

СОДЕРЖАНИЕ

Том 498, номер 1, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Тектоническое строение области сочленения хребта Ломоносова и континентальной окраины Евразии

А. А. Черных, В. Д. Каминский, И. В. Яковенко, М. С. Корнева 5

Возраст и тектоническое положение гранитоидов Удского комплекса Джугджурского блока станового структурного шва: новые данные о формировании гигантских магматических поясов Восточной Азии

А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, Т. М. Сковитина 12

Палеопротерозойский возраст гнейсо-гранитов Мамской зоны Байкало-Патомского пояса: геологические следствия

Е. Ю. Рыцк, А. А. Андреев, Е. В. Толмачева, А. Б. Кузнецов, С. Д. Великославинский, А. М. Федосеенко 18

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования

А. Г. Мочалов, О. В. Якубович, Ф. М. Стюарт, Н. С. Бортников 23

О природе скарново-боросиликатных месторождений-гигантов Сихотэ-Алиня и Памира

А. И. Ханчук, В. В. Раткин, О. А. Елисеева 31

ГЕОХИМИЯ

Возможности использования U–Pb (CA–ID–TIMS) геохронологических исследований для датирования высокоуранового метамиктного циркона

А. А. Иванова, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Л. Ф. Сырицо, Ю. В. Плоткина 37

H₂O – возможный инициатор поверхностной графитизации импактных алмазов

В. М. Сонин, И. А. Грязнов, А. И. Чепуров, Н. П. Похиленко 42

Содержание и состав органических соединений во взвеси и донных осадках в Карском море в период схода сезонного льда

И. А. Немировская, М. В. Флинт, В. А. Артемьев, А. В. Храпцова, И. С. Халиков 46

МИНЕРАЛОГИЯ

Генезис сульфидной и платинометалльной минерализации Худолазовского комплекса (Южный Урал)

И. Р. Рахимов, В. Н. Пучков 52

Новое проявление маруямаита

К. А. Мусияченко, А. В. Корсаков, Ф. А. Летников 58

Новый – метаморфогенно-гидротермальный генетический тип звягинцевита Pd₃Pb

Э. М. Спиридонов 66

ПЕТРОЛОГИЯ

Архейские карбонатиты и щелочные породы Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка

К. А. Савко, С. В. Цыбуляев, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков, Е. Х. Корши, Р. А. Терентьев, В. В. Паневин 69

Орбикулярные перидотиты Полярного Урала: новые свидетельства магматической импрегнации в офиолитах

В. Р. Шмелев, В. Г. Котельников, М. В. Червяковская

76

СЕЙСМОЛОГИЯ

Дефицит сильных афтершоков как индикатор постсейсмического проскальзывания в очагах землетрясений зон субдукции

П. Н. Шебалин, И. А. Воробьева, С. В. Баранов, В. О. Михайлов

81

Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., $M_W = 5.4$): общая характеристика, основные параметры и деформационные признаки перехода очага в мета-нестабильное состояние

*С. А. Борняков, А. А. Добрынина, К. Ж. Семинский, В. А. Саньков,
Н. А. Радзиминович, Д. В. Салко, А. Н. Шагун*

86

ОКЕАНОЛОГИЯ

Осадочные волны и реконструкция придонных течений в Новоземельской впадине Карского моря

Б. В. Баранов, М. В. Флинт, Н. А. Римский-Корсаков, С. Г. Поярков, К. А. Дозорова

91

ГЕОГРАФИЯ

Цикличность климата в Приазовье: голоцен и современный период (XIX–XXI вв.)

Г. Г. Матишов, Л. В. Дашкевич, Е. Э. Кириллова

96

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Воздействие ультразвука малой интенсивности на состояние токсигенных цианобактерий

В. А. Румянцев, В. Н. Рыбакин, И. В. Рудский, А. Н. Коровин

101

Муратаитовые матрицы для иммобилизации актинидов, полученные в “холодном” тигле индукционного нагрева

С. В. Юдинцев, О. И. Стефановская, М. С. Никольский, М. В. Скворцов, Б. С. Никонов

105

CONTENTS

Vol. 498, no. 1, 2021

GEOLOGY

- Tectonic Structure of the Lomonosov Ridge and Eurasian Continental Margin Junction
A. A. Chernykh, I. V. Yakovenko, V. D. Kaminskiy, and M. S. Korneva 5
- Age and Tectonic State of Granitoids of the Udskey Complex of the Dzhugdzhur Block of the Stanovoy Suture: New Data on the Formation of the Giant Magmatic Belts in Eastern Asia
A. M. Larin, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, V. P. Kovach, Yu. V. Plotkina, and T. M. Skovitina 12
- Paleoproterozoic Age of the Gneiss-Granites of Mamskaya Zone (Baikal-Patom Belt): Geological Implications
E. Yu. Rytsk, A. A. Andreev, E. V. Tolmacheva, A. B. Kuznetsov, S. D. Velikoslavinsky, and A. M. Fedoseenko 18

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- New Evidence of Polycyclic Genesis of Platinum Placerforming Formations of Alkaline-Ultramafic Massif Kondyor: ^{190}Pt – ^4He Dating Results
A. G. Mochalov, O. V. Yakubovich, and N. S. Bortnikov 23
- On the Nature of Skarn-Borosilicate Deposits—Giants of the Sikhote-Alin and Pamir
A. I. Khanchuk, V. V. Ratkin, and O. A. Eliseeva 31

GEOCHEMISTRY

- U–Pb (CA–ID–TIMS) Geochronological Studies of High-Uranium Metamict Zircon Grains
A. A. Ivanova, E. B. Salnikova, A. B. Kotov, L. F. Syritso, and Yu. V. Plotkina 37
- H₂O – Possible Initiator of Surface Graphitization of Impact Diamonds
V. M. Sonin, I. A. Gryaznov, A. I. Chepurov, and N. P. Pokhilenko 42
- Content and Composition of Organic Compounds in Suspended Matter and Bottom Sediments in the Kara Sea During the Period of Seasonal Ice
I. A. Nemirovskaya, M. V. Flint, V. A. Artemiev, A. V. Khramtsova, and I. S. Khalikov 46

MINERALOGY

- The Genesis of Sulfide and Platinum-Metal Mineralization of Khudolaz Complex (South Urals)
I. R. Rakhimov and V. N. Puchkov 52
- The New Occurrence of Maruyamaite
K. A. Musiyachenko, A. V. Korsakov, and F. A. Letnikov 58
- New Metamorphogenic-hydrothermal Genetic Type of the Zvyagintsevite Pd₃Pb
E. M. Spiridonov 66

PETROLOGY

- The Archaean Carbonatites and Alkaline Rocks of the Kursk Block, Sarmatia: Age and Geodynamical Setting
K. A. Savko, S. V. Tsybulyaev, A. V. Samsonov, N. S. Bazikov, E. H. Korish, R. A. Terentiev, and V. V. Panevin 69
- Orbicular Peridotites of the Polar Urals: New Evidence of Magmatic Impregnation in the Ophiolites
V. R. Shmelev, V. G. Kotelnikov, and M. V. Chervyakovskaya 76

SEISMOLOGY

Deficit of Lagre Aftershocks as an Indicator of Afterslip in the Sources of Earthquakes in Subduction Zones

P. N. Shebalin, I. A. Vorobieva, S. V. Baranov, and V. O. Mikhailov

81

Bystrinsky Earthquake in the Southern Pribaikalye (21.09.2020, MW = 5.4): General Characteristic, Basic Parameters and Deformation Signs of the Transition of the Foci To the Meta-Unstable State

*S. A. Bornyakov, A. A. Dobrynina, K. Y. Seminsky, V. A. Sankov,
N. A. Radziminovich, D. V. Salko, and A. N. Shagun*

86

OCEANOLOGY

Sedimentary Waves and Reconstruction of Bottom Currents in the Novaya Zemlya Trough of the Kara Sea

B. V. Baranov, M. V. Flint, N. A. Rimskiy-Korsakov, S. G. Poyarkov, and K. A. Dozorova

91

GEOGRAPHY

Cyclicity of Climate in the Sea of Azov Region: the Holocene and the Current Period (19–21 Centuries)

G. G. Matishov, L. V. Dashkevich, and E. E. Kirillova

96

GEOECOLOGY

Effect of Low-Intensity Ultrasound on the State of Toxicogenic Cyanobacteria

V. A. Rumyantsev, V. N. Rybakin, I. V. Rudskiy, and A. N. Korovin

101

Murataite Matrices for Immobilization of Actinides Obtained in a “Cold” Crucible with Induction Heating

S. V. Yudintsev, O. I. Stefanovskaya, M. S. Nickolsky, M. V. Skvortsov, and B. S. Nikonov

105

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.14:551.242.2:550.83(268)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

© 2021 г. А. А. Черных^{1,*,**}, член-корреспондент РАН В. Д. Каминский¹,
И. В. Яковенко¹, М. С. Корнева¹

Поступило 21.01.2021 г.

После доработки 03.02.2021 г.

Принято к публикации 09.02.2021 г.

В результате комплексного анализа данных потенциальных полей и новейшей сейсморазведки уточнено тектоническое строение области сочленения хребта Ломоносова и арктической континентальной окраины Евразии. Установленные системы разрывных нарушений не подтверждают существования в кайнозое гипотетической Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны. Полученные результаты подтвердили и уточнили модель, в рамках которой раскрытие Евразийского бассейна сопровождалось отодвиганием хребта Ломоносова и прилегающих к нему с юга и востока геоструктур в составе Северо-Американской плиты от Баренцево-Карской окраины.

Ключевые слова: хребет Ломоносова, арктическая континентальная окраина Евразии, Хатангско-Ломоносовская трансформная зона, тектоника, эволюция

DOI: 10.31857/S2686739721050054

Хребет Ломоносова (ХЛ) является подводным поднятием, расположенным в центральной части Северного Ледовитого океана и разделяющим его на два бассейна – Евразийский и Амеразийский. Он простирается примерно на 1800 км, соединяя Северо-Американскую континентальную окраину и арктическую континентальную окраину Евразии (АКОЕ), от островов Гренландия и Элсмир до Новосибирских островов. С запада он граничит с котловиной Амундсена, с востока – с котловинами Макарова и Подводников (рис. 1). Одним из ключевых вопросов, связанных с геологическим строением ХЛ, является характер его сочленения с АКОЕ. Подавляющее большинство исследователей склоняются к существованию между данными структурами гипотетической Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, которая была активной на протяжении всего или большей части кайнозоя по мере того, как хребет отодвигался от Баренцево-Карской окраины [10, 12–14]. В альтернативу этой точки зрения была предложена модель, в соответствии с которой при раскрытии Евразийского бассейна ХЛ переме-

щался вместе со структурами примыкающей АКОЕ в составе Северо-Американской плиты [8]. Конечная цель настоящей работы состоит в прояснении данного вопроса.

Исследуемый район слабо и неравномерно изучен геолого-геофизическими методами. Ближайшая к району исследований глубокая (402 м) скважина пробурена в приполярной области ХЛ. Наибольший прогресс в геологическом изучении района был достигнут в 2007–2016 гг. за счет сейсморазведочных работ МОВ ОГТ 2Д и ГСЗ (экспедиции “Арктика-2011”, “Арктика-2012”, “Арктика-2014”, работы ОАО “МАГЭ”) (рис. 1). Информация об изученности гравитационного и магнитного полей Северного Ледовитого океана, приведенная в ряде публикаций ([2] и др.), свидетельствует о недостаточности объема накопленных данных по потенциальным полям (особенно магнитному), даже применительно к решению региональных задач геологии.

Рассчитанные ранее на этой основе цифровые модели аномального магнитного поля и аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе были актуализированы за счет притока новой информации. С использованием международной цифровой модели рельефа морского дна (ИВСАО, версия 3.0) также были рассчитаны обновленные модели поля силы тяжести в редукции Буге с плотностями промежуточного слоя 2.3 и 2.67 г/см³ и ряд цифровых моделей трансформант потенциальных полей: градиенты по направлениям, их

¹ “Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга” (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

**E-mail: okeangeo@vniio.ru

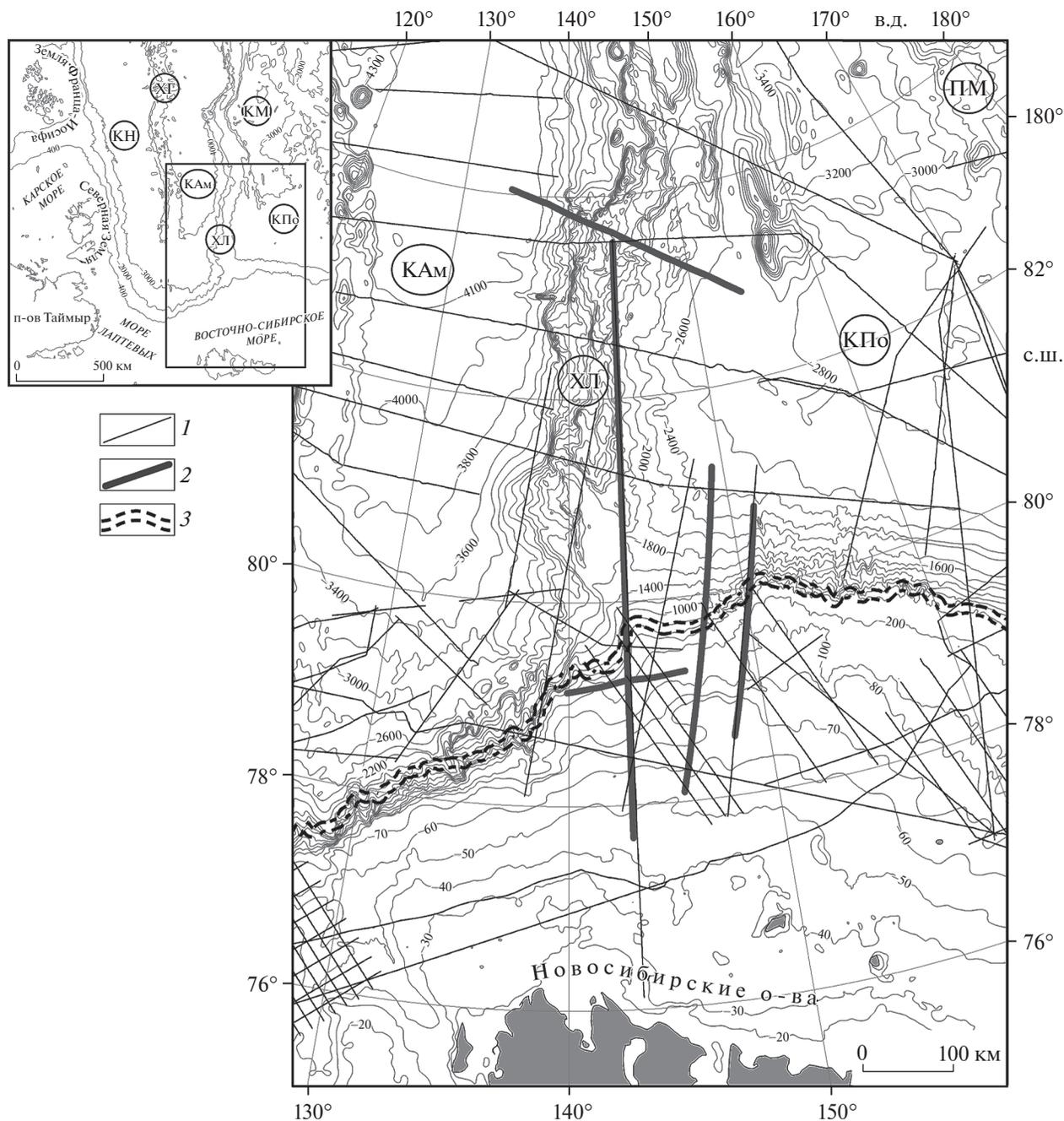


Рис. 1. Географическое положение района исследований (врезка) и схема использованных цифровых сейсмометрических материалов. Условные обозначения: 1 – профили МОВ ОГТ; 2 – профили ГСЗ, 3 – бровка шельфа. Аббревиатуры геоструктур расшифрованы в тексте, дополнительно: КН – котловина Нансена, ХГ – хребет Гаккеля, КМ – котловина Макарова.

региональные и локальные составляющие и др. Совместный анализ потенциальных полей был выполнен с использованием средств структурного анализа в ПО Сигма 3Д. Все перечисленное позволило выявить и оконтурить границы блоков земной коры с разными петрофизическими свойствами, распространить результаты профильных сейсмических наблюдений на всю площадь ис-

следований, дать геологическое истолкование полученных результатов.

Доступные в формате SEG-Y сейсмические разрезы МОВ ОГТ были собраны и обобщены в проекте ПО IHS Kingdom (рис. 1). В ходе их интерпретации прослежены основные отражающие горизонты в осадочном чехле и поверхность акустического фундамента, выявлены тектониче-

ские нарушения и определена их кинематика, сделаны выводы об условиях формирования отдельных геоструктур. В результате дальнейшего анализа сейсмических данных совместно с площадной информацией – наборами цифровых моделей потенциальных полей, их трансформант, а также рельефа дна, была построена тектоническая схема района исследований, упрощенная версия которой приведена на рис. 2. На схеме показаны разрывные нарушения (главные и второстепенные) – границы геоструктур трех рангов, прослеженные в потенциальных полях и заверенные в точках пересечения с линиями сейсмических разрезов – классифицированные на сбросы, надвиги, сдвиги, неустановленной природы и нарушения на границах сегментов океанической коры.

В границы района исследований попадают три геоструктуры I ранга разного генезиса – Евразийский бассейн, Амеразийский бассейн и АКОЕ. Они представлены входящими в их состав геоструктурами II ранга (областями): котловиной Амундсена (КАм), хребтом Ломоносова, северо-восточным фрагментом Лаптевской микроплиты (ЛМ), массивами Де-Лонга и Котельническим, котловиной Подводников и поднятием Менделеева (рис. 2).

К западу от ХЛ, в Евразийском бассейне, расположены зона перехода континент–океан (ПКО) и котловина Амундсена. Океанический фундамент котловины закономерно заглубляется от срединно-океанического хребта (СОХ) Гаккеля к зоне ПКО, с ~3.5 до ~8–9 км. В районе 81° с.ш. наблюдается выступ структуры ХЛ в глубь котловины, ограниченный крупными разломами, часть из которых может иметь сдвиговую компоненту (рис. 2). Примечательно, что на противоположной, Баренцево-Карской части АКОЕ наблюдается сходный по форме симметричный врез, свидетельствующий о единстве этих геоструктур до раскрытия Евразийского бассейна (рис. 3а). Внутри котловины предполагается система субпараллельных СОХ продольных тектонических нарушений, представленных преимущественно сбросами, с падением плоскостей сместителей в западном направлении и, в меньшей степени – взбросами (встречаются в районе рифтовой зоны). Они оконтуривают протяженные гряды, сформированные выступами наклоненных в сторону от СОХ блоков океанической коры, в основном – перекрытых осадками. Поперечные нарушения ограничивают сегменты океанической коры разного порядка (на рис. 2 – двух рангов). Они представлены преимущественно пассивными частями малоамплитудных трансформных разломов. В настоящее время они имеют активные части лишь в зоне СОХ, где фиксируются горизонтальные смещения его оси амплитудой до 10 км. Ширина зоны ПКО в Евразийском бассейне в

среднем составляет ~50 км, фундамент погружен здесь до глубин от ~6 до ~10 км.

Область ХЛ является северным продолжением АКОЕ. Она включает гребневую часть ХЛ и прилегающие к нему с восточной стороны одноранговые структуры – котловину Карасика, седловину Сорокина и прогиб Де-Лонга. Глубина фундамента на ХЛ в районе исследования варьирует в большом диапазоне, уменьшаясь до 1.3 км в пределах горстов в гребневой части и погружаясь до 6.5 км на его флангах и в наиболее глубоких грабенах. Главные продольные тектонические нарушения, представленные сбросами, формируют генеральную субмеридиональную структуру хребта, второстепенные – его внутреннее горст-грабеновое строение. На западном и восточном флангах хребта фиксируются блоки континентальной коры, испытавшие соскальзывание и опрокидывание по листрическим сбросам в сторону прилегающих котловин, с формированием структур полуграбенов. Амплитуда этих сбросов составляет в среднем 2–2.5 км. На площади исследований ХЛ разделен на два сегмента – Сибирский (СХЛ) и Центральный. Они отличаются, в первую очередь, разными направлениями (относительно простирания хребта) систем поперечных разрывных нарушений. В сибирском сегменте нарушения имеют СЗ–ЮВ-ориентировку, а в самой южной части центрального – СВ–ЮЗ. По кинематике эти нарушения подразделены на сбросовые и сдвиговые, а также неустановленной природы. Граница между указанными сегментами проходит в районе ~84.5° с.ш. по крупному правостороннему сдвигу с предполагаемым горизонтальным смещением ~30 км.

Котловина Карасика, разделяющая ХЛ и котловину Подводников, имеет в плане форму, близкую к треугольной. В ее расширенной южной части фундамент испытывает погружение до ~9 км. В северной части котловины расположен ряд узких (шириной ~20 км) линейных субмеридиональных структур, представляющих собой – горсты (отроги Геофизиков и Сенчуры) и разделяющие их грабены/полуграбены (троги Геофизиков и Немилова) (рис. 2). В южном направлении горсты скрываются под осадочным чехлом и прослеживаются лишь на разрезах МОВ ОГТ. Котловина Карасика ограничена высокоамплитудными сбросами с запада и востока и ранее упомянутым сдвигом между сегментами ХЛ – с севера. Вдоль ее восточного борта протягивается в меридиональном направлении яркая отрицательная в потенциальных полях аномальная зона, отождествляемая по данным МОВ ОГТ с трогом Геофизиков. В пределах котловины предполагаются поперечные разрывные нарушения СЗ–ЮВ-простирания, трассируемые с ХЛ. Их косое по отношению к оси простирания хребта и котловины положение, наряду с формой последней – свиде-

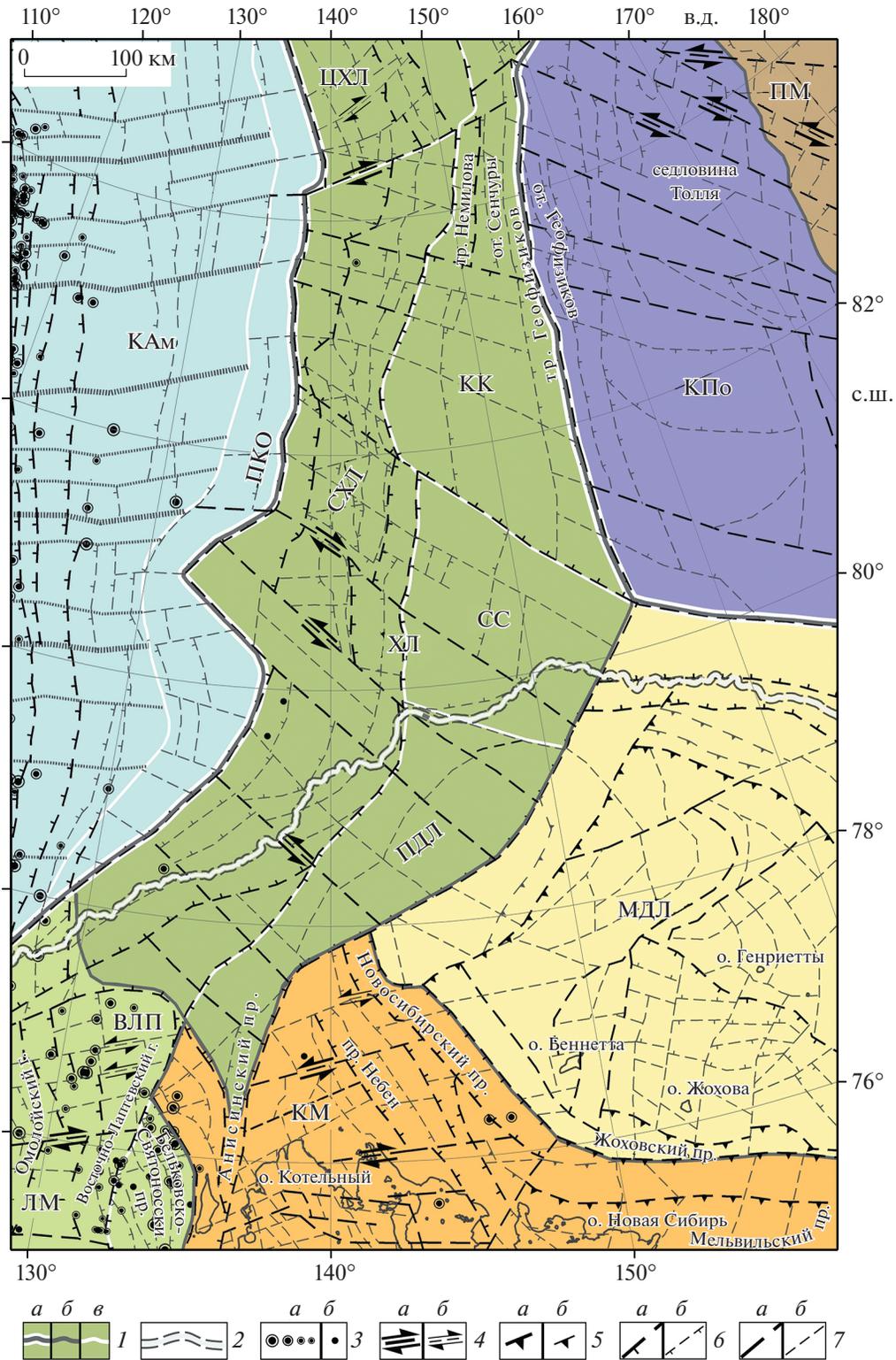


Рис. 2. Тектоническая схема района исследований. Условные обозначения: 1 – границы геоструктур I (а), II (б) и III (в) рангов, 2 – бровка шельфа; 3 – эпицентры землетрясений магнитудой 5–6.8; 4–4.9; 3–3.9; 2.2–2.9 (а) и не установленной (б) [1]; главные (а) и второстепенные (б) нарушения: 4 – сдвиги, 5 – взбросы, 6 – сбросы, 7 – неуставленной природы. Аббревиатуры геоструктур: ВЛП – Восточно-Лаптевское поднятие, ЛМ – Лаптевская микроплита, КАМ – котловина Амундсена, КК – котловина Карасика, КМ – Котельнический массив, КП – котловина Подводников, МДЛ – массив Де-Лонга, ХЛ – хребт Ломоносова, ПДЛ – прогиб Де-Лонга, ПКО – зона перехода континент-океан, ПМ – поднятие Менделеева, СС – седловина Сорокина, СХЛ и ЦХЛ – Сибирский и центральный сегменты хребта Ломоносова.

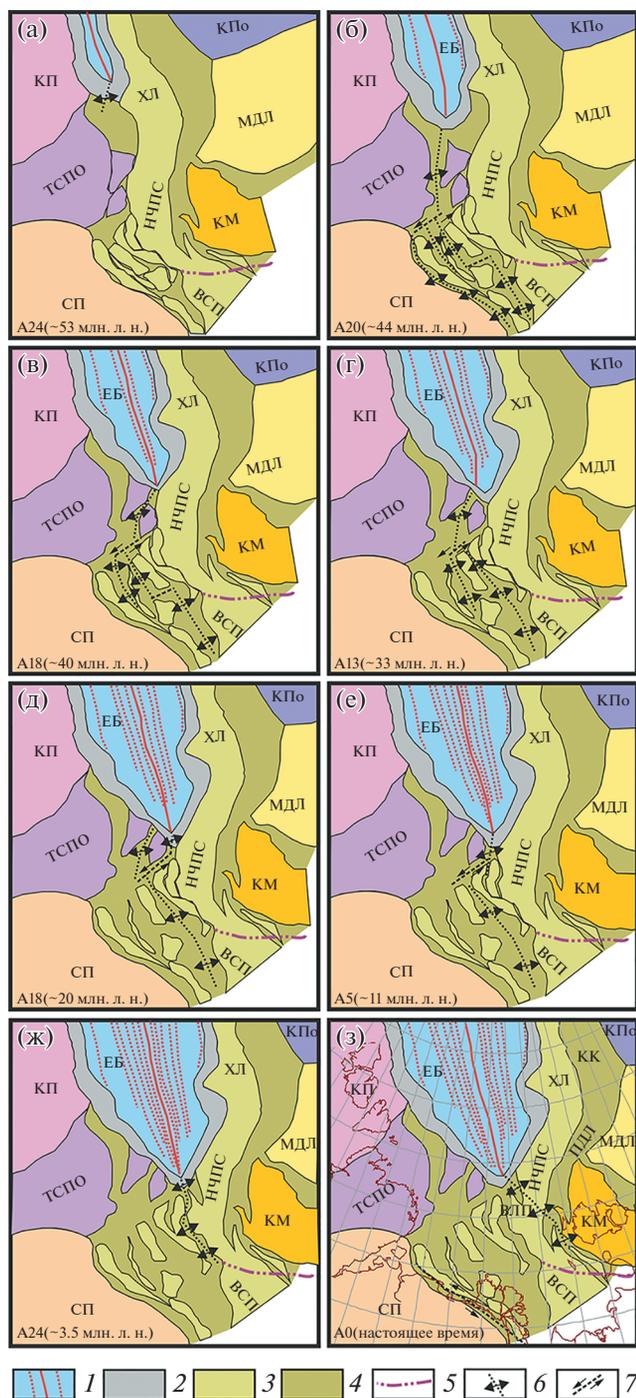


Рис. 3. Палинспастические реконструкции для кайнозойского этапа эволюции Лаптевоморского региона. Условные обозначения: 1 – океаническая кора и полосовые магнитные аномалии в ЕБ, 2 – ПКО, 3 – приподнятые блоки фундамента (горсты, поднятия), 4 – опущенные блоки фундамента (прогибы, рифты), 5 – Южно-Анзюская сутура, 6 – оси растяжения и его направление, 7 – зоны сдвигов. Аббревиатуры геоструктур расшифрованы на рис. 2, дополнительно: ВСП – Верхоянский складчатый пояс, ЕБ – Евразийский бассейн, КП – Карская плита, НЧПС – Новосибирско-Чукотская покровно-складчатая система, СП – Сибирская платформа, ТСПО – Таймыро-Северозельская покровно-складчатая область.

тельствует о формировании этой области в условиях косога растяжения (транстенсии) континентальной коры. Южнее нее расположена седловина Сорокина, в пределах которой фундамент располагается на глубине ~5 км. Структуры контактируют по крупному сбросу (амплитуда ~4.5 км), на ранних этапах его существования, вероятно – сбросо-сдвигу.

Прогиб Де-Лонга простирается в ЮЗ-СВ направлении, отделяя СХЛ от массивов Де-Лонга и Котельнического. Глубина фундамента в прогибе в среднем составляет ~5 км, в наиболее погруженной части достигает ~9 км. С бортов прогиб ограничен крупными сбросами. В поперечном направлении его пересекают разломы I и II рангов СЗ–ЮВ-направления, проникающие из СХЛ. Часть из этих нарушений предположительно имеет левосдвиговую компоненту.

С юга к области ХЛ примыкают структуры АКОВЕ, породы которых в разной степени обнажаются на островной суше и потому – существенно лучше изученные (например, [5]). Далее приведены лишь особенности их тектонического строения, подтверждающиеся или проистекающие из результатов настоящей работы.

На юго-западе СХЛ смыкается с Восточно-Лаптевским поднятием, которое является частью Лаптевоморской системы рифтов и грабенов, сформированной под влиянием попыток продвижения в южном направлении СОХ Гаккеля (например, [8, 12]). Будучи расположенным близ зоны торцевого сочленения СОХ и АКОВЕ, поднятие раздроблено на локальные горсты и грабены субмеридиональной ориентировки, нарушенные субширотными поперечными разломами сдвиговой (с амплитудой 5–12 км) кинематики. Через поднятие и далее, в зону Бельковско-Святоносского рифта, трассируется современная ветвь (одна из двух) растягивающих напряжений, намечая восточный край Лаптевской микроплиты [1] и границу между ней и СХЛ (рис. 2).

Область Котельнического массива представляет собой фрагмент позднекиммерийской Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системы (НЧПС), в пределах которой на островах Анжу обнажаются породы позднемелового-кайнозойского осадочного чехла и более древние осадочные породы, вошедшие в результате складчатости в состав фундамента [5]. Массив обрамлен серией прогибов (рифтов) со значительными (до 4 км) по амплитуде сбросами в бортах: с запада – Бельковско-Святоносским рифтом; с северо-запада – Анисинским рифтом (до 7 км глубины); с севера – прогибом Де-Лонга, с северо-востока – серией прогибов, включающей Новосибирский рифт и прогиб Небен, соединяющихся на востоке с Жоховским и Мельвильским прогибами. Тектонические нарушения в зонах прогибов включают

сбросы и взбросы, протягивающиеся параллельно их простиранию (субширотные и СЗ–ЮВ-простирания) и субортогональные поперечные нарушения, зачастую представленные малоамплитудными сдвигами (до ~10 км). Аналогичный тектонический стиль предполагается по данным потенциальных полей на всей площади Котельнического массива: при этом оси сбросов и взбросов протягиваются параллельно осям упомянутых рифтов и прогибов (рис. 2).

Массив Де-Лонга через вышеописанную систему прогибов контактирует с Котельническим массивом и представляет собой блок древней континентальной коры, испытавший за историю своего геологического развития множество различных геодинамических обстановок. Высокоамплитудные магнитные аномалии в пределах массива позволяют закартировать ареалы траппового магматизма разного возраста, установленные на островах [5]. В разных его частях, преимущественно в фундаменте, предполагаются разрывные нарушения различной ориентировки и кинематики (рис. 2). Отметим лишь, что часть из них, в северной и СЗ-частях массива, по данным сейсморазведки могут быть представлены взбросами. На северо-западе массив граничит с одноименным прогибом и седловиной Сорокина по системе крупных сбросов. Такие же сбросы фиксируются в северной части массива, на границе с котловиной Подводников. Последняя отделена от ХЛ узким отрогом Геофизиков субмеридионального простирания. Она характеризуется сложно дешифрируемой тектонической структурой. На сейсмических разрезах разрывные нарушения достоверно устанавливаются только в бортовых частях котловины, а в центральной части – ненарушенный осадочный чехол залегает на фундаменте неопределенной природы, по-видимому, включающем в верхней части вулканогенные образования. Таким образом, система тектонических нарушений на большей площади котловины намечена по результатам интерпретации только потенциальных полей (рис. 2). Главная особенность котловины Подводников – наличие на всей площади ее фундамента поперечных разломов и в северной части – левосторонних сдвигов, трассируемых через котловину из области ХЛ на примыкающее к ней с востока поднятие Менделеева. Структура последнего была описана ранее [9] и, ввиду отсутствия новых данных, не претерпела значимых изменений.

Наиболее древними (домезозойскими) тектоническими нарушениями, выявленными в районе исследования, являются, вероятно, некоторые из предполагаемых по данным поля силы тяжести – в центральной части массива Де-Лонга. Они относятся к ранним этапам становления этой структуры. В целом домезозойская тектоника в пределах акватории исследуемого региона оказа-

лась маскирована в результате последующих тектоно-магматических событий. Закрытие Южно-Ануйского палеоокеана привело к столкновению Котельнического массива и массива Де-Лонга в составе Чукотско-Аляскинского микроконтинента с Сибирью и структурами Колымской петли [6]. В результате была сформирована позднемеловая НЧПС, структуры которой в восточной части моря Лаптевых огибают блок обсуждаемых срединных массивов с северо-запада и продолжаются, как минимум, в СХЛ. Синхронно с закрытием Южно-Ануйского палеоокеана, к северу от Чукотско-Аляскинского микроконтинента, раскрывался Американо-Аляскинский бассейн. Время формирования входящей в его состав котловины Подводников достоверно неизвестно, но, вероятно, это произошло в позднем мелу. Вместе с котловиной Карасика она формировалась в обстановке трансформации, с развитием сбросовых нарушений и косоориентированных сбросо-сдвигов. При этом происходило отодвигание поднятия Менделеева от ХЛ, для чего к северу от массива Де-Лонга на этом этапе эволюции должна была существовать правосторонняя сдвиговая зона [11]. Учитывая раскрытие прогиба Де-Лонга на севере в котловину Карасика (рис. 2), можно предположить, что его образование происходило синхронно с последней, по причине небольшого по амплитуде перемещения указанного массива от СХЛ.

Последний этап тектоно-магматической активизации в регионе связан с раскрытием Евразийского бассейна, что отображено на серии актуализированных [8] палинспастических реконструкций (рис. 3). Приблизительно 53 млн л.н. СОХ Гаккеля достиг области, представляющей собой сложный узел сопряжения герцинид Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области (ТСПО) и мезозой Верхоянского складчатого пояса и НЧПС, разделенных Южно-Ануйской сутурой. Далее продвижение происходило по ослабленной зоне – приблизительно по шву между ТСПО и НЧПС, с проникновением внутрь Верхоянского складчатого пояса близ края Сибирской платформы (рис. 3б). СОХ Гаккеля в процессе аккреции океанической коры удалялся от Баренцево-Карской окраины, и центры растяжения в Лаптевоморском регионе также со временем мигрировали в восточном направлении [8, 12]. В результате этого процесса постепенно формировалась Лаптевоморская рифтовая система (рис. 3в–3е).

В отличие от центрального сегмента ХЛ, в сибирский его сегмент практически не трассируются поперечные разрывные нарушения из Евразийского бассейна, заканчиваясь в области ПКО (рис. 2). Многочисленные сбросы, сформировавшие западный борт СХЛ, ограничиваются поперечными нарушениями, заложенными, по-види-

тому, на предыдущих этапах эволюции. Следов существования гипотетической Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны и признаков обстановок трансформации [10, 12] установить не удается. Полученные результаты демонстрируют, что ХЛ вместе с примыкающими с востока структурами Американо-Арктического бассейна при отодвигании от Баренцево-Карской окраины не испытал перемещения относительно смежной части АКОВ, что и предполагалось некоторыми исследователями ранее [3, 4, 7, 8, 15]. Граница между Евразийской и Северо-Американской плитами оформилась по хребту Гаккеля, а южнее – приобрела диффузный характер внутри Лаптевоморской системы рифтов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств субсидии на выполнение государственного задания ФГБУ “ВНИИОкеангеология” на 2019 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* // ДАН. 2002. Т. 385. № 6. С. 793–796.
2. *Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д. и др.* / В кн. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане (ред. Каминский В.Д., Аветисов Г.П., Иванов В.Л.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 196–208.
3. *Гусев Е.А.* // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. С. 7.
4. *Каминский В.Д., Аветисов Г.П., Поселов В.А.* // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 562–565.
5. *Косыко М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А. и др.* // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. 36 с.
6. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др.* // Геотектоника. 2013. Т. 1. С. 3–35.
7. *Посёлов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др.* // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680.
8. *Черных А.А.* / Автореф. дис. к.г.-м.н.: 25.00.10. СПб. 2005. 24 с.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1189.6408>
9. *Черных А.А., Астафурова Е.Г., Глебовский В.Ю. и др.* // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 194–198.
10. *Шипилов Э.В., Кириллова Т.А.* / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. Т. 17. С. 563–567.
11. *Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., Korneva M.* // J. Geodynamics. 2018. V. 119. P. 167–182.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.010>
12. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
13. *Drachev S.S., Mazur S., Campbell S., et al.* // J. Geodynamics. 2018. V. 119. P. 123–148.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.005>
14. *Fujita K., Cambay F.W., Velbel M.A.* // Marine Geology. 1990. V. 93. P. 95–118.
15. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. № 19. P. 5047–5051.

TECTONIC STRUCTURE OF THE LOMONOSOV RIDGE AND EURASIAN CONTINENTAL MARGIN JUNCTION

A. A. Chernykh^{a,*,###}, Correspondent Member of the RAS V. D. Kaminskiy^a,
I. V. Yakovenko^a, and M. S. Korneva^a

^a I.S. Gramberg All-Russian Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), Saint-Petersburg, Russian Federation

[#] E-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

^{##} E-mail: okeangeo@vniio.ru

The tectonic structure of the junction zone of the Lomonosov Ridge and the Arctic continental margin of Eurasia was clarified due to comprehensive analysis of potential field data and results of the newest seismic surveys. Existence of hypothetical the Khatanga-Lomonosov transform zone is not confirmed by inferred systems of faults. The obtained results confirmed and detailed the model which considers the Eurasian Basin opening as accompanied by movement of the Lomonosov Ridge and adjacent from the east and south the geological structures as a parts of the North American plate away from the Barents-Kara margin.

Keywords: Lomonosov Ridge, Arctic continental margin of Eurasia, Khatanga-Lomonosov transfer zone, tectonics, evolution

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ УДСКОГО КОМПЛЕКСА ДЖУГДЖУРСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ГИГАНТСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2021 г. А. М. Ларин^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, В. П. Ковач¹, Ю. В. Плоткина¹, Т. М. Сквитина²

Поступило 14.01.2021 г.

После доработки 25.01.2021 г.

Принято к публикации 26.01.2021 г.

Проведены геохимические, изотопно-геохимические (Nd, Sr) и геохронологические (U–Pb ID TIMS) исследования двух массивов удского комплекса (Чалбук-Яконского и Уян-Тавитчакского) Джугджурского блока Станового структурного шва. Установлено, что их формирование имело место в раннем меле (116 ± 1 млн лет) в геодинамической обстановке литосферного растяжения. Формирование исходной магмы этих гранитоидов происходило из смешанного источника: раннедокембрийского нижнекорового и мантийного, при явном преобладании корового компонента. Гранитоиды удского комплекса Джугджурского блока вероятнее всего представляют собой восточное окончание Удско-Зейского (Станового) постколлизийного пояса, протягивающегося более чем на 1000 км вдоль южного обрамления Сибирского кратона параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне и сшивающего различные тектонические блоки северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Есть все основания полагать, что далее к западу Удско-Зейский (Становой) пояс переходит в Западно-Забайкальскую рифтовую систему, формирование которой произошло в интервале 170–110 млн лет. Другими словами, можно предполагать, что в мезозое в южном обрамлении Сибирского кратона существовала гигантская единая рифтовая система, протягивающаяся более чем на 2000 км.

Ключевые слова: гранитоиды, постколлизийный магматизм, рифтовая система, U–Pb-возраст, изотопная геохимия, континентальная кора, мантия, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S268673972105008X

Гранитоиды удского комплекса распространены в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и Джугджурского блока Станового структурного шва, который представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, отделяющую Сибирский кратон от его складчатого обрамления. В Джугджуро-Становом супертеррейне они образуют мелкие и средние по размерам плитообразные массивы (5–350 км²), закартированные в юго-восточной его части, в Чогарском гранулитовом блоке. Наиболее крупные батолиты пород удского комплекса площадью до 2500 км² распространены в пределах Джугджурского блока. Воз-

раст и тектоническое положение гранитоидов этого комплекса трактуются неоднозначно. Согласно одним представлениям, внедрение мезоабиссальных батолитов удского комплекса произошло во второй половине раннего мела в обстановке постколлизийного рассеянного континентального рифтогенеза [1]. При этом они вместе с интрузиями гранитоидов тындинско-бакаранского, амуджиканского и других комплексов рассматриваются в составе гигантского субширотного Удско-Зейского (Станового) пояса батолитов (130–122 млн лет [2]) (рис. 1а). По мнению других исследователей [3, 4] гранитоиды удского комплекса имеют позднеюрский-раннемеловой возраст и формировались в условиях активной континентальной окраины. Результаты U–Pb (ID TIMS) геохронологических исследований гранитоидов удского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна свидетельствуют об их среднеюрском возрасте (181 ± 2 млн лет) [5]. Соответственно массивы, сложенные гранитоидами этого комплекса, представляют собой юго-запад-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

ное окончание Удско-Мургалской магматической дуги, которая сформировалась в процессах субдукции и протягивается по границе Палео-Азиатского океана с Сибирским континентом [3]. В то же время предварительные геохимические исследования гранитоидов удского комплекса из этих двух различных тектонических зон (Джугджурский блок Станового шва и Чогарский блок Джугджуро-Станового супертеррейна) показали, что при значительном петрографическом и петрохимическом их сходстве они различаются по своим геохимическим характеристикам [6]. В связи с этим были выполнены комплексные геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования гранитоидов удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва, результаты которых представлены в настоящей статье. Главными объектами исследований послужили крупный Чалбук-Яконский массив (лакколит по данным [1]) и его сателлит, Уян-Тавитчакский массив, который представляет собой более мелкое трещинное дугообразное в плане тело (рис. 16).

Указанные массивы сложены преимущественно мелко-среднезернистыми нередко полосчатыми порфиroidными гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В них часто присутствуют шлировидные обособления гибридных пород — гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфириров и кварцевых диорит-порфиоров. Породы основного состава (габбро и габбро-диориты), также, как и граниты, пользуются незначительной распространенностью [1]. Рассматриваемые массивы гранитоидов удского комплекса имеют эруптивные взаимоотношения с палеопротерозойскими метаморфическими породами Джугджурского блока и анортозитами Геранского массива древнеджугджурского комплекса и прорываются позднемеловыми гранитоидами джугджурского комплекса.

По составу гранитоиды изученных массивов удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва отвечают преимущественно кварцевым диоритам ($\text{SiO}_2 = 60.6\text{--}63.6\%$) нормального и умеренно-щелочного ряда. По щелочно-известковому индексу (MALI) они принадлежат к известково-щелочному типу с K/Na-отношением ниже единицы, относятся к метаглиноземистому типу ($A/CNK = 0.84\text{--}0.91$) с низким уровнем алкаитности ($NK/A = 0.67\text{--}0.63$) и низкой степенью железистости ($f = 0.53\text{--}0.72$) и характеризуются умеренными и низкими содержаниями большинства несовместимых элементов (за исключением Ba и Sr — 850–1150 и 740–772 мкг/г) и очень низкими концентрациями HFSE и HREE. Спайдерграммы демонстрируют умеренное обогащение гранитоидов несовместимыми элементами, резкие отрицательные аномалии Nb и Ta, менее выраженные отрицательные аномалии P и

Ti, а также положительные аномалии Ba и Sr. Низкие значения Rb/Sr отношений (0.05–0.07) указывают на низкую степень дифференцированности этих пород.

В целом по минералого-геохимическим особенностям гранитоиды удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва отвечают гранитоидам I типа. Наиболее характерными их чертами являются высокие значения Sr/Y отношений (91–107), высокий уровень фракционирования REE ($[La/Yb]_n = 20.5\text{--}43.2$) и наличие небольшой положительной Eu-аномалии (1.05–1.13), что сближает их с адакитами. По составу они ближе всего к гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса западной части Джугджуро-Станового супертеррейна.

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены для кварцевого диорита из северной части Уян-Тавитчакского массива удского комплекса (проба M-571-A) (рис. 16). Акцессорный циркон, выделенный из кварцевого диорита, образует субидиоморфные короткопризматические, реже призматические прозрачные и полупрозрачные кристаллы желтого цвета, размер которых изменяется от 50 до 300 мкм, с отношениями длины к ширине от 1:1 до 2:1. Основными элементами огранки этих кристаллов являются призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {101}, {211} (рис. 2, I–III). Они характеризуются четкой осцилляторной зональностью (рис. 2, IV–VI) и присутствием в отдельных кристаллах реликтов унаследованных ядер.

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы две микронавески (20–50 зерен) наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций 50–100 и >100 мкм, а также навеска циркона из размерной фракции 50–100, которая была подвергнута предварительной кислотной обработке (табл. 1). Как видно на рис. 3, точка изотопного состава циркона из фракции >100 мкм (№ 1, табл. 1) располагается на конкордии, а величина его конкордантного возраста составляет 116 ± 1 млн лет ($СКВО = 0.79$, вероятность = 0.37). Такая же оценка возраста (116 ± 1 млн лет) получена по нижнему пересечению дискордии (рис. 3), построенной для всех проанализированных микронавесок циркона (верхнее пересечение — 2138 ± 57 млн лет, $СКВО = 0.29$). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, есть все основания рассматривать полученную для него оценку возраста 116 ± 1 млн лет как возраст его кристаллизации из расплава и соответственно, как возраст становления Уян-Тавитчакского массива удского комплекса.

Результаты изотопно-геохимических (Nd, Sr) исследований гранитоидов удского комплекса

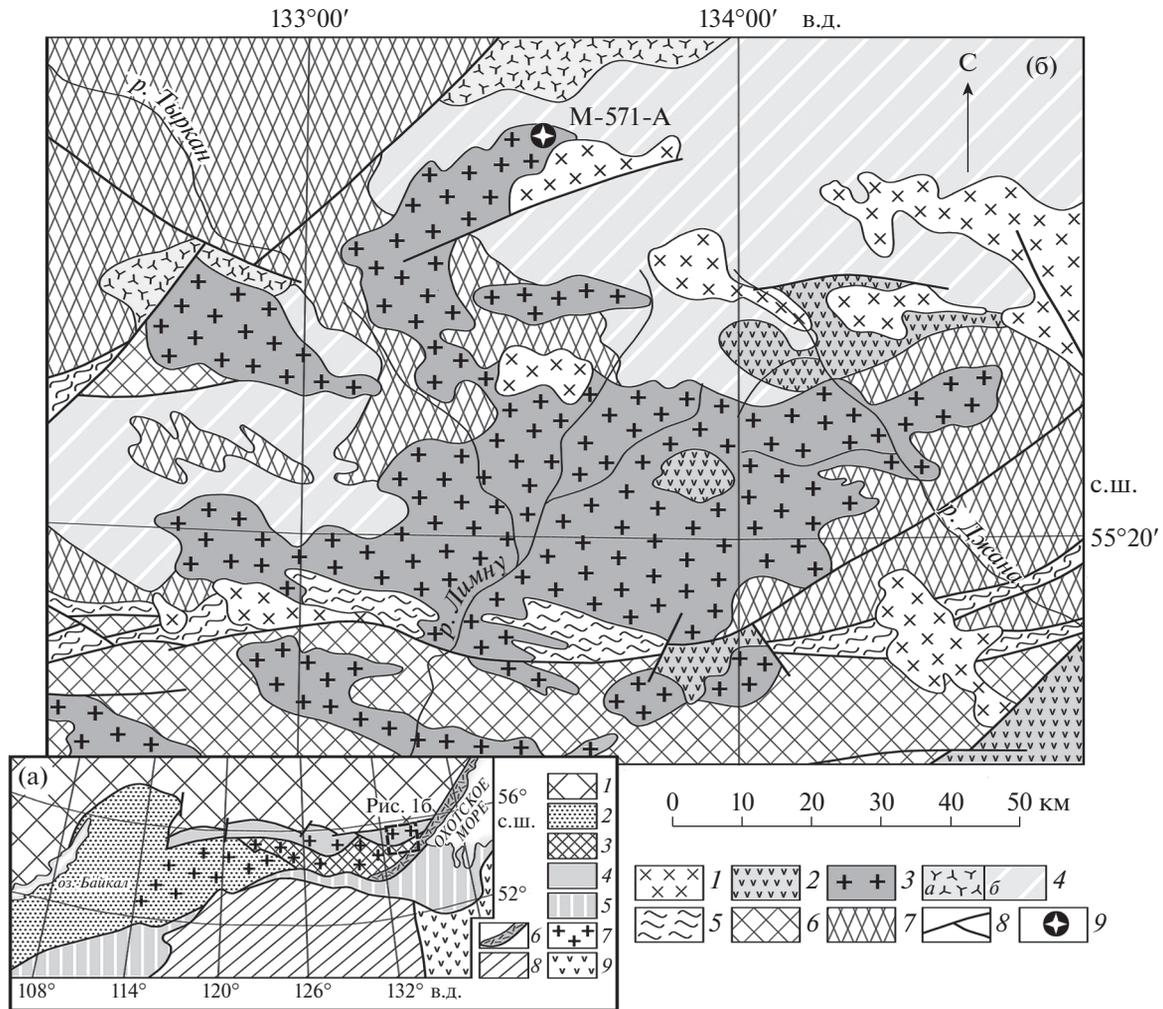


Рис. 1. (а) Геологическое положение позднемезозойского Удско-Зейского (Станового) постколлизийного пояса батолитов в складчатом обрамлении Сибирской платформы. 1 – Сибирский кратон; 2 – террейны, аккрецированные к кратону в позднем рифее и палеозое; 3 – Джугджуро-Становой супертеррейн; 4 – Становой структурный шов; 5 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 6 – Удско-Мургалская магматическая дуга; 7 – Удско-Зейский (Становой) пояс батолитов; 8 – Амурская микроплита; 9 – Сихоте-Алинский орогенный пояс. (б) Схема размещения гранитоидов удского комплекса в пределах раннедокембрийского Джугджурского блока Станового структурного шва. 1 – поздне-меловые гранитоиды и вулканиты; 2 – нижнемеловые вулканогенно-осадочные и осадочные породы неймуканской и боконской свит; 3 – раннемеловые гранитоиды удского комплекса; 4 – палеопротерозойская улкан-джугджурская магматическая ассоциация (а – рапакивигранит-щелочногранитный комплекс, б – габбро-анортозитовый комплекс); 5 – диафориты, blastsмилониты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, фельдшпатиты и кремне-щелочные метасоматиты; 6–7 – раннедокембрийские породы южного обрамления Сибирского кратона: 6 – метаморфические породы (амфиболитовая фация) Удско-Майской зоны Джугджуро-Станового супертеррейна, 7 – метаморфические породы (гранулитовая фация) Джугджурского блока Станового структурного шва; 8 – разрывные нарушения; 9 – место отбора геохронологической пробы.

Джугджурского блока Станового структурного шва позволяют заключить, что для изученных пород изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = -11.7... -12.9$, $T_{Nd}(DM) = 1.4-1.6$ млрд лет, $T_{Nd}(C) = 1.9-2.0$ млрд лет) несколько более радиогенный по сравнению с вмещающими палеопротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами этого блока ($\epsilon_{Nd}(116) = -14.9... -22.3$, $T_{Nd}(DM) = 2.2-2.7$ млрд лет [11, 12]), и мало радиогенный изотопный состав Sr ($ISr = 0.7053$). Из приведенных изо-

топных данных следует, что формирование исходных магм для рассматриваемых гранитоидов происходило из смешанного источника. Очевидно, что одним из компонентов этого источника была раннедокембрийская континентальная кора Джугджурского блока. Вторым, ювенильным, компонентом, по-видимому, было вещество мантии. При этом вклад мантийного источника был существенно ниже корового. На вклад вещества мантийного источника указывают также и сравнительно низкие значения ISr .

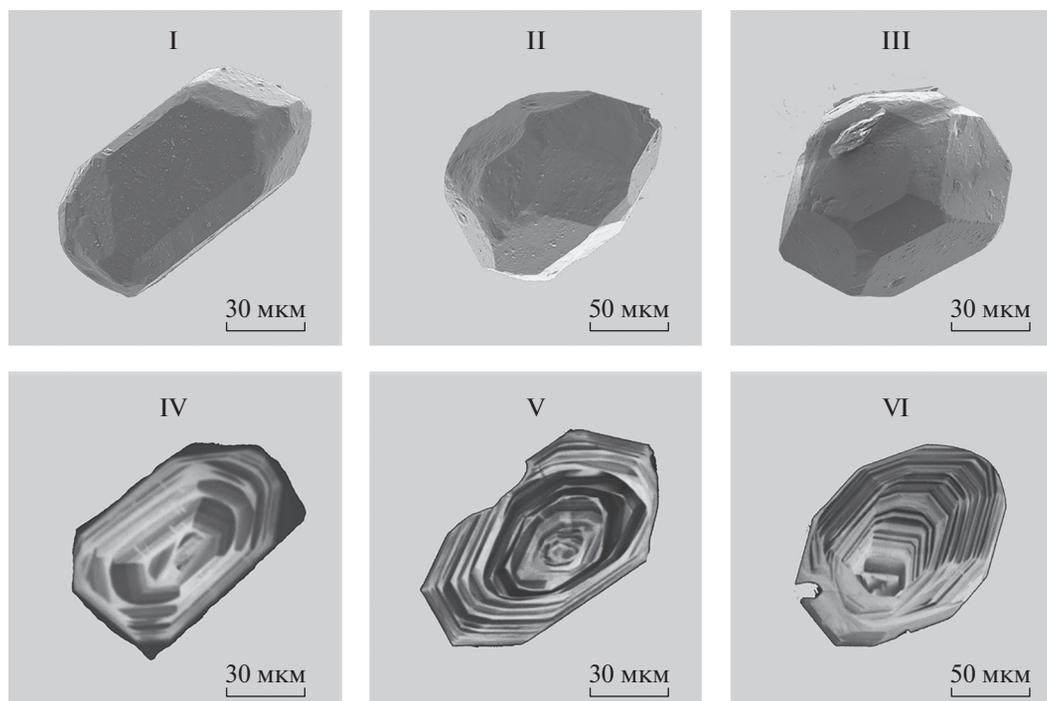


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы М-571-А, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолуминесценции.

По возрасту и составу гранитоиды удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва обнаруживают наибольшее сходство с гранитоидами тындинско-бакаранского комплекса (122 ± 1 млн лет, [2]), образуя

шими крупные батолиты Удско-Зейского (Станового) пояса. Таким образом, можно полагать, что массивы гранитоидов удского комплекса Джугджурского блока представляют собой восточное окончание Удско-Зейского (Станового)

Таблица 1. Результаты U–Pb геохронологических исследований циркона из кварцевого диорита Уян-Тавитчакского массива удского комплекса (проба М-571а).

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>100, 20 крист.	0.03	4.40	228	815	0.0482 ± 2	0.2022 ± 1	0.1207 ± 4	0.0181 ± 1	0.46	116 ± 1	116 ± 1	110 ± 8
2	50–100, 50 крист.	0.56	2.71	121	395	0.0496 ± 2	0.1975 ± 1	0.1262 ± 7	0.0185 ± 1	0.49	121 ± 1	118 ± 1	174 ± 11
3	50–100, кисл.обр. = 3.0	–*	U/Pb = 42.1		1145	0.0613 ± 2	0.1976 ± 1	0.1799 ± 7	0.0130 ± 1	0.71	168 ± 1	136 ± 1	649 ± 6

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. * – навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особенно чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [7]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности циркона использовалась предварительная кислотная обработка [8]. Для изотопных исследований использован смешанный изотопный индикатор ^{235}U – ^{202}Pb . Они выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [9] и “ISOPLOT” [10].

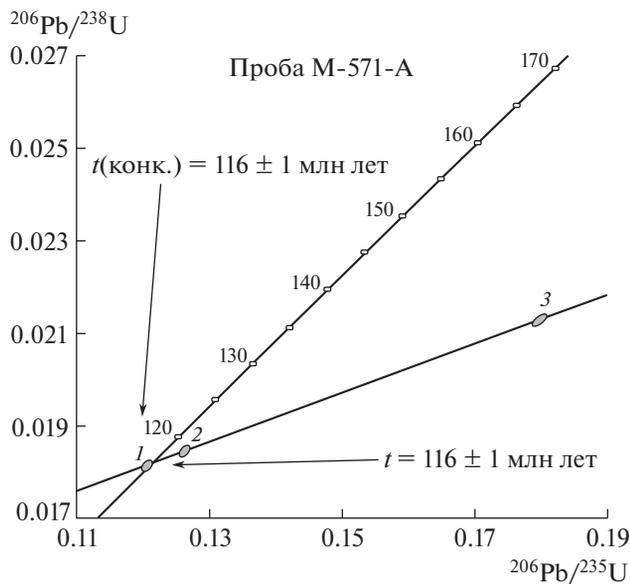


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы М-571-А. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

постколлизийного магматического пояса, протягивающегося более чем на 1000 км вдоль южного обрамления Сибирского кратона параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне и сшивающего различные тектонические блоки северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [2, 6]. Возраст проявления магматических событий в пределах этого пояса последовательно возрастает в направлении с востока на запад с 116 млн лет и до 160–142 млн лет в западной части Западно-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [13, 14]. В этом же направлении происходит и закономерное изменение состава магматических пород. Наблюдаются общее увеличение их щелочности и усиление роли калия в балансе щелочей. Известково-щелочные породы нормального ряда, близкие к адakitам, сменяются умеренно-щелочными породами в центральной части пояса. В западной части пояса им на смену приходят щелочные граниты А-типа [14]. Есть все основания полагать, что далее к западу Удско-Зейский (Становой) пояс переходит в Западно-Забайкальскую рифтовую систему, формирование которой произошло в интервале 170–110 млн лет [15]. Другими словами, можно предполагать, что в мезозое в южном обрамлении Сибирского кратона существовала гигантская единая рифтовая система, протягивающаяся более чем на 2000 км.

Полученные данные показывают, что гранитоиды удского магматического комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и зоны его сочленения с Алданским щитом (Становой структурный шов) в действительности следует относить к

разным комплексам. Гранитоиды удского комплекса восточной части Джугджуро-Станового супертеррейна имеют возраст 181 ± 2 млн лет [5]. Массивы этих гранитоидов входят в состав Удско-Мургалской магматической дуги, которая имеет субдукционное происхождение [3]. Возраст гранитоидов удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва составляет 116 ± 1 млн лет. Скорее всего они относятся к гигантскому постколлизийному Удско-Зейскому (Становому) поясу батолитов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств РФФИ (проекты № 18-05-00403 и 19-05-00647).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб. ВСЕГЕИ. 2007. 448 с.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.
3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24–43.
4. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИГАБМ СО РАН Якутск: г. Нерюнгри, 2003. 44 с.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2020. Т. 492. № 2. С. 21–25.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. // Тектоника, глубинное строение и минерализация Востока Азии: X Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 10–12 сентября 2019, г. Хабаровск. Хабаровск: ИГиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2019. С. 67–69.
7. Krogh T.E. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
8. Mattinson J.M. // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
9. Ludwig K.R. // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
10. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex.Version 2.06. // Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
11. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М. и др. // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
12. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
13. Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. // ГРМ. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.
14. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2018. Т. 482. № 6. С. 680–684.
15. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.

**AGE AND TECTONIC STATE OF GRANITOIDS OF THE UDSKY COMPLEX
OF THE DZHUGDZHUR BLOCK OF THE STANOVOY SUTURE:
NEW DATA ON THE FORMATION OF THE GIANT MAGMATIC BELTS
IN EASTERN ASIA**

**A. M. Larin^{a,#}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a, V. P. Kovach^a,
Yu. V. Plotkina^a, and T. M. Skovitina^b**

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b *Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: larin7250@mail.ru*

Granitoids of the Udsky complex are distributed within the southeastern marginal part of the Siberian craton and its folded framing. Geochemical, isotope-geochemical (Nd, Sr) and geochronological (U-Pb ID TIMS) studies of two massifs of this complex (Chalbuk-Yakon and Uyan-Tavitchak) of the Dzhugdzhur block of the Stanovoy suture were carried out, the results of which are presented in this article. As a result of the conducted studies, it was found that their formation took place in the Early Cretaceous (116 ± 1 Ma) in the geodynamic setting of lithospheric extension. The initial magma of these granitoids was formed from a mixed source: Early Precambrian lower crustal and mantle, with a clear predominance of the crustal component. The granitoids of the Udsky complex of the Dzhugdzhur block most likely represent the eastern end of the Udsko-Zeya (Stanovoy) postcollision belt, stretching for more than 1000 km along the southern framing of the Siberian craton parallel to the Mongol-Okhotsk suture zone and stitching various tectonic blocks of the northeastern part of the Central Asian fold belt. There is every reason to believe that further to the west, the Udsko-Zeya (Stanovoy) belt passes into the West-Transbaikal rift system, the formation of which took place in the interval of 170–110 Ma. In other words, it can be assumed that in the Mesozoic, in the southern framing of the Siberian craton, there was a giant unified rift system stretching for more than 2000 km.

Keywords: granitoids, postcollisional magmatism, rift systems, U–Pb age, isotope geochemistry, continental crust, mantle, Siberian craton

УДК 550.93: 552.3 (571)

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ МАМСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2021 г. Е. Ю. Рыцк^{1, *}, А. А. Андреев², Е. В. Толмачева¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹,
С. Д. Великославинский¹, А. М. Федосеенко¹

Поступило 09.11.2020 г.

После доработки 10.02.2021 г.

Принято к публикации 11.02.2021 г.

Приведены результаты геохронологического U–Pb-исследования гнейсо-гранитов Мамской зоны (SIMS-метод). Впервые установлен возраст 1874 ± 9 млн лет магматического протолита гнейсо-гранитов Мамской зоны, который подтверждает масштабность палеопротерозойского этапа внутриплитного магматизма, близкого времени формирования гранитоидов Южно-Сибирского магматического пояса. В позднем палеозое, по предварительным данным, палеопротерозойский протолит гнейсо-гранитов Мамской зоны претерпел метаморфическую переработку в ходе сдвиговых деформаций и образования пегматоидных гранитов и пегматитов.

Ключевые слова: U–Pb-геохронологические исследования, циркон, гнейсо-граниты, Мамская зона

DOI: 10.31857/S2686739721050157

Реконструкция тектонической эволюции южной части Сибирского кратона невозможна без решения вопросов о возрасте и условиях формирования метаморфических комплексов и гранитоидов Байкало-Патомского складчатого пояса (БПП). Ключевым тектоническим элементом БПП является Мамская зона в Северо-Байкальском нагорье (рис. 1а), сложенная мамским комплексом метаморфизованных карбонатно-терригенных пород позднего докембрия ([1–3] и др.). Отличительной особенностью Мамской зоны является ее насыщенность пегматоидными гранитами и мусковитовыми пегматитами, которые обычно вместе с гнейсо-гранитами объединялись в мамско-оронский комплекс позднего докембрия ([2, 3] и др.) или раннего палеозоя [4]. Традиционные представления о геологическом строении Мамской зоны (рис. 1б) в последнее время переживают серьезную трансформацию в связи с включением мамского метаморфического комплекса в состав палеопротерозойского фундамента БПП [5], что подтверждается, в частности, палеопротерозойскими оценками возраста гнейсовидных плагиогранитов Слюдянкинского [6] и

Кочектинского диапировых массивов [5] в верховьях реки Слюдянка.

Гнейсо-граниты на юго-западе Мамской зоны образуют узкие плитообразные тела, вытянутые по простиранию вмещающих пород. Формирование гнейсо-гранитов связывают с высокотемпературным метаморфизмом вмещающих рифейских пород [1] или считают их “реоморфическими” образованиями фундамента БПП [7]. Следует отметить, что Л.И. Салоп [8] также допускал включение гнейсо-гранитов и вмещающих их метаморфических пород на юго-западе Мамской зоны в состав раннего докембрия Чуйского выступа фундамента БПП. Неопределенность положения гнейсо-гранитов Мамской зоны в тектоно-магматической эволюции БПП и их отношения к мамско-оронскому комплексу палеозойских пегматоидных гранитов и пегматитов ([9] и др.) во многом определяется отсутствием надежных геохронологических данных. С этой целью нами выполнены U–Pb-геохронологические исследования гнейсо-гранитов наиболее протяженного плитообразного массива, локализованного в метаморфизованных породах амфиболитовой фации на юго-западе Мамской зоны, в верховьях реки Мочикит (рис. 1в).

Массив сложен мелкозернистыми биотитовыми гранитоидами, превращенными в результате высокотемпературных структурно-метаморфических преобразований в гнейсо-граниты и насыщен жильными телами пегматоидных гранитов.

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии Российской
академии наук, Москва, Россия

*E-mail: ERytsk@geogem.spb.ru

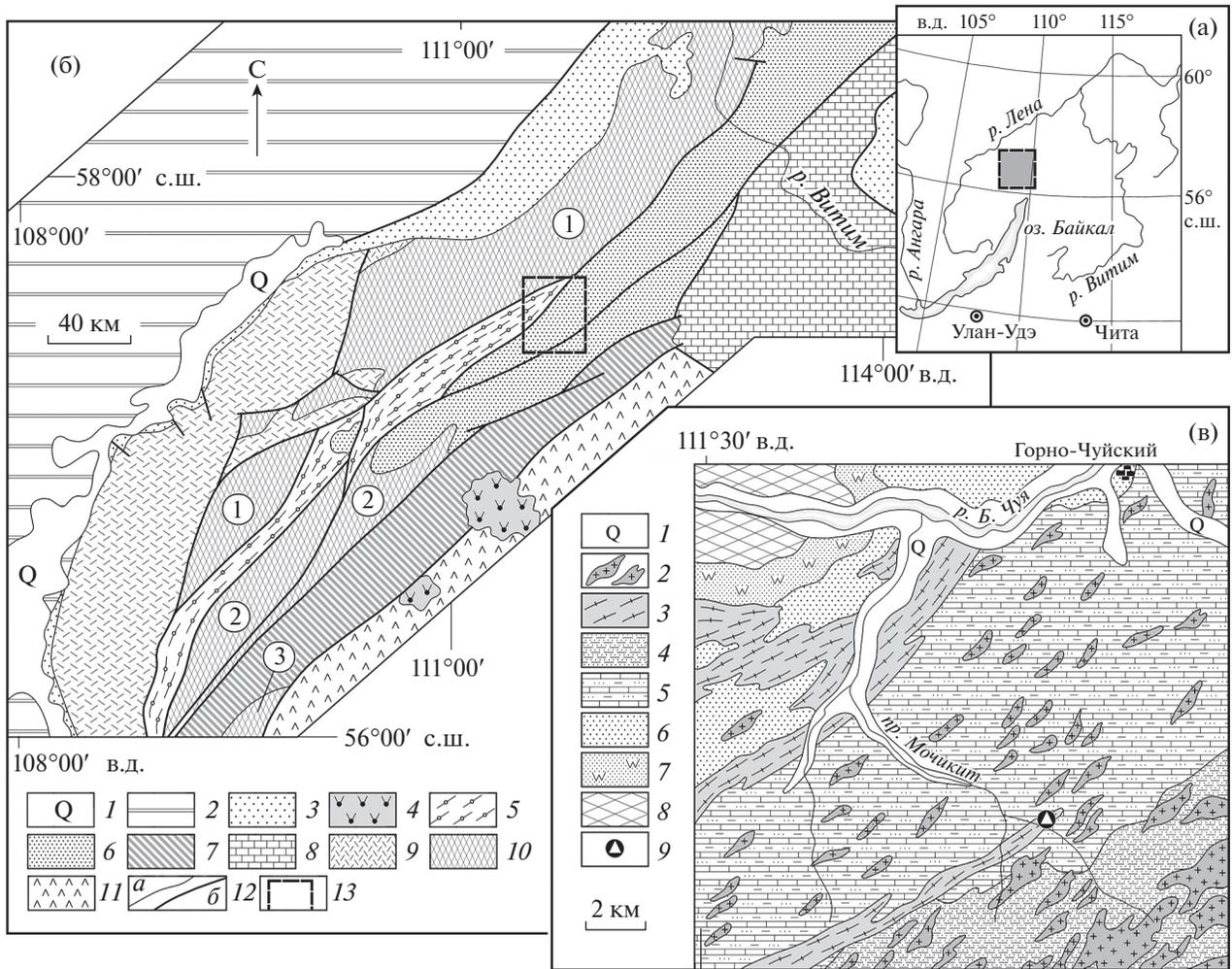


Рис. 1. Район исследования (а), схема тектонической зональности Байкало-Патомского складчатого пояса (БПП) (б) и схема геологического строения участка изучения гнейсо-гранитов Мамской зоны (в) (по Ю.К. Варзалову и В.Д. Белогору, 1963). Схема (б). 1 – четвертичные отложения; 2 – чехол Сибирской платформы (ранний палеозой); 3 – осадочные бассейны (поздний венд); 4 – щелочные массивы; Байкало-Патомский складчатый пояс (5–10). Неопроterозой – палеозойские тектонические зоны БПП (5–8): 5 – Миня-Кутимская; 6 – Мамская; 7 – Олоkitская; 8 – Тамаракского палеоподнятия; 9 – Аkitканский вулканоплутонический пояс (1.87–1.85 млрд лет). 10 – Выступы палеопротерозойского фундамента кратона (1 – Чуйский, 2 – Кутимский; 3 – Маректинский); 11 – Байкало-Муйский пояс; 12 – геологические границы (а) и главные тектонические швы (б); 13 – контур врезки “в”. Врезка (в). 1 – четвертичные отложения; Рифейские образования (2–6). Мамско-оронский комплекс (2–3): 2 – пегматоидные граниты и пегматиты второй фазы; 3 – гнейсо-граниты первой фазы; Нижняя подсерия патомской серии (4–6): 4 – согдиондонская свита; 5 – слюдянкинская свита; 6 – витимская свита; 7 – чукчинская свита тепторгинской серии; 8 – чуйская толща палеопротерозоя; 9 – место отбора пробы гнейсо-гранитов (7-1/19).

По соотношению SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ гранитоиды соответствуют породам нормальной щелочности, а по соотношению SiO_2 и K_2O – высококалиевой известково-щелочной серии. В распределении химических элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются типичные для А-гранитов Sr- и Ti-минимумы, а также отрицательная Ta–Nb-аномалия. Распределение РЗЭ варьирует от умеренно- до дифференцированного ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.3\text{--}22.0$), для большинства образцов характерна отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\text{--}1.0$). В целом геохимические характеристики исследованных гранитоидов прак-

тически одинаковы с гранитами кодарского комплекса А-типа [10].

По данным изучения в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции циркон гнейсо-гранитов представлен двумя типами. Субидiomорфные кристаллы и ксеноморфные зерна ($Ku = 1.5\text{--}3.0$; длина 150–300 мкм) первого типа обычно состоят из корродированных ядер и оболочек (рис. 2, I–IV, VI–VII). В ядрах наблюдаются включения сульфидов и игольчатых кристаллов апатита, а также первичные полностью раскристаллизованные расплавные включения (рис. 2, VII), что указывает на магматическое происхож-

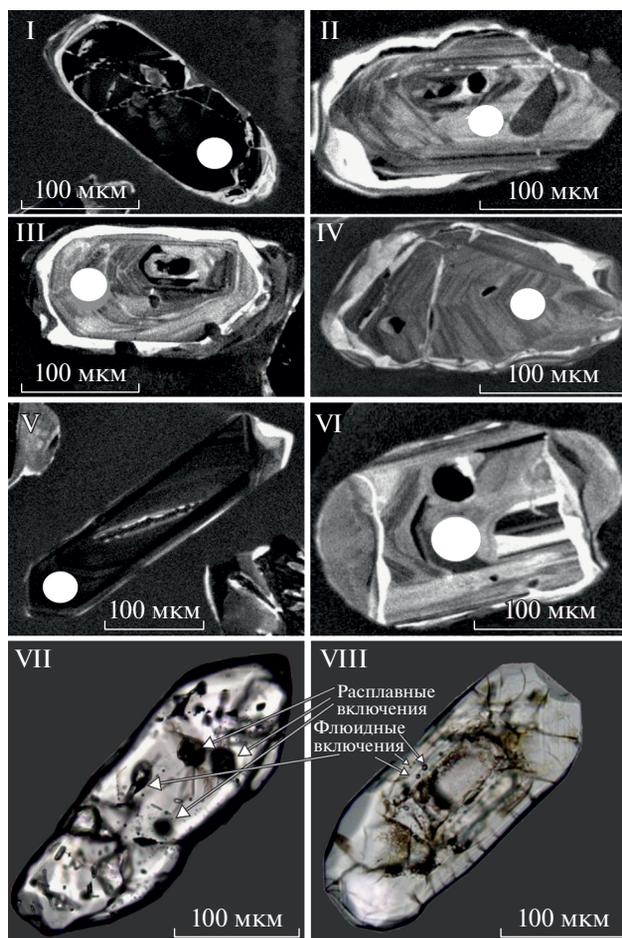


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из гнейсо-гранитов (проба 7-1/19) Мамской зоны: I–VI – в режиме катодолюминесценции; VII–VIII – в проходящем свете. I–IV, VI–VII – первый тип; V, VIII – второй тип. Кружки на фотографиях – области измерения.

дение ядер. Внешние оболочки в цирконе первого типа обычно развиваются на гранях дипирамид, реже – на гранях призмы и придают зернам циркона субидiomорфный облик. В оболочках присутствуют исключительно первичные флюидные включения.

Идиоморфные длиннопризматические кристаллы ($Ku = 5.0–6.0$; длина до 400 мкм) циркона второго типа имеют простое строение (рис. 2, V, VIII) и так же как оболочки на ядрах кристаллов циркона первого типа содержат только первичные субмикроскопические флюидные включения (рис. 2, VIII), свидетельствующие об их метаморфогенной природе.

Геохронологические исследования отдельных зерен циркона биотитовых гнейсо-гранитов (проба 7-1-19) выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [11]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием

программы SQUID [12]. Результаты U–Pb-изучения отдельных зерен циркона приведены в табл. 1 и на рис. 3.

Конкордантные оценки возраста магматических ядер циркона, которые соответствуют возрасту кристаллизации магматического протолита гнейсо-гранитов, находятся в узком диапазоне и отвечают средневзвешенному значению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста 1874 ± 9 млн лет при СКВО = 1.07 (рис. 3). Метаморфические оболочки и кристаллы метаморфического циркона второго типа с высокими концентрациями урана характеризуются преимущественно дискордантными значениями возраста, и только два определения (см. табл. 1) позволяют предварительно оценить возраст наложенного метаморфического события в 371 ± 4 млн лет при СКВО = 0.51 (рис. 3).

В результате сдвиговых деформаций на месте Мамской зоны, строение которой не имеет ничего общего с «синклинием», был сформирован пакет тектонических пластин, ограниченный шовными зонами. В большинстве тектонических

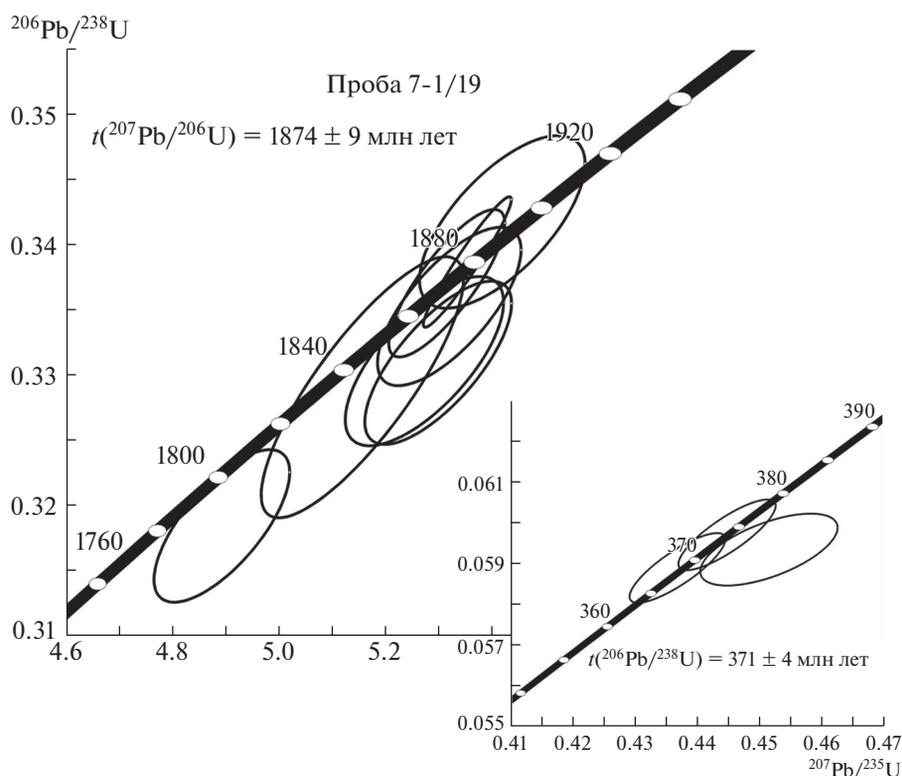
Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологического исследования цирконов из гнейсо-гранитов Мамской зоны (проба 7-1/19)

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Err., %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err., %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err., %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err., %	Rho
3.1	0.03	360	168	104	0.48	1872 ± 18	1870 ± 14	-0	3	1.1	0.1144	0.8	5.32	1.4	0.337	1.1	0.8
4.1	—	154	74	43.8	0.49	1843 ± 21	1888 ± 24	+3	3	1.3	0.1156	1.3	5.27	1.9	0.331	1.3	0.7
6.1	0.01	2531	1446	736	0.59	1879 ± 16	1875 ± 5	-0	3	1.0	0.1147	0.3	5.36	1.0	0.339	1.0	1.0
7.1	—	226	110	64.9	0.51	1863 ± 19	1882 ± 21	+1	3	1.2	0.1151	1.2	5.32	1.7	0.335	1.2	0.7
8.1	—	145	57	41	0.41	1833 ± 32	1859 ± 25	+2	3	2.0	0.1137	1.4	5.16	2.4	0.329	2.0	0.8
11.1	—	184	84	52.4	0.47	1842 ± 20	1898 ± 21	+3	3	1.2	0.1162	1.2	5.30	1.7	0.331	1.2	0.7
12.1	0.25	224	91	61.2	0.42	1781 ± 19	1823 ± 22	+3	3	1.2	0.1115	1.2	4.89	1.7	0.318	1.2	0.7
13.1	—	179	75	52.6	0.43	1894 ± 21	1881 ± 25	-1	3	1.3	0.1151	1.4	5.42	1.9	0.342	1.3	0.7
1.1	—	1739	10	88.6	0.006	371 ± 4	420 ± 29	+12	17	1.0	0.0552	1.3	0.45	1.6	0.059	1.0	0.6
2.1	—	5733	14	290	0.003	368 ± 3	363 ± 15	-2	17	1.0	0.0538	0.7	0.44	1.2	0.059	1.0	0.8
17.1	—	5974	18	306	0.003	373 ± 3	373 ± 15	-0	17	1.0	0.0540	0.7	0.44	1.2	0.060	1.0	0.8

Примечание: Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb_{rad} указывают на обычную и радиогенную части свинца соответственно. Ошибка в стандартной калибровке составила 0.35%. Общий Pb скорректирован с использованием измеренного изотопа ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений, D — дискордантность. Уран-свинцовые отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту TEMORA.

пластин находятся палеозойские пегматоидные граниты, в то время как палеопротерозойские гнейсо-граниты, претерпевшие глубокую метаморфическую переработку, избирательно локализованы только в отдельных из них. Такое размещение разновозрастных пегматоидных грани-

тоидов и гнейсо-гранитов, а также никем не опровергнутое залегание рифейских базальных горизонтов мамского комплекса на палеопротерозойских образованиях Чарвинской и Когандинской купольных структур [8] показывает, что включение всего Мамского метаморфического

**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для циркона первого и второго типа (проба № 7-1/19) по данным табл. 1.

комплекса в состав раннедокембрийского фундамента БПП не вполне обоснован.

Полученные данные показывают, что изученные гнейсо-граниты Мамской зоны формировались примерно в одно время с рапаквивоподобными гранитами кодарского комплекса ($1873 \pm 2 - 1876 \pm 4$ млн лет [13]), входящими в состав палеопротерозойского Южно-Сибирского магматического пояса [14], который в ряде палеогеодинамических реконструкций рассматривается как окраина суперконтинента Нуна. Последующий размыв огромных объемов гранитоидных пород, эксгумированных при распаде суперконтинента Нуна, принес в палеопротерозойский океан столь значительное количество радиогенного ^{87}Sr , которое оказалось соизмеримо с континентальным стоком после распада Родинии [15].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою признательность Е.Б. Сальниковой за обсуждение статьи, Г.П. Плескач за подготовку рисунка и А.Н. Ларионова за проведенные измерения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724) и госзаданий НИР (ИГГД РАН FMNU-2019-0001; лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Великославинский Д.С., Казаков А.Н., Соколов Ю.М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1963. 225 с.
2. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 2. 700 с.
3. *Другов Г.М., Сизых А.И., Черемных В.А.* Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Иркутск. 2011. 253 с.
4. Геологическая Карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. Гл. ред. А.Л. Яншин. Ленинград. Мингео СССР. ВСЕГЕИ. 1983. 7 л.
5. *Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. СПб. Картофабрика ВСЕГЕИ. 2010. 648 с.
6. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
7. *Залуцкий В.В.* // Проблемы изучения геологии докембрия. Л. Наука. 1967. С. 250–257.
8. *Салон Л.И.* // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1974. Т. 199. С. 83–143.
9. *Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др.* // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докладов. Киев: Наукова думка, 1990. С. 130–131.
10. *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* // Петрология. 2021. Т. 29. № 3. С. 1–26.
11. *Williams I.S., et al.* // In: Applications in Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology. 7. 1998. P. 1–35.
12. *Ludwig K.R.* Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 2003. № 4. 70 p.
13. *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
14. *Ларин А.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
15. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

PALEOPROTEROZOIC AGE OF THE GNEISS-GRANITES OF MAMSKAYA ZONE (BAIKAL-PATOM BELT): GEOLOGICAL IMPLICATIONS

E. Yu. Rytsk^{a, #}, A. A. Andreev^b, E. V. Tolmacheva^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a, S. D. Velikoslavinsky^a, and A. M. Fedoseenko^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: ERytsk@geogem.spb.ru*

The article presents results of U–Pb geochronological study of the gneiss-granites of Mamskaya zone. First, an estimate of age 1874 ± 9 Ma (SIMS method) for magmatic protolith of gneiss-granites was obtained, which proves the close formation time of gneiss-granites from Mamskaya zone and rapakivi-like granites of Kodar complex in Chara-Olekma block. In the Late Devonian – Carboniferous, according to preliminary data, the Paleoproterozoic protolith of the gneiss-granites underwent deep metamorphic processing during shear deformations and formation of pegmatoid granites and pegmatites.

Keywords: U–Pb geochronological research, zircon, gneiss-granites, Mamskaya zone

УДК 550.42

НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЛИЦИКЛИЧНОСТИ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР: РЕЗУЛЬТАТЫ ^{190}Pt – ^4He -ДАТИРОВАНИЯ

© 2021 г. А. Г. Мочалов^{1,*}, О. В. Якубович^{1, 2}, Ф. М. Стюарт³, академик РАН Н. С. Бортников⁴

Поступило 09.01.2021 г.

После доработки 05.02.2021 г.

Принято к публикации 08.02.2021 г.

Изложены результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования минералов группы самородной платины из уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан и сколков дунитов щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Полученные результаты измерений ^{190}Pt и ^4He в 75 образцах не только определяют возраст самих минералов, но и датируют рудообразующие процессы, чем подтвердили ранее развиваемую модель полициклического образования россыпеобразующих формаций минералов платиновой группы (МПП), и тем самым проливают свет о длительности становления щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Выделены: (а) ^{190}Pt – ^4He -возраст 143 ± 7 млн лет отражает время становления самого массива и ранних этапов образования МПП магматогенного платинового (Pt) и магматогенно-флюидно-метасоматических Pt и осмисто-платинового (Pt > Os) типов, а также МПП флюидно-метаморфогенного иридисто-платинового (Pt > Ir) типа; (б) ^{190}Pt – ^4He -возраст 128 ± 6 млн лет – время возникновения ранних этапов магматогенно-флюидно-метасоматического палладисто-платинового (Pt > Pd) типа и поздних этапов Pt, Pt > Os и Pt > Ir-типов; (в) ^{190}Pt – ^4He -возраст 115 ± 6 млн лет – время поздних этапов формирования Pt > Pd-типа. Хорошее соответствие этих возрастов с геолого-минералогическими наблюдениями позволяет сделать вывод о полициклическости образования россыпеобразующих МПП и их формаций в щелочно-ультраосновном массиве Кондёр в течение около 30 млн лет.

Ключевые слова: минералы платиновой группы, минералого-геохимические типы, генезис, ультраосновные породы, щелочные породы, Pt–He-датирование, массив Кондёр, Алданский щит

DOI: 10.31857/S2686739721050108

Оценка возраста, периодичности (циклическости) и длительности минералообразующих процессов – ключевой вопрос в учении о происхождении рудных месторождений. Его решение имеет не только фундаментальное значение, но и играет важную практическую роль, так как сведения о возрасте месторождений позволяют установить связи между рудообразующими процессами

и геологическими событиями, а следовательно, улучшить критерии прогноза перспективных территорий. Разработка новых изотопных методов датировки рудных минералов дала возможность значительно продвинуться в решении этого вопроса. В сообщении изложены результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования минералов группы самородной платины уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан, которые, как оказалось, не только определяют возраст самих минералов, но и датируют рудообразующие процессы, чем подтвердили ранее развиваемую модель полициклического образования россыпеобразующих формаций минералов платиновой группы (МПП), и тем самым проливают свет о длительности становления щелочно-ультраосновного массива Кондёр.

Представления о последовательности платинометалльного рудообразования пород ультрамафитовых формаций основаны на результатах изучения онтогении агрегатов МПП с силикатами,

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Центр изотопных исследований при центре изучения окружающей среды при университетах Шотландии, Восточный Килбрайд, Великобритания

⁴ Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: mag1950@mail.ru

оксидами и сульфидами. Установленная последовательность зарождения, развития и уничтожения МПГ, как правило, соответствовала времени образования и преобразования вмещающих руды пород.

Разработанные модели происхождения месторождений МПГ служат основанием их достоверных поисков и разведок [2–6]. Разработка методов изотопного ^{187}Re – ^{187}Os - и ^{190}Pt – ^{186}Os -датирования ([1, 9, 11] и др.) позволила определить возраст месторождений, но полученные результаты в целом не соответствовали данным геологии ультраосновных массивов и вмещающих их тектонических структур и минералогии. Важный шаг в решении проблемы датирования МПГ был сделан в ИГГД РАН Ю.А. Шуколоковым с коллегами, благодаря разработке метода ^{190}Pt – ^4He -изотопного датирования [8]. Предварительные точечные измерения ^{190}Pt – ^4He -возраста изоферроплатины размером более 0.1 мм достаточно точно совпадали с известным возрастом продуцирующих их ультраосновных массивов [8]. В дальнейшем этот метод был усовершенствован и проверен при изучении россыпеобразующих минералов платины (РМП) – изоферроплатины, самородной платины, тетраферроплатины и их криптоагрегатов – из уникального россыпного месторождения рек Кондёр–Уоргалан и его коренного источника щелочно-ультраосновного массива Кондёр на Алданском щите (Аяно–Майский район Хабаровского края) с детально изученной минералогией [2–6].

Дуниты массива Кондёр являются продуктами многократного полициклического кумулятивно-го образования. Каждые последующие серии проходящего пикритового расплава приводили ранее образованные дуниты к синмагматическому метасоматическому и метаморфическому преобразованию в различные фациальные разновидности. Наиболее поздними кумулятивными ультраосновными породами являющиеся мелкозернистые дуниты, верлиты и пироксениты периферии массива. В дальнейшем ультраосновные породы были подвергнуты инъекциям монцоидоидных, щелочных и гранитоидных магматических образований, что привело к широкому распространению метасоматитов. Это выразилось и в формировании пяти самостоятельных минералого-геохимических и генетических типов МПГ (рис. 1) [4, 6]. Выделены: 1) платиновый магматогенный тип в мелкозернистых дунитах и пироксенитах (Pt); 2) платиновый магматогенно-флюидно-метасоматический тип в крупнозернистых дунитах с “черным оливином”, цвет которого обусловлен микровключениями хромшпинелида, магнетита и клинопироксена (Pt); 3) магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый тип в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах (Pt > Os); 4) флюидно-метаморфогенный ири-

дисто-платиновый тип в светлых средне-, крупнозернистых дунитах, клинопироксенитах и хромититах (Pt > Ir); 5) магматогенно-флюидно-метасоматический палладисто-платиновый тип в метасоматитах по дунитам (Pt > Pd). Главными МПГ всех типов являются РМП (рис. 1). Детальное изучение онтогении МПГ массива Кондёр позволило, с одной стороны, предложить и, с другой стороны, развить [4, 6] модель полициклического формирования россыпеобразующих формаций минералого-геохимических типов в многофазном кумулятивном габбро-пироксенит-дунитовом массиве Гальмозан Олюторского аккреционного комплекса Корякско-Камчатской складчатой области [3].

Для РМП из коренных и россыпных проявлений, приуроченных к массиву Кондёр, был установлен ^{190}Pt – ^4He -возраст 129 ± 6 млн лет (24 измерения) [7]. Изученные зерна относились к минералого-геохимическим типам: Pt > Ir, Pt > Os и Pt > Pd. Изотопное ^{190}Pt – ^4He -датирование зерен РМП Pt-типов (рис. 1) в коренных породах не проводилось из-за их незначительных размеров, менее 0.1 мм [4, 6]. Определение возраста МПГ Pt-типов представляет особое значение, так как они относятся к “прародителям” всех остальных россыпеобразующих формаций. В месторождении рек Кондёр–Уоргалан запасы РМП двух Pt-типов составляют несколько тонн [12], а расчетное их количество в эрозионном срезе только дунитов почти в 20 раз превышает запасы россыпи (120 т) [2]. Установлено, что самое большое относительное количество РМП Pt-типов распространено в наиболее удаленной части россыпного месторождения от щелочно-ультраосновного массива Кондёр, в аллювии р. Уоргалан. Здесь богатая часть россыпи МПГ залегает в самых древних – плиоцен-нижнеплейстоценовых осадках [2, 4, 12]. Естественно, что большая часть РМП Pt-типов в аллювии р. Уоргалан представлена продуктами эрозии головной части мезозойской купольной морфоструктуры, в основании которой были производные щелочно-ультраосновного плутона Кондёр [12]. Кроме того установлено, что в аллювии р. Уоргалан и низовье р. Кондёр “шлиховую платину” составляют наименьшие количества РМП Pt > Pd типа относительно всего россыпного месторождения Кондёр. Следовательно, в пределах верхнего эрозионного среза мезозойской купольной морфоструктуры породы были в меньшей степени подвержены влиянию монцитонитовых, щелочных и кислых расплавов [4, 6]. Таким образом, геолого-минералогические наблюдения однозначно указывают на то, что известные на месторождении генетические типы РМП образовались в разное время. В этой связи датирование МПГ из различных участков россыпи позволит усовершенствовать модель эволюции россыпеобразующих формаций в эрозионных срезах массива

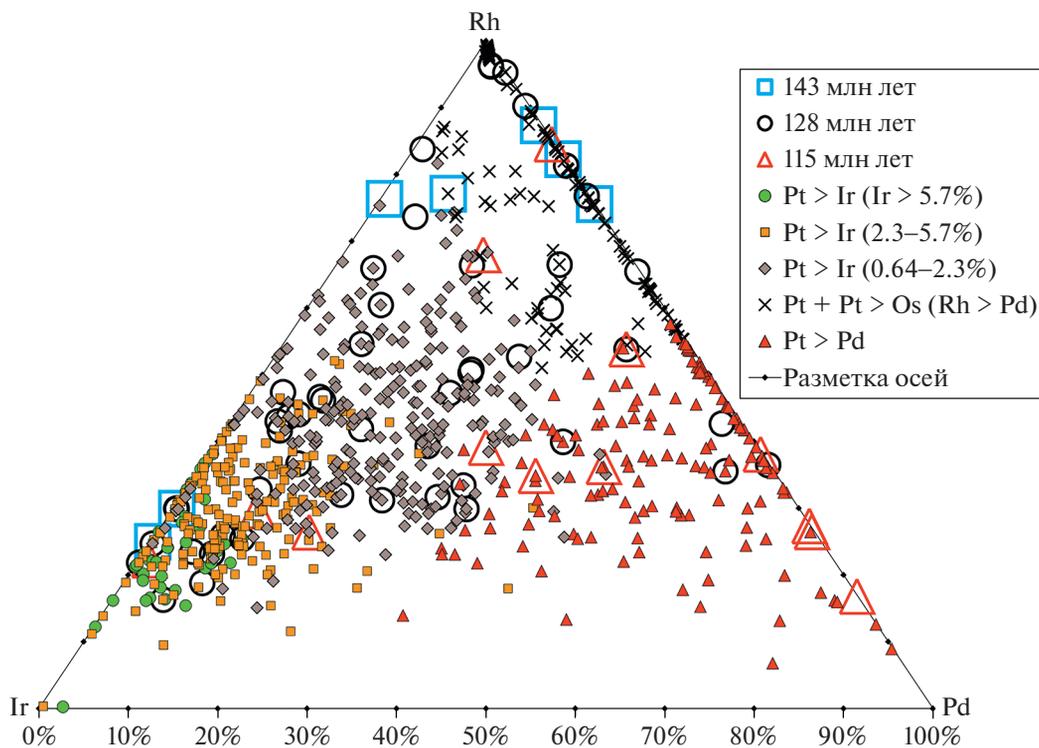


Рис. 1. Соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd в РМП россыпных месторождений массива Кондёр. 143 млн лет, 128 млн лет, 115 млн лет – обозначения образцов, по которым выделен соответствующий ^{190}Pt – ^4He -возраст. Остальные знаки образцов соответствуют минералого-геохимическим типам (расшифровка их названий в тексте); в скобках приведены содержания Ir в мас. %.

Кондёр. Для этого было проведено ^{190}Pt – ^4He -изотопное датирование минералов из разных типов.

Было проведено ^{190}Pt – ^4He -датирование 51 образца РМП и включены 24 ранних измерения (табл. 1, рис. 1) из работы [7]. Новая 51 проба РМП отобрана по всей длине россыпного месторождения из геологоразведочных линий буровых скважин за пределами кольцевой морфоструктуры Кондёр и геологоразведочных траншей в пределах щелочно-ультраосновного массива Кондёр. В пробах из траншей, кроме зерен РМП, так же исследованы образцы небольших самородков (табл. 1). Зерна РМП изучены визуально и микроскопически в полированных шлифах, их полный химический состав установлен с помощью РСМА Е.Н. Горячевой (СВКНИИ ДВО РАН), Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН) и О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН). Гелий был определен в зернах, выделенных из полированных шлифов (табл. 1). Эти зерна характеризуют все минералого-геохимические типы месторождения (рис. 1).

Концентрация радиогенного гелия определялась на магнитном секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН) и на Helix-SFT (SUERC). При анализе на МСУ-Г-01-М зерна РМП заворачивались в танталовую фольгу с добавлением чистой меди. Парал-

лельно готовился холостой образец, представляющий собой танталовую фольгу и медь без зерен РМП. В условиях фор-вакуума специальным шлюзом образцы помещались в рениевый цилиндр, где они в несколько этапов нагревались до 1400°C . На каждом этапе нагрева выделяющиеся газы H_2 , N_2 , O_2 , H_2O , CO_2 и др. очищались с помощью двух геттерных насосов SAES. Так же определялись значения на холостом опыте с пустой танталовой фольгой; они не превышали $1 \times 10^{-10} \text{ см}^3 ^4\text{He}$. Если доля гелия, выделившаяся из зерен РМП при температуре ниже 1000°C составляла более 5% от общего количества гелия, то такие образцы не были использованы для расчета Pt–He-возраста. Гелий, выделившийся из зерен ниже 1000°C , не учитывался при расчете Pt–He-возраста. При анализе Helix-SFT нагрев зерен РМП осуществлялся диодным лазером (808 нм; 75 Вт; [10]). Зерна помещались в 3-мм углубления, сделанные в предварительно отожженной медной подложке, и накрывались сапфировым стеклом. В течение 12 ч эта сборка дегазировалась при температуре $\sim 150^\circ\text{C}$ в условиях высокого вакуума. Выделение гелия (плавление зерна) осуществлялось прямым нагревом образца [14]. Полнота плавления контролировалась по изменению формы зерна с неправильной на сферическую. Выде-

Таблица 1. Содержание платины и гелия в РМП и ее расчетный Pt–He-возраст из сколков дунитов и россыпей щелочно-ультраосновного массива Кондёр

№ п.п.	Место отбора	Тип	Проба Pt, в мас. %	Навеска, мг	$^4\text{He} \times 10^{10}$ ат.	1	Pt–He-возраст, млн лет	1 σ
1	Руч. Распадок, р.л. 2	OI	86.3	2.670	15.3	0.3	112	4
2	Руч. Распадок, р.л. 2	"	85.3	3.980	24.2	0.4	121	3
3	Руч. Распадок, р.л. 1	Spl	84.9	7.32	49.4	0.6	135	3
4	Руч. Распадок, р.л. 1	"	85.1	2.35	16.8	0.3	142	5
5	Руч. Распадок, р.л. 1	"	85.1	3.99	26.6	0.4	133	4
6	Руч. Распадок, р.л. 1	"	85.1	10.26	63.8	0.6	124	3
7	Руч. Распадок, р.л. 1	"	85.1	3.99	26.6	0.4	129	3
8	Руч. Распадок, р.л. 4	Cpx	85.6	4.195	26.0	0.4	123	3
9	Руч. Коротыш, р.л. 8	N OI > Spl	84.4	0.96	5.28	0.18	112	6
10	Руч. Распадок, р.л. 0	"	85.0	2.35	16.8	0.3	138	4
11	Руч. Распадок, р.л. 0	"	84.4	2.756	17.93	0.22	130	3
12	П. скл. руч. Бегун, р.л. 10	"	80.3	3.707	26.2	0.5	149	4
13	Л. скл. руч. Южный, р.л. 12	"	82.3	2.347	13.9	0.3	122	4
14	П. скл. руч. Бегун, р.л. 8	N Spl	84.8	1.22	7.70	0.18	126	5
15	Л. скл. руч. Малый, р.л. 8	"	84.4	1.173	7.06	0.29	121	7
16	Л. скл. руч. Малый, р.л. 8	"	84.4	3.174	18.9	0.4	119	4
17	Л. скл. руч. Малый, р.л. 4	N Spl > OI	85.5	1.13	6.35	0.20	111	5
18	Л. скл. руч. Малый, р.л. 4	"	85.5	1.37	7.87	0.23	114	5
19	Л. скл. руч. Малый, р.л. 4	"	85.5	1.6	9.59	0.25	119	5
20	Руч. Безымянный, р.л. 4	N Cpx	83.8	4.152	25.2	0.4	122	3
21	Руч. Аномальный, р.л. 8	C	87.6	2.94	21.3	0.4	137	4
22	Руч. Аномальный, р.л. 8	"	89.6	11.58	77.2	0.7	126	2
23	П. скл. руч. Прямой, р.л. 8	"	86.9	2.59	15.5	0.3	116	4
24	П. скл. руч. Прямой, р.л. 8	"	90.6	3.082	18.9	0.3	114	3
25	Руч. Аномальный, р.л. 8	T	88.3	7.69	52.9	0.6	132	3
26	Руч. Аномальный, р.л. 8	"	88.4	14.19	93.8	0.8	127	2
27	Руч. Аномальный, р.л. 8	N T	87.9	2.621	15.5	0.4	114	4
28	Руч. Малый, р.л. 4	Ш.п.	87.4	1.388	8.61	0.21	120	4
29	Руч. Южный, р.л. 4	"	85.6	1.842	11.17	0.29	120	5
30	Руч. Трезубец, р.л. 4	"	83.9	1.389	8.80	0.28	128	6
31	Руч. Аппендикс, р.л. 4	"	86.8	1.078	6.29	0.18	114	5
32	Руч. Коротыш, р.л. 8	"	85.8	2.16	12.94	0.25	118	4
33	П. скл. р. Кондёр, р.л. 208	Spl	86.7	7.44	52.3	0.6	137	3
34	П. скл. р. Кондёр, р.л. 208	"	86.4	8.42	58.6	0.6	136	3
35	П. скл. р. Кондёр, р.л. 208	N Spl > OI	85.5	1.7	9.65	0.25	112	4
36	Р. Кондёр, р.л. 212	Ш.п.	85.3	1.044	6.86	0.10	130	4
37	Р. Кондёр, р.л. 192	"	84.4	2.371	14.7	0.4	125	5
38	Р. Кондёр, р.л. 176	"	86.2	1.04	6.25	0.15	118	5
39*	Р. Кондёр, р.л. 176	"	88.0	4.432	26.5	0.3	115	3

Таблица 1. Окончание

N п.п.	Место отбора	Тип	Проба Pt, в мас. %	Навеска, мг	$^4\text{He} \times 10^{10}$ ат.	1	Pt–He-возраст, млн лет	1σ
40*	Р. Кондёр, р.л. 176	”	85.2	4.245	25.6	0.3	120	3
41*	Р. Кондёр, р.л. 176	”	84.3	4.593	28.1	0.4	123	3
42*	Р. Кондёр, р.л. 176	”	86.4	7.498	45.7	0.6	119	3
43	Р. Кондёр, р.л. 136	”	86.6	0.921	5.26	0.27	112	7
44	Р. Кондёр, р.л. 128	”	83.9	1.553	10.24	0.19	133	4
45*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	87.2	1.718	10.55	0.25	119	4
46*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	87.2	6.554	40.2	0.5	119	3
47*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	82.5	1.628	10.28	0.13	129	3
48*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	86.1	1.258	8.09	0.10	126	3
49*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	88.0	0.832	4.86	0.07	112	3
50*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	86.3	1.911	12.07	0.15	124	3
51*	Р. Кондёр, р.л. 56	”	83.1	0.515	3.23	0.05	128	4
52*	Р. Кондёр, р.л. 32	”	87.7	0.416	2.49	0.03	115	4
53*	Р. Кондёр, р.л. 32	”	88.7	0.330	2.02	0.03	117	5
54*	Р. Кондёр, р.л. 32	”	83.2	0.207	1.23	0.02	121	6
55	Р. Кондёр, р.л. 32	”	86.9	8.42	58.6	0.6	135	3
56	Р. Уоргалан, р.л.180	”	86.7	2.19	14.7	0.3	130	4
57	Р. Уоргалан, р.л.180	”	88.0	1.044	7.97	0.24	147	7
58	Р. Уоргалан, р.л.180	”	89.0	1.876	14.6	0.4	148	6
59	Р. Уоргалан, р.л.180	”	85.7	1.106	8.79	0.21	157	6
60	Р. Уоргалан, р.л.180	”	89.1	0.628	4.75	0.06	144	4
61	Р. Уоргалан, р.л.180	”	80.7	0.1464	2.64	0.05	122	8
62	Р. Уоргалан, р.л.164	”	83.9	1.148	7.75	0.19	136	5
63	Р. Уоргалан, р.л.164	”	87.7	0.979	7.28	0.18	144	6
64*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	89.2	0.621	4.45	0.16	136	7
65*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	80.5	2.178	13.0	0.3	126	4
66*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	81.6	1.106	7.04	0.09	132	4
67*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	86.4	2.053	13.24	0.15	126	3
68*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	88.8	1.544	11.01	0.13	136	3
69*	Р. Уоргалан, р.л.164	”	85.5	1.109	7.20	0.09	128	3
70	Р. Уоргалан, р.л.24	”	85.5	0.489	3.26	0.13	132	8
71*	Р. Уоргалан, р.л.24	”	84.6	1.726	11.06	0.13	128	3
72*	Р. Уоргалан, р.л.24	”	84.2	1.430	8.76	0.10	123	3
73*	Р. Уоргалан, р.л.24	”	84.3	1.334	8.67	0.10	130	3
74*	Р. Уоргалан, р.л.24	”	85.7	0.896	5.84	0.07	129	4
75*	Р. Уоргалан, р.л.24	”	86.5	0.750	4.81	0.16	125	6

Примечание. Pt–He-возраст рассчитан исходя из распространенности изотопа $^{190}\text{Pt} - 0.0001296$ [13]. * – содержание гелия в пробах было определено на масс-спектрометре Helix SFT в SUERC, в остальных – на масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. Скобки: OI – в сростании с оливином; SpI – в сростании с хромшпинелидом; Crx – в сростании с клинопироксеном; N OI > SpI – самородок, в котором оливин преобладает над хромшпинелидом; C – кристалл; T – двойник; ш.п. – “шлиховая платина”; р.л. 24 – разведