации спектров: решетка монохроматора — 600 ш/мм, конфокальное отверстие 300 мкм, щель 100 мкм, время экспозиции 1–10 с, количество циклов накопления сигнала — 10, мощность возбуждающего излучения для He-Ne-лазера ($\lambda = 632.8$ нм) 2 мВт. В полученных спектрах изученных образцов с помощью стандартной программы обработки спектров LabSpec 5.39 были определены положения максимумов полос с помощью свертки функций Гаусса–Лоренца (функция псевдо-Фойгта).

Циркон выделялся путем дробления исходной пробы с последующей ее промывкой, затем производилась магнитная сепарация, разделение в тяжелой жидкости, ручной отбор циркона из тяжелой фракции под биноклем. Отобранные зерна минерала сначала изучались с поверхности, затем имплантировались в эпоксидную смолу с последующим шлифованием и полировкой приблизительно на половину своей толщины. Выбор точек датирования на поверхности зерен проходил с использованием оптических (в проходящем и отраженном свете на микроскопе Nikon Eclipse LV100ND) и катодолюминесцентных изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность циркона.

Катодолюминесцентные изображения (CL) циркона получены на сканирующем электронном микроскопе ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB (цветная) с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм (аналитик А.С. Шуйский). Вышеперечисленные исследования проводились в ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар.

U-Pb датирование циркона выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенным с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) в ЦКП “Геоспектр” Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ. Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в (Хубанов и др., 2016; Буянтуев и др., 2017). В качестве внешнего стан-

дарта измерялись эталонная проба циркона 91 500 (1065 млн лет) (Wiedenbeck et al., 1995), в качестве контрольного образца — эталоны Plešovice (337 млн лет) (Sláma et al., 2008) и GJ-1 (Jackson et al., 2004). Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1–3% для $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, 2–3% для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1–2.5% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения относительной погрешности средневзвешенных конкорданных возрастов циркона Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом, составляли менее 2% от их аттестованного значения возраста. Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER (Griffin et al., 2008), Gtail (Буянтуев, ГИН СО РАН) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). С помощью последней программы рассчитывались значения средневзвешенных возрастов и строились графики распределения изотопных отношений с U-Pb конкордией. Кроме того, проводилась ^{207}Pb -коррекция на присутствие в $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопной системе обыкновенного свинца (Williams, 1998; Chew et al., 2011). При этом изотопные отношения общего свинца определялись с помощью двухстадийной модели эволюции свинца по (Stacey, Kramers, 1975). Учитывались только результаты анализов, для которых величина дискордантности (D) не превышала 3%. Аббревиатуры минералов приведены в соответствии с последними рекомендациями IMA–CNMNC (Warr, 2021).

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрография

Петрографические исследования габбро-долеритов, слагающих одно гипабиссальное тело позволили разделить их на две разновидности: метагаббро-долериты (правый берег р. Сопчаю) и кварцевые метагаббро-долериты (левый приток р. Сопчаю, рис. 1).

Метагаббро-долериты представляют собой породы с реликтовой магматической офитовой, пойкилоофитовой мелко- и тонкозернистой структурой, массивной текстурой (рис. 2а). В результате метаморфических изменений породы приобрели гранолепидонематобластовую и брекчиевую структуры и сланцеватую текстуру (рис. 2б).

Первичные магматические минералы представлены (в об. %) плагиоклазом (25–45), клинопироксеном (20–60), ильменитом (1–2), роговой обманкой (0–1) и апатитом (до 1). Вторичными минералами являются амфибол актинолит-тремолитового ряда (5–20), альбит (2–7), хлорит (2–10), кварц (1–2), клиноцоизит (1–5), лейкоксен (2–3), карбонат (до 10), редко магнетит (0–1) и сульфиды (0–1).

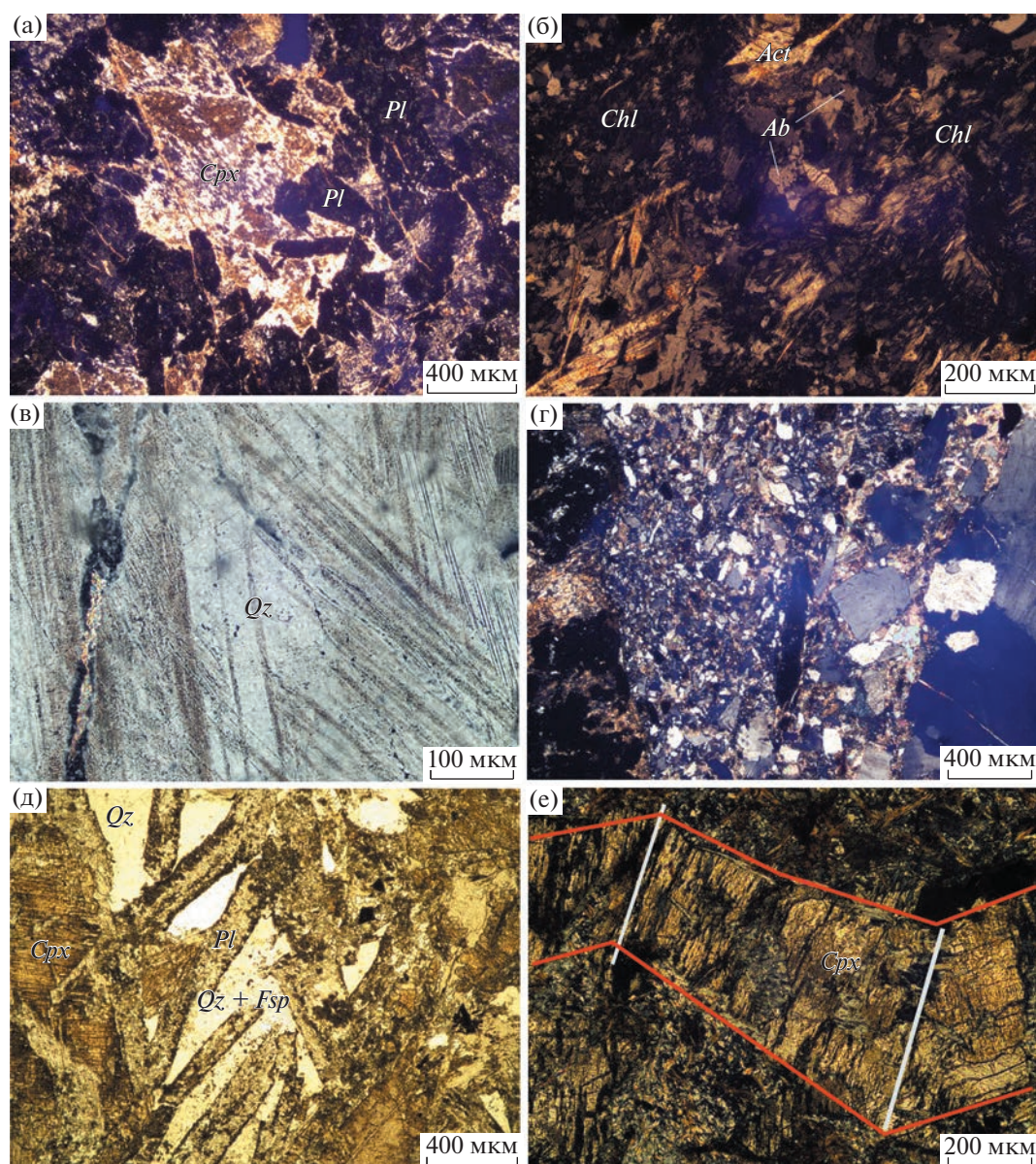


Рис. 2. Структурные особенности метагаббро-долеритов (а, б, в, г) и кварцевых метагаббро-долеритов (д, е). а — пойкилоофитовая первично-магматическая структура, б — гранолепидонематобластовая метаморфическая структура, в — системы планарных элементов в кварце, г — брекчирование породы между кварцевым прожилком (справа) и габбро-долеритом (слева), д — офитовая структура, е — пластические полосы излома в клинопироксене (красные линии — контуры минерала, белые линии — полосы излома). А, б, в, г, е — с анализатором, д — без анализатора. Аббревиатуры: *Pl* — плагиоклаз, *Cpx* — клинопироксен, *Act* — актинолит, *Ab* — альбит, *Fsp* — полевошпат, *Qz* — кварц, *Chl* — хлорит.

Порода состоит из удлиненных лейст и таблитчатых выделений грязно-темно-коричневого сосюритизированного плагиоклаза, размером до 1.5 мм, между которыми располагаются широкопризматические и длиннопризматические выделения более крупного уралитизированного бесцветного и бледно-зеленого клинопироксена (авгит $\text{Mg}_{0.79-0.92}\text{Ca}_{0.49-0.84}\text{Fe}_{0.20-0.41}\text{Al}_{0.05-0.26}\text{Na}_{0.01-0.08}\text{Cr}_{0-0.02}\text{Ti}_{0-0.02}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{1.94-2.08}\text{O}_6$) размером до 2.5 мм. Местами наблюдается полный распад плагиоклаза на скопления зерен клиноцоизита,

альбита и кварца. Некоторые зерна клинопироксена практически полностью псевдоморфно замещены волокнистыми и радиально-лучистыми агрегатами актинолита. В породе имеются участки (2×3 мм) метаморфизованной породы, где развиваются альбит, хлорит, актинолит и кварц, формируя сланцеватую текстуру. Пироксен и амфиболы деформированы, в них наблюдаются полосы излома, волнистое погасание и параллельные трещинки. В метагаббро-долеритах наблюдаются прожилки, представленные деформированными

зернами кварца. В кварце просматриваются более 4 систем декорированных планарных элементов и недекорированные планарные элементы (рис. 2в). Крупные зерна кварца фрагментированы, изотропизированы и превращены в диаплектовое стекло, показатель преломления таких зерен ниже показателя преломления соседних изотропизированных минералов кварца. На контакте с кварцевыми прожилками метагаббро-долерит брекчирован: обломки порообразующих минералов сцементированы мелким перетертым материалом этих же минералов и карбонатом (рис. 2г).

Кварцевые метагаббро-долериты имеют реликтовую магматическую офитовую (рис. 2д), пойкилоофитовую гранофировую мелко- и среднезернистую, метаморфическую нематолепидобластовую структуры, массивную текстуру. Первичные магматические минералы представлены плагиоклазом (40–45), клинопироксеном (30–35), ортопироксеном (0–1), кварцем (3–15), ПШ (1–3), ильменитом (1–2) и апатитом (1). Вторичными метаморфическими минералами являются актинолит (1–8), хлорит (1–10), стильпномеллан (0–20), клиноцоизит (эпидот) (3–15), альбит (1), лейкоксен (1–4), магнетит (0–1).

Порода состоит из длинных лейст и таблитчатых кристаллов серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза размером до 2.5 мм, между которыми заключены призматические изометричные и длиннопризматические выделения бесцветного и бледно-зеленого клинопироксена (авгит $\text{Ca}_{0.84-0.91}\text{Mg}_{0.71-0.87}\text{Fe}_{0.20-0.37}\text{Al}_{0.02-0.08}\text{Na}_{0.08}\text{Ti}_{0-0.02}\text{Mn}_{0.01-0.02}\text{Si}_{1.95-2.01}\text{O}_6$) размером до 5 мм. В некоторых сильно измененных породах плагиоклаз псевдоморфно замещен призматическими зернами клиноцоизита. Интерстиции между плагиоклазом и пироксеном занимают угловатые образования кварца размером 0.2–2 мм, нередко в сростании с калиевым полевым шпатом ($\text{K}_{0.96}\text{Na}_{0.01-0.02}\text{Ba}_{0.01-0.02}\text{O}_{0.98-1}(\text{Al}_{1.02-1.04}\text{Fe}_{0.01})_{1.03-1.05}\text{Si}_{2.97-2.98}\text{O}_8$ и кислым плагиоклазом (рис. 2д). Вторичные метаморфические минералы: эпидот, альбит, клиноцоизит, хлорит и актинолит развиваются как по первичным магматическим минералам, так и образуют скопления в отдельных участках породы. В некоторых метабазах наблюдается высокое содержание стильпномеллана. Он развивается по первично магматическим образованиям, концентрируется на контактах зерен и в трещинках.

В кварце наблюдаются декорированные (2 системы) планарные элементы, а также полосы излома. Длиннопризматические зерна клинопироксена и актинолита изогнуты, в них появляются параллельные трещинки или кливаж и полосы излома (рис. 2е). В этих минералах, как и в кварце наблюдается волнистое, неравномерное, блоковое погасание. Некоторые зерна апатита изотропны.

Породы разбиты сетью трещин мощностью до 0.05 мм, по которым развивается карбонат.

Петрогеохимия пород

Метагаббро-долериты и их кварцевые разновидности на TAS диаграмме обнаруживают сходство с базальтами нормальной щелочности (рис. 3а). Метагаббро-долериты относятся к натриевой серии, а кварцевые разновидности – к натриевой и калиево-натриевой. Породы являются низко- и умеренноглиноземистыми ($\text{al}' = 0.35-0.89$), низко и умеренно-калиевыми образованиями толеитовой серии (рис. 3б). Кварцевые метабазиты имеют повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 общ и K_2O по сравнению с бескварцевыми образованиями (табл. 1). Для метагаббро-долеритов характерна высокая магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.72-0.81$), а для кварцевых разновидностей – средняя и низкая ($\text{Mg}\# = 0.29-0.63$).

На диаграмме, где содержания REE в породах нормированы относительно состава хондрита, для метабазитов характерны наклонные спектры (рис. 4а) распределения элементов $((\text{La}/\text{Yb})_n = 2.1-3.7$; $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.2-1.7$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.6-1.9$) без выраженной аномалии по европию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83-1.13$) с преобладанием LREE над HREE ($\Sigma\text{LREE} = 19-90$ г/т; $\Sigma\text{HREE} = 16-57$ г/т). В кварцевых метабазах содержания (рис. 4а, 4б) редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 60-147$ г/т) выше по сравнению с метагаббро-долеритами ($\Sigma\text{REE} = 36-83$ г/т). В породах наблюдается небольшая знакопеременная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83-1.13$). На спайдер-диаграмме (рис. 4б) также наблюдаются наклонные спектры содержаний редких и редкоземельных элементов с повышенным количеством LILE и отрицательными аномалиями Ta, Nb, Zr и Ti.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Циркон представлен преимущественно короткопризматическими кристаллами и их обломками, редко сростками и изометричными зернами размером от 25 до 170 мкм. Зерна циркона трещиноваты, в них отсутствует пространственная ориентация трещин. Цвет зерен циркона характеризуется преобладанием черного (непрозрачные или полупрозрачные), также отмечаются зерна от бледно-розового до розового. Состав элементов примесей в цирконе довольно устойчивый как в кварцевых метагаббро-долеритах, так и в метагаббро-долеритах (Приложение. Цирконы). Присутствуют характерные для этого минерала примеси Th, Hf, U, в единичном случае отмечена примесь Ca. Нередко циркон находится в сростках с кварцем, эпидотом, амфиболом, хлоритом,

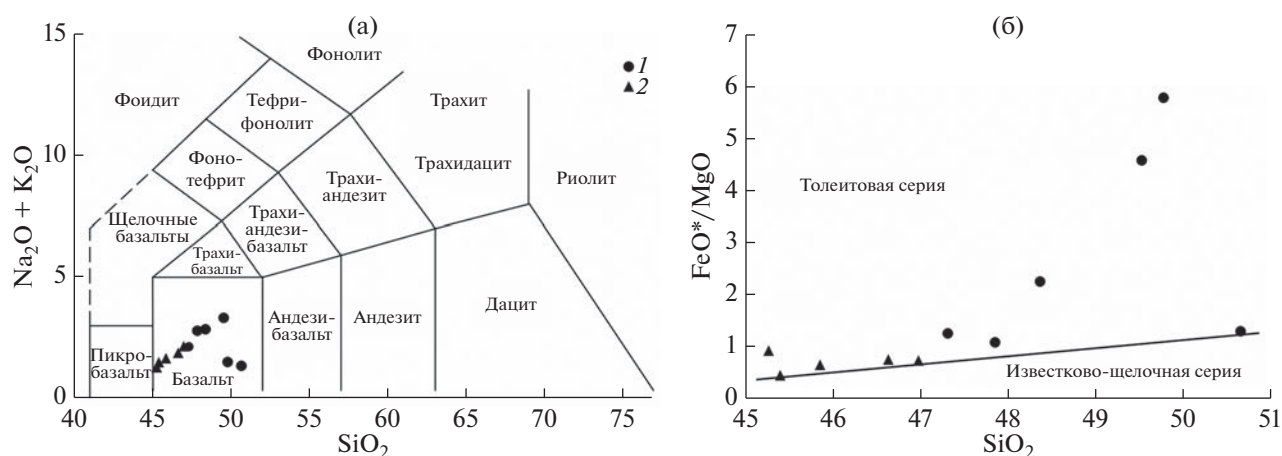


Рис. 3. Классификационные диаграммы. а – TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) для вулканических пород (Igneous..., 2002); б – диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (Miyashiro, 1974); условные обозначения (здесь и далее): 1 – кварцевый метагаббро-долерит, 2 – метагаббро-долерит.

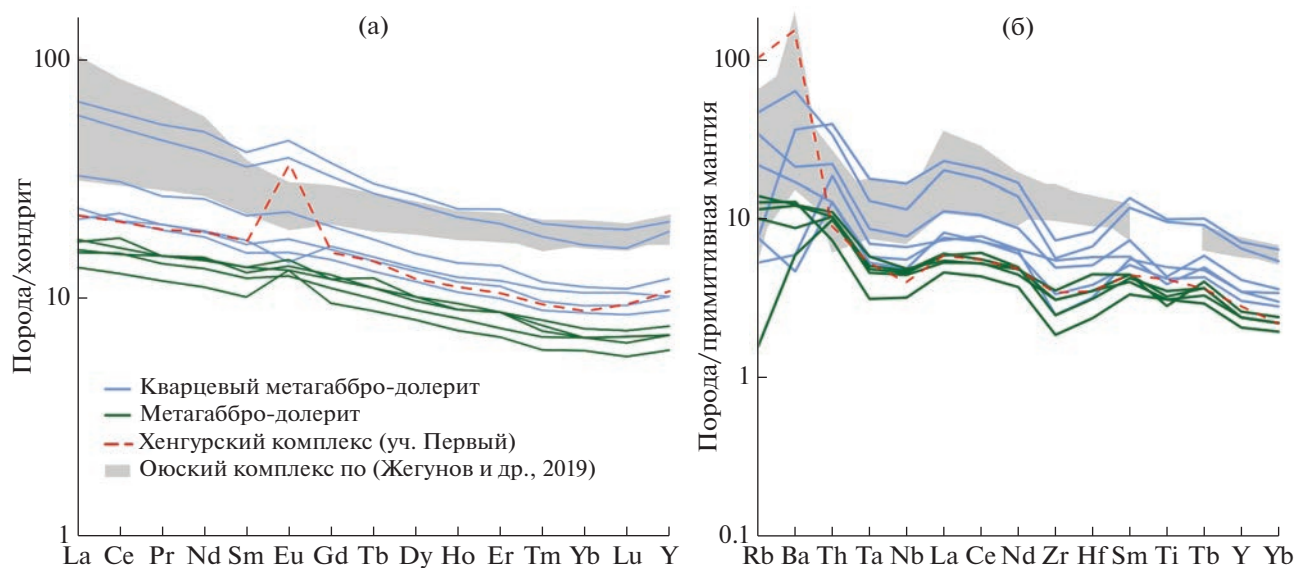


Рис. 4. Классификационные диаграммы метагаббро-долеритов центра Карской депрессии: а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995); б – содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

кальцитом, пироксеном. В качестве минеральных фаз в нем присутствуют многочисленные зерна торита, галенита, в единичном случае отмечена самородная медь. Довольно часто в виде включений в цирконе отмечается минеральная фаза, размером в первые микроны, состава HgSe (нередко с примесью S), отвечающий минералу тиманнит. Ранее на Пай-Хое уже отмечались микровключения тиманнита (с высокими содержаниями примеси серы) в ксенотимах черных сланцев окружения Карской астроблемы (Ковальчук, Шумилова, 2020). Кроме того, в цирконе были впервые

выявлены планарные деформации как в виде одной системы планарных трещин (ПЭ), так и двух пересекающихся под углом $41^\circ-43^\circ$. Планарные трещины распространены локально, фрагментарно и отмечены всего в двух зернах из кварцевых метагаббро-долеритов (рис. 5а–5г). Ширина между трещинами варьирует в пределах 1–5 мкм (рис. 5б, 5г, 5д). В некоторых зернах циркона (зерна 2, 3, 11, 14, 17, 18, 21, 25, 29, 39) наблюдаются краевые зоны с системой перпендикулярных трещин. Циркон с четко выраженными планарными деформациями распространен в породах

Таблица 1. Химический состав пород, мас. %

Компонент	Содержание компонентов, % (воздушно-сухая навеска)			
	центр Карской депрессии		хенгурский комплекс (Шайбеков, 2013)	оюский комплекс (Жегунов и др., 2019)
	кварцевый метагаббро-долерит	метагаббро-долерит	долерит	долерит
	среднее ($n = 12$)	среднее ($n = 8$)	среднее ($n = 108$)	среднее ($n = 8$)
SiO ₂	48.91	46.02	49.04	47.64
TiO ₂	1.35	0.69	1.44	1.66
Al ₂ O ₃	13.11	13.09	13.55	16.28
Fe ₂ O ₃	4.05	2.51	3.12	1.92
FeO	8.33	5.64	8.41	6.74
MnO	0.22	0.19	0.19	0.14
MgO	5.93	11.84	7.19	7.51
CaO	11.32	12.77	10.15	7.64
Na ₂ O	1.72	1.44	2.20	4.08
K ₂ O	0.62	0.26	0.63	0.64
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.09	0.34
Cr ₂ O ₃	—	0.20 (единичный)	н/д	н/д
NiO	—	0.03 (единичный)	н/д	н/д
п.п.п.	4.33	5.46	4.01	4.63
Сумма	100	99.97 (без учета единичных)	100.02	99.23
Fe ₂ O ₃ общ	13.29	8.77	13.46	н/д
H ₂ O _—	0.60	1.08	0.37	н/д
CO ₂	0.51	0.64	н/д	н/д

Примечание. — не обнаружено, н/д — нет данных.

северо-западной части интрузии. В юго-восточной ветви минерал имеет слабо выраженные деформации.

Геохронологическое датирование 9 проб габбро-долеритов из единственного выходящего на поверхность интрузивного тела в пределах центрального поднятия Карской депрессии, позволило получить возрастные характеристики по 30 зернам циркона. Результаты анализов отражены в табл. 2. Согласно 33 анализам полученные возраста варьируют от 2544 до 365.3 млн лет.

Наиболее древние датировки (2544 ± 32.9 и 493 ± 6 млн лет) получены по зернам циркона с округленными, резорбированными и оплавленными поверхностями.

Возраст оплавленного обломка циркона с хорошо выраженными реликтами боковых граней с размером 80×110 мкм соответствует неоархео 2544 ± 32.9 млн лет (рис. 6). Значение отношения Th/U составляет 0.55 и характерно для магматического циркона. Зерно по CL и BSE снимкам

характеризуется размытой осцилляционной зональностью.

3 анализа по двум резорбированным зернам циркона показали конкордантный возраст 493.1 ± 6.0 млн лет при СКВО = 0.91 (рис. 7а). Корректированный средневзвешенный возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопному отношению составил 492.0 ± 22 млн лет при СКВО = 2.5 (рис. 7б). Полученная датировка соответствует верхнему кембрию.

Один из анализов принадлежит округлому лишнему первичных морфологических особенностей зерну циркона с осцилляционной зональностью размером 140 мкм, значение отношения Th/U равно 1.2, что характерно для магматического циркона. Два других анализа из одного зерна со стертими гранями, признаками первичного удлиненно-призматического габитуса, с осцилляционной зональностью и размером 80×170 мкм, имеют значения отношений Th/U в диапазоне 0.36–0.49, что также характерно для магматического циркона.

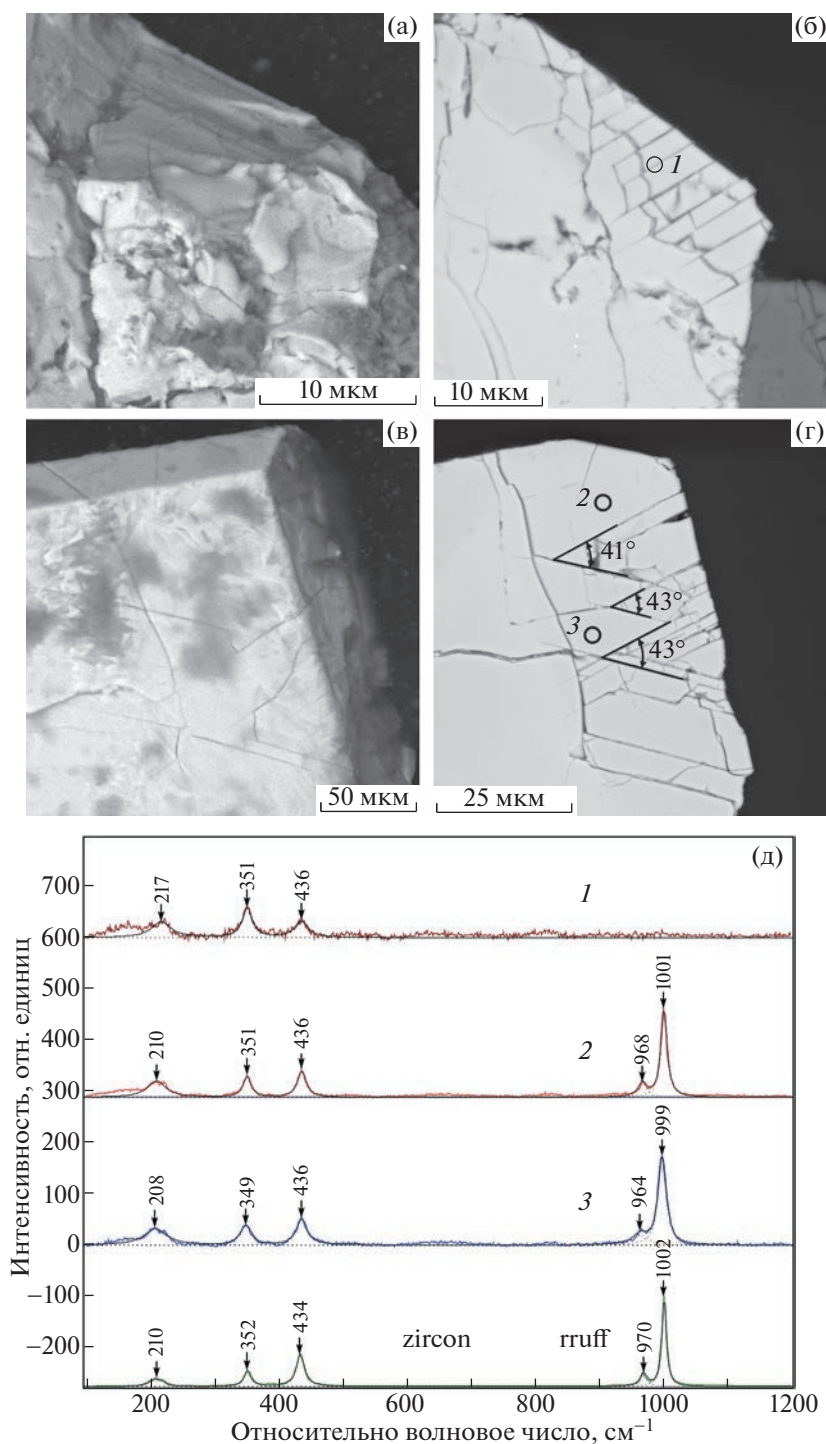


Рис. 5. Планарные элементы в цирконах из пробы 24Р-04-2: а, в — естественная поверхность, б, г — полировка, д — КР-спектры. Изображения а–г получены в режиме BSE. Пиками с номерами обозначены точки анализов, отраженных на рис. д.

Значения датировок 28 проанализированных зерен циркона с коротко- и длиннопризматическими формами и гладкой поверхностью, на CL и BSE снимках которых наблюдается слабое свечение и ростовая, секториальная и неясная осцилляционная зональности, варьируют от 365.3 до

390.8 млн лет. По ним можно привести средневзвешенный возраст 375.5 ± 2.6 млн лет при СКВО = 3.8 (рис. 8) или два конкордантных возраста 387.7 ± 2.2 (СКВО = 1.3) и 368 ± 1.6 (СКВО = 1.5) млн лет с разницей около 20 млн лет. Полученные датировки попадают в область от

Таблица 2. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона из габродолеритов центральной части Карской депрессии

Номер пробы	Номер анализа	Pb	Th	U	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rho	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$			
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	D	
24P-04-2	PRB002	232	7211	3766	1.76	0.4389 ± 0.0068	0.0584 ± 0.0005	0.191	366 ± 3	370 ± 5	365.3 ± 3.3	1
24P-04-2	PRB017	90	2998	1457	1.89	0.4412 ± 0.0082	0.0586 ± 0.0006	0.194	367 ± 4	371 ± 6	366.5 ± 3.6	1
24P-04-2	PRB012	117	4369	1898	2.13	0.4343 ± 0.0076	0.0585 ± 0.0006	0.212	367 ± 3	366 ± 5	366.6 ± 3.5	0
25P-04-4	PRB038	30	827	499	1.52	0.4436 ± 0.0127	0.0587 ± 0.0007	0.199	367 ± 4	373 ± 9	367 ± 4.3	1
24P-04-3	PRB020	386	16519	6262	2.42	0.4235 ± 0.0077	0.0585 ± 0.0006	0.218	366 ± 4	359 ± 5	367 ± 3.6	-2
24P-04-2	PRB015	77	2801	1239	2.08	0.439 ± 0.0083	0.0586 ± 0.0006	0.204	367 ± 4	370 ± 6	367.1 ± 3.6	1
25P-04-4	PRB039	25	669	418	1.47	0.4375 ± 0.0124	0.0586 ± 0.0007	0.216	367 ± 4	369 ± 9	367.3 ± 4.3	0
24P-04-2	PRB010	74	2363	1186	1.85	0.4433 ± 0.0078	0.0587 ± 0.0006	0.186	368 ± 3	373 ± 6	367.3 ± 3.5	1
25P-04-4	PRB034 центр	34	821	547	1.36	0.4405 ± 0.0117	0.0587 ± 0.0007	0.210	368 ± 4	371 ± 8	367.5 ± 4.2	1
Однород.	PRB035 край	17	400	279	1.31	0.437 ± 0.0119	0.059 ± 0.0007	0.176	370 ± 4	368 ± 8	369.6 ± 4.2	0
25P-04-4	PRB033	92	3216	1484	1.30	0.4401 ± 0.0128	0.0587 ± 0.0007	0.195	368 ± 4	370 ± 9	367.6 ± 4.2	1
24P-04-2	PRB011	205	10601	3288	2.01	0.4494 ± 0.008	0.0589 ± 0.0006	0.207	369 ± 3	377 ± 6	368.3 ± 3.5	2
24P-04-2	PRB005	52	1142	840	2.97	0.4354 ± 0.007	0.0589 ± 0.0006	0.169	369 ± 3	367 ± 5	368.9 ± 3.4	0
24P-04-2	PRB004	55	1384	889	1.25	0.4412 ± 0.008	0.059 ± 0.0006	0.189	369 ± 3	371 ± 6	369.2 ± 3.5	0
24P-04-2	PRB014	29	707	452	1.44	0.4415 ± 0.0085	0.059 ± 0.0006	0.187	369 ± 4	371 ± 6	369.2 ± 3.6	1
24P-04-6	PRB029	27	631	440	1.40	0.4454 ± 0.0111	0.059 ± 0.0007	0.198	370 ± 4	374 ± 8	369.2 ± 4	1
25P-04-4	PRB036	19	345	302	1.04	0.4377 ± 0.0128	0.059 ± 0.0007	0.192	370 ± 4	369 ± 9	369.7 ± 4.3	0
24P-04-6	PRB025	64	2475	1013	2.21	0.4574 ± 0.0098	0.0596 ± 0.0006	0.202	373 ± 4	382 ± 7	372.1 ± 3.8	3
25P-04-4	PRB037	17	326	274	1.09	0.4525 ± 0.0147	0.0595 ± 0.0007	0.177	373 ± 4	379 ± 10	372.2 ± 4.6	2
24P-04-2	PRB003	111	5062	1713	2.72	0.4665 ± 0.0078	0.0613 ± 0.0006	0.179	383 ± 4	389 ± 5	382.8 ± 3.6	1
24P-04-6	PRB028	45	1718	678	2.28	0.4723 ± 0.0108	0.0616 ± 0.0007	0.212	385 ± 4	393 ± 7	384.7 ± 4.1	2
24P-04-2	PRB006	40	2052	607	3.12	0.4825 ± 0.0097	0.0619 ± 0.0006	0.163	387 ± 4	400 ± 7	385.8 ± 3.8	3
24P-04-3	PRB021	88	2626	1346	1.78	0.4608 ± 0.0091	0.0617 ± 0.0006	0.224	386 ± 4	385 ± 6	386.3 ± 3.9	0
24P-04-2	PRB008	240	9584	3667	2.42	0.4663 ± 0.0075	0.0619 ± 0.0006	0.204	387 ± 4	389 ± 5	386.9 ± 3.6	0
24P-04-6	PRB026	199	11064	3027	3.30	0.4553 ± 0.0093	0.0619 ± 0.0006	0.232	387 ± 4	381 ± 6	387.6 ± 4	-2
24P-04-2	PRB007	178	6856	2712	2.34	0.4755 ± 0.0078	0.0621 ± 0.0006	0.194	388 ± 4	395 ± 5	387.7 ± 3.6	2
24P-04-6	PRB024	133	7543	2019	3.38	0.4681 ± 0.0095	0.0621 ± 0.0006	0.215	388 ± 4	390 ± 7	388.2 ± 4	0
25P-04-4	PRB040	64	2784	992	2.58	0.4669 ± 0.0124	0.0622 ± 0.0007	0.232	389 ± 4	389 ± 9	388.7 ± 4.5	0
24P-04-6	PRB023	154	7655	2325	2.99	0.4624 ± 0.0092	0.0624 ± 0.0006	0.224	390 ± 4	386 ± 6	390.8 ± 4	-1
26P-04-1	PRB030	11	181	135	1.20	0.6348 ± 0.0196	0.0777 ± 0.0009	0.158	483 ± 6	499 ± 12	481.2 ± 5.7	3
24P-04-3	PRB018 центр	9	40	102	0.36	0.6427 ± 0.0214	0.0799 ± 0.001	0.110	496 ± 6	504 ± 13	494.8 ± 5.9	2
Однород.	PRB019 край	13	83	156	0.49	0.629 ± 0.0174	0.0803 ± 0.0009	0.140	498 ± 5	496 ± 11	498.1 ± 5.4	0

Примечание: D = 100X[(возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U)]/[возраст (²⁰⁷Pb/²³⁵U)] - 1}. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U. ²⁰⁷Pb/согт – возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, скорректированные на обыкновенный свинец ²⁰⁷Pb-методом.

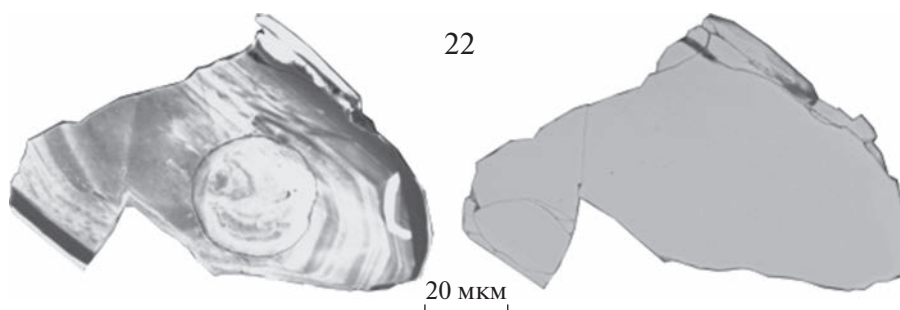


Рис. 6. Католюминисцентный снимок (CL с воронкой) и снимок в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) зерна циркона с самым древним возрастом. Цифровые значения около снимков циркона (здесь и далее) соответствуют номерам анализов в табл. 2.

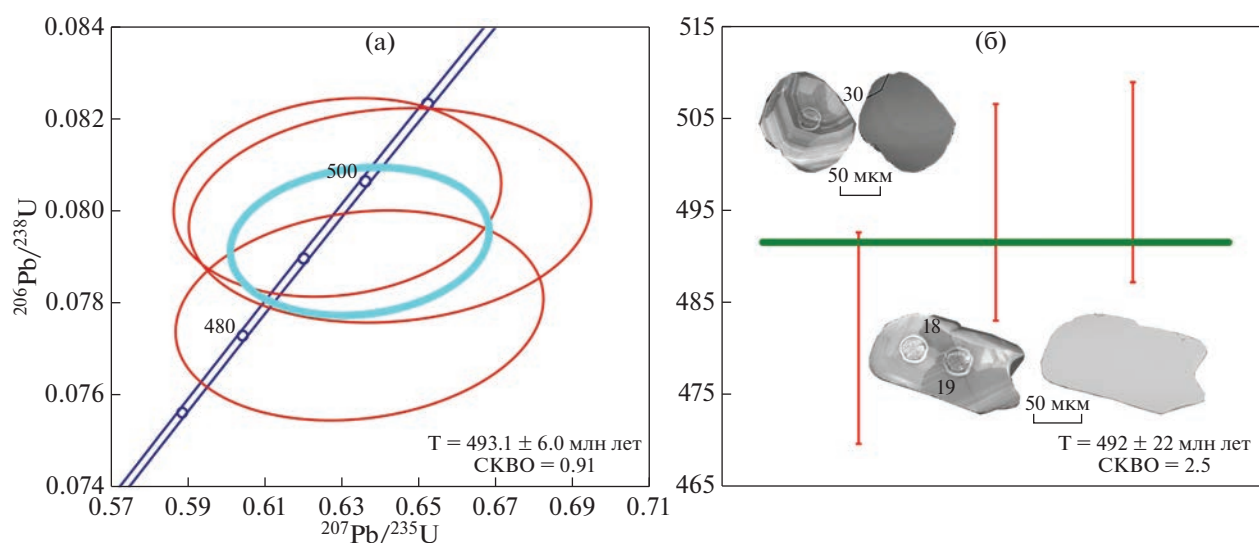


Рис. 7. Диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (а), скорректированных на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом (б) для резорбированных зерен циркона.

живетского до фаменского ярусов девона. Содержание U в минералах данной группы варьирует от 274 до 6262, при среднем значении 1573 г/т, Th — 326–16519, при среднем значении 4026 г/т, Pb — 17–386, при среднем значении 100 г/т. Значения отношений Th/U варьируют в диапазоне 1.04–3.38, что характерно для магматического циркона (>0.3), составляя в среднем 2.05.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования с применением современных методов анализа вещества позволили сделать вывод о преимущественном разделении метагаббро-долеритов центра Карской депрессии на кварцевые и бескварцевые разновидности. Для кварцевых метагаббро-долеритов характерны срастания калиевого полевого шпата с кварцем. Уменьшение магнезиальности и увеличение содержания кремнезема, оксидов железа и редкоземельных элементов от метагаббро-долеритов к кварцевым разновидностям (рис. 9) свидетельствует о том, что магматиты сформировались, по-

видимому, в результате дифференциации единого магматического расплава.

По содержаниям порообразующих оксидов (табл. 1) метагаббро-долериты центра Карской депрессии наиболее близки к долеритам хенгурского комплекса и отличаются от оюского пониженным количеством Na_2O , Al_2O_3 и повышенным — Fe_2O_3 и CaO . На мультиэлементных диаграммах видно (рис. 4), что спектры содержаний элементов изучаемых метагаббро-долеритов совпадают с линией состава долеритов хенгурского комплекса, что может говорить об их генетическом родстве. По сравнению с ними породы оюского комплекса имеют повышенные содержания легких редкоземельных и некоторых высокочargedных элементов.

Метагаббро-долериты испытали низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации, что выражается в замещении первично-магматических минералов амфиболом актинолит-тремолитового ряда, альбитом, актинолитом и клиноцоизитом. В метабазитах наблюда-

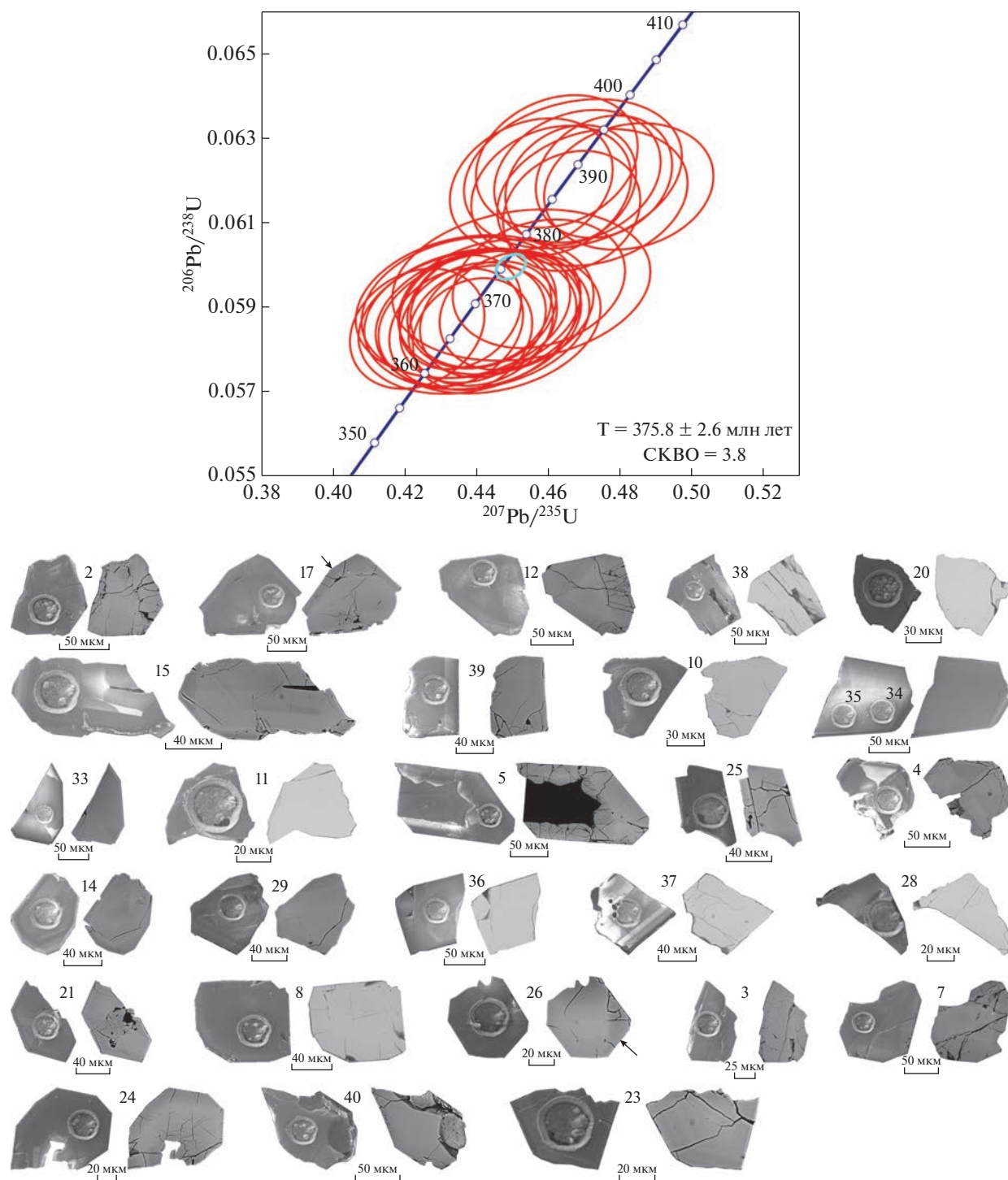


Рис. 8. U-Pb диаграмма с конкордией для 28 зерен циркона. Эллипсы и планки погрешностей на уровне 2 σ . Фотографии циркона: левая картинка – CL, правая – BSE.

ются признаки деформационных структур и ударного метаморфизма. К основным из них относятся: наличие в кварце более двух систем декорированных планарных элементов; брекчирование и дробление зерен кварца; брекчирование породы; наличие параллельных трещин и полос излома в породообразующих и акцессорных ми-

нералах (титанит, апатит). Судя по характеру изменения пород стрессовое давление не превышало 35 ГПа (Сазонова, 1981; Импактиты, 1981). В пользу того, что давление достигало 30 ГПа указывает образование диаплектового кварцевого стекла, что соответствует примерно 2–3 ударной стадии (Stöffler, 1971).

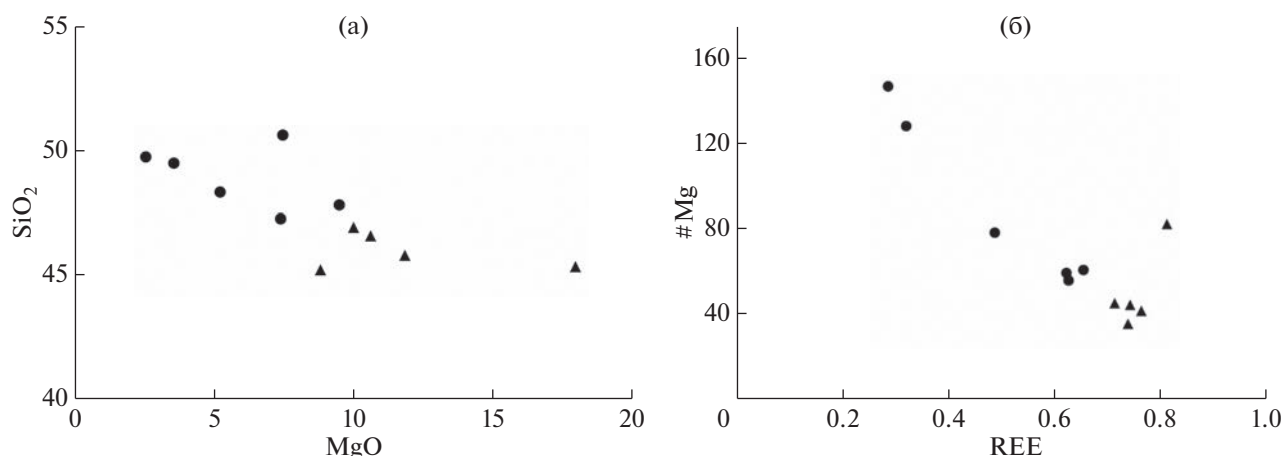


Рис. 9. Вариационные диаграммы для метагаббро-долеритов: а – SiO₂–MgO, б – (Mg# = 100Mg/(Mg + Fe))–REE.

Исследование шоковых микроструктур, проведенных нами впервые в цирконе из метагаббро-долеритов Карской депрессии позволило получить новые данные о влиянии импактного события на эти породы. Известный факт, что плоские микроструктуры наиболее распространены в цирконе импактных структур (Melosh, Ivanov, 1999; Wittmann et al., 2006; Moser et al., 2011; Erickson et al., 2013; Cox et al., 2018; и др.), образуясь при 20–60 ГПа (по экспериментальным данным, Leroux et al., 1999), в условиях 1–3 ступеней ударного метаморфизма (по классификации Stöffler, 1971). При этом уже при давлении 20 ГПа за счет касательных напряжений при декомпрессии проявляются одна или несколько систем планарных микроструктур, таких как планарные трещины, полисинтетические микродвойники или параллельно ориентированные ламели диаплектового стекла (Leroux et al., 1999), хотя по другим данным ламели циркона могут образовываться при <11 ГПа (Mogozova et al., 2018). При более высоких давлениях, в диапазоне от 20–30 до 52–60 ГПа, помимо образования планарных элементов, происходит твердофазный переход циркона в рейдит – плотную тетрагональную форму ZrSiO₄ со структурой шеелитового типа [по экспериментальным данным, Fiske et al., 1994]. В нашем случае в цирконе зафиксировано образование 1–2 систем планарных трещин в краевых частях мощностью не более 30 мкм. Таким образом, распространение планарных деформаций в нем было сильно ограничено, что может говорить о довольно низком ≤20 ГПа давлении или незначительном воздействии ударного события.

Известно, что с увеличением структурных повреждений кристаллической решетки изменяется положение отдельных рамановских мод, тем самым полосы становятся шире, уменьшается общая интенсивность спектра, полосы смещаются в сторону меньших волновых чисел и проявляется асимметричность пиков (Вотяков и др., 2000; Каулина и др., 2017 и ссылки в ней; Nasdala et al.,

1995; Zhang et al., 2000; Titorenkova et al., 2006). Полученные рамановские спектры двух зерен с явными планарными структурами в краевых частях циркона показали следующие результаты (рис. 5д). Для зерна 11 интенсивность и положение полос практически не отличается от эталонного. Наблюдаемые незначительные колебания интенсивности полос, их уширение, может говорить лишь о незначительной метамиктизации. В зерне же 1 наблюдается несколько большая интенсивность пика 434, меньшая 351, некоторое уширение полос и, также подтверждает факт незначительной метамиктизации. Отсутствие модов в диапазоне 970–1010 см⁻¹, вероятнее всего связано лишь с кристаллографической ориентировкой образца циркона или возможного присутствия микродвойников, а не аморфизации. Преобразование циркона в более метамиктовые разности или их изменение до диаплектового стекла не нашло своего отражения нашими исследованиями, что явно говорит о меньших воздействиях на него ударного события (например, Каулина и др., 2017). Этот вывод также подтверждается отсутствием на рамановских спектрах в диагностированных нами ламелях пиков характерных для рейдита (Gucsik et al., 2004; Wittmann et al., 2006; Stangarone et al., 2019; Plan et al., 2021; Zhao et al., 2021). Использование метода EBSD картирования также не подтвердило наличие микродвойников циркона, в том числе преобразование циркона, в зонах ударных преобразований, до рейдита. Было отмечено лишь небольшая разориентировка циркона в зерне 1, что ранее нами было отмечено выше по результатам рамановской спектроскопии. Таким образом, можно констатировать, что ударное событие, в нашем случае, не повлияло на замкнутость U–Pb изотопной системы циркона. Такой вывод согласуется с некоторыми ранее установленными фактами и результатами экспериментов, когда даже для циркона, претерпевшего высокие ударные нагрузки не происходит омоложения

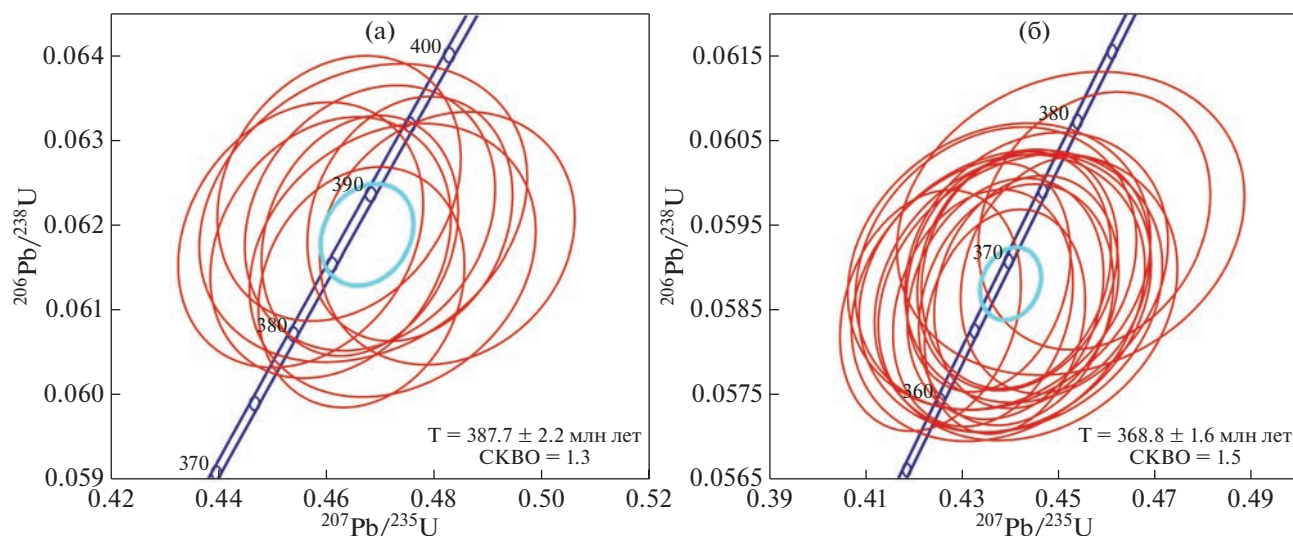


Рис. 10. U-Pb диаграмма с конкордией для двух возрастных групп: а — 10 анализов, б — 19 анализов.

изотопного возраста или фиксации времени импактного события (например, Наумов и др., 2015 и ссылки в ней; Cavosie et al., 2015; Erickson et al., 2013; Moser et al., 2011).

Резорбированные и оплавленные зерна циркона с древними возрастами 492.0 ± 22 и 2544 ± 32.9 , по-видимому являются ксеногенными, захваченными из верхней мантии или из коры при продвижении расплава в верхние горизонты.

Возраста, полученные по 28 зернам циркона магматического генезиса в интервале от 365.3 до 390.8 млн лет могут характеризовать время становления габбро-долеритового массива. Средневзвешенный возраст 375.5 ± 2.6 млн лет, полученный по этим зернам, хорошо сопоставляется с установленными ранее возрастными датировками по циркону из габбро-долеритов г. Сопчамыльк 369.8 ± 2.3 млн лет (Шайбеков, 2006) и уч. Первому 374.6 ± 2.0 млн лет и 381.4 ± 2.0 млн лет (Шишкин, 2009). Однако, согласно рис. 10 мы имеем дело с усреднением двух компактных конкордантных кластеров 387.7 ± 2.2 и 368 ± 1.6 млн лет с разницей в 20 млн лет. Оба возраста явно отвечают магматическому событию, то есть образованию габбро-долеритов. Они получены по циркону схожего облика, имеющего близкие Th/U отношения. Подобная ситуация, характеризующаяся появлением двух и более конкордантных возрастов с разницей 20–30 млн лет по цирконам магматического генезиса, наблюдается в некоторых вулканических и интрузивных породах (Краснобаев и др., 2012, 2017; Козлов и др., 2011; и др.), что, по-видимому, связано с эволюцией магматического расплава от начальной стадии зарождения до поздних — формировании долеритовых тел. В пользу этих данных могут свидетельствовать сростки кварца и циркона из кластера более молодого возраста, которые кри-

сталлизовались, по-видимому, на самых поздних этапах формирования массива.

Таким образом, возрастной интервал, попадающий в диапазон 387–368 млн характеризует время формирования интрузии центральной части Карской депрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метагаббро-долериты интрузивного тела центра Карской депрессии представляют собой кварцевые и бескварцевые разновидности, сформировавшиеся, по-видимому, в результате дифференциации единого магматического расплава. Породы испытали низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации. В метабазитах наблюдаются признаки деформационных структур и ударного метаморфизма, выражающихся в появлении планарных трещин и элементов в породообразующих минералах. Согласно характеру изменений пород, стрессовое давление не превышало 35 ГПа. Изучение особенностей строения циркона показало, что ударное событие не повлияло на нарушение изотопной системы минерала. Возраста, полученные по циркону магматического генезиса укладываются в интервал от 365.3 до 390.8 млн лет, и характеризуют время становления массива. Исходя из химического состава пород и средневзвешенного возраста 375.5 ± 2.6 млн лет метагаббро-долериты можно отнести к хенгурскому габбро-долеритовому комплексу.

Авторы выражают благодарность рецензентам А.В. Чугаеву и Д.Д. Бадюкову за ценные замечания и рекомендации, позволившие улучшить качество статьи.

Работа выполнена в рамках государственных научных тем № 1021051101651-0 и 1021062211107-6-1.5.6 Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. (2017) U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры. *Геодинамика и Тектонофизика*. 8(2), 369-384.
- Вотьяков С.Л., Быков В.Н., Борисов Д.Р., Кориневская Г.Г., Краснобаев А.А. (2000) О влиянии метамиктного состояния цирконов на их колебательные спектры, лазеро- и рентгенолюминесценцию. *Уральский минералогический сборник*. (10), 201-212.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 (Амдерма) (2012). М.А. Шишкин, Е.В. Молчанова, С.И. Шкарубо, Д.В. Чудаклова, А.В. Сотникова и др. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ. 383 с. https://webftp.vsegei.ru/GGK1000/R-41/R-41_ObZap.pdf
- Жегунов П.С., Старикова Е.В., Петров Д.А., Львов П.А. (2019) Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой. *Литосфера*. 19(3), 436-450.
- Заборин О.В. (1972) Два интрузивных комплекса на Пай-Хое. *Тезисы докладов пятой Коми республиканской молодежной научной конференции*. Сыктывкар, 213-214.
- Зархидзе Д.В., Пискун П.П., Красножен А.С., Девятуха Ю.А., Старикова Е.В., Бартова А.В., Клевцов А.С., Войтович З.Н., Цыбульская А.Е., Алексеева Н.А., Богатырева Е.В., Ухач Т.Н., Романов А.А. (2017) *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). Объяснительная записка*. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 180 с. http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_R-41-XXVIII,XXIX.pdf
- Импаكتиты* (1981) / Ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 240 с.
- Каулина Т.В., Нерович Л.И., Бочаров В.Н., Лялина Л.М., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Касаткин И.А. (2017) Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров). *Вестник МГТУ*. 20(1, 1), 72-82.
- Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. (2020) Минералогическо-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). *Литосфера*. 20(2), 168-183.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон Рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геологический сборник*. 9, 3-8.
- Колесников Е.М., Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Корина М.И., Смоляр М.И., Мясникова В.Л., Алексеев А.С., Шуколюков Ю.А. (1990) Калий-аргоновый возраст Карских кратеров и их связь с мел-палеогеновым ударным событием. *Геохимия*. (4), 495-505.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. (2007) Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса. *Доклады Академии наук*. 416(2), 241-247.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2017) Минералогия, U-Pb (TIMS, SHRIMP возраст) и редкие земли цирконов гранитов Мазаринского массива (Южный Урал). *Геохимия*. (6), 497-512.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Машак М.С. (1977) *Астроблемы СССР и предварительная оценка их перспективности на полезные ископаемые*. (Окончательный отчет по теме: Б.П.1/601(1) 44-3/643). Л.: ВСЕГЕИ. Росгеолфонд. Инв. № 360780.
- Маслов М.А., Пономарев Г.Я. (1976) *Геологическое строение Карской депрессии (Отчет по глубинному геологическому картированию территории листов R-41-93-B (в, з); 94-B (в, з); 104-B (в, з); 105; 106; 116-B (а, б); 117-A (а, б), Б (а, б); 118-A, Б (а, б) по работам 1973-1976 гг. Масштаб 1 : 200 000. В 2-х томах. Воркута, I, 538 с., II, 159 с. ГУ "ТФИРК". Инв. № 4862.*
- Машак М.С. (1990а) *Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 24-37.
- Машак М.С. (1990б) *Морфология и структура Карской и Усть-Карской астроблем. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 37-55.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С., Колесников Е.М., Кашкаров Л.Л., Барсукова Л.Д., Супонева И.В., Колесов Г.М. (1993) Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием. *Бюл. Моск. общ. исп. природы. Отд. геол.* 68(3). 13-32.
- Наумов М.В., Ларионов А.Н., Масайтис В.Л., Машак М.С., Богданова С.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н. (2015) Изотопное датирование ударно-метаморфизованных пород фундамента центральной части восточно-европейской платформы (разрез Воротиловской глубокой скважины). *Региональная геология и металлогения*. 62, 79-90.
- Сазонова Л.В. (1981) Планарные деформации в кварце из аутигенных брекчий центрального поднятия Карского метеоритного кратера. *ДАН СССР*. 261(3), 731-734.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. (2004) *Палеогеодинамика Пай-Хоя*. Екатеринбург, 224 с.
- Устрицкий В.И. (1951) *Геологическое строение между-речья Сопча-Саа-Яга*. Л.: НИИГА. ГУ "ТФИРК". Инв. № 622.
- Фишман М.В. (1974) Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья. *Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: Ежегодник-1973*. Сыктывкар. 118-121.
- Шайбеков Р.И. (2006) Долеритовое тело (Сопча) Центрального Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb метода (SHRIMP II). *Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 246-248.
- Шайбеков Р.И. (2013) Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 108 с.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. (2009) Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1 : 1 000 000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма). *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. II*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 183-185.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоот-

- бором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*. **57**(1), 241-258.
- Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. (2011) U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS. *Chem. Geol.*, **280**(1-2), 200-216.
- Cox M.A., Cavosie A.J., Bland P.A., Miljković K., Wingate M.T.D. (2018) Microstructural dynamics of central uplifts: Reidite offset by zircon twins at the Woodleigh impact structure, Australia. *Geol.* **46**(11), 983-986.
- Cavosie A.J., Erickson T.M., Timms N.E., Reddy S.M., Talavera C., Montalvo S.D., Pincus M.R., Gibbon R.J., Moser D. (2015) A terrestrial perspective on using ex situ shocked zircons to date lunar impacts. *Geol.* **43**, 999-1002.
- Erickson T.M., Cavosie A.J., Moser D.E., Barker I.R., Radovan H.A. (2013) Correlating planar microstructures in shocked zircon from the Vredefort Dome at the multiple scales: Crystallographic modeling, external and internal imaging, and EBSD structural analysis. *Am. Mineral.* **98**, 53-65.
- Fiske P.S., Nellis W.J., Sinha A.K. (1994) Shock-induced phase transitions of $ZrSiO_4$, reversion kinetics, and implications for terrestrial impact craters. *Trans., Am. Geophys. Union*. **75**, 416-417.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) In: *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences*. Mineralogical association of Canada short course series. **40**, 204-207.
- Gucsik A., Zhang M., Koeberl C., Salje E., Redfern S., Pruneda M. (2004) Infrared and Raman spectra of $ZrSiO_4$ experimentally shocked at high pressures. *Mineral. Mag.* **68**(5), 801-811.
- 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.
- Igneous Rocks (2002): *A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd edition). Edited by R.W. LeMaitre. Cambridge University Press, 236 p.
- Koeberl C., Sharpton V.L., Murali A.V., Burke K. Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event (1990). *Geol.* **18**, 50-53.
- Leroux H., Reimold W.U., Koeberl C., Hornemann U., Doukhan J.-C. (1999) Experimental shock deformation in zircon: a transmission electron microscopic study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**, 291-301.
- Ludwig K.R. (2003) *User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. **4**, 74 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- Melosh H.J., Ivanov B.A. (1999) Impact crater collapse. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **27**, 385-415.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* **274**, 321-355.
- Morozova I., Shieh S.R., Moser D.E., Barker I.R., Hancher J.M. (2018) Strength and deformation of zircon at crustal and mantle pressures / In *Microstructural geochronology: Planetary records down to atom scale*, edited by D. Moser, F. Corfu, J. Darling, S. Reddy, K. Tait Hoboken, New Jersey: John Wiley and Sons, 167-182.
- Moser D.E., Cupelli C.L., Barker I.R., Flowers R.M., Bowman J.R., Wooden J., Hart J.R. (2011) New zircon shock phenomena and their use for dating and reconstruction of large impact structures revealed by electron nanobeam (EBSD, CL, EDS) and isotopic U-Pb and (U-Th)/He analysis of the Vredefort dome. *Can. J. Earth Sci.* **48**, 117-139.
- Nasdala L., Irmer G., Wolf D. (1995) The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study. *Eur. J. Mineral.* (7), 471-478.
- Plan A., Kenny G.G., Erickson T.M., Lindgren P., Alwmark C., Holm-Alwmark S., Lambert P., Scherstén A., Söderlund U. (2021) Exceptional preservation of reidite in the Rochechouart impact structure, France: New insights into shock deformation and phase transition of zircon. *Meteorit. Planet. Sci.* **56**(10), 1795-1828.
- Stöffler D. (1971) Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. *J. Geophys. Res.* **76**(23), 5541-5551.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* **249**, 1-35.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**(2), 207-221.
- Stangarone C., Angel R.J., Prencipe M., Mihailova B., Alvaro M. (2019) New insights into the zircon-reidite phase transition. *Am. Mineral.* **104**, 830-837.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*. **42**, 313-345.
- Titorenkova R., Mihailova B., Konstantinov L. (2006) Raman spectroscopic study of variably recrystallized metamict zircon from amphibolite-facies metagranites, Serbo-Macedonian massif, Bulgaria. *Can. Mineral.* **44**, 1357-1366.
- Trieloff M., Deutsch A., Jessberger E.K. (1998). The age of the Kara impact structure, Russia. *Meteorit. Planet. Sci.* **33**(2), 361-372.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., van Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* **19**, 1-23.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (Eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology Special Publication*. **7**, 1-35.
- Wittmann A., Kenkmann T., Schmitt R.T., Stöffler D. (2006) Shock metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteorit. Planet. Sci.* **41**(3), 433-454.
- Warr L. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.* **85**(3), 291-320.
- Zhang M., Salje E.K.H., Farnan I., Graeme-Barber A., Daniel P., Ewing R.C., Clark A.M., Leroux H. (2000) Metamictization of zircon: Raman spectroscopic study. *J. Phys.: Condens. Matter*. **12**, 1915-1925.
- Zhao J., Xiao L., Xiao Z., Morgan J.V., Osinski G.R., Neal C.R., Gulick S.P.S., Riller U., Claeys P., Zhao S., Prieur N.C., Nemchin A., Yu S., IODP 364 Science Party (2021) Shock-deformed zircon from the Chicxulub impact crater and implications for cratering process. *Geol.* **49**(7), 755-760.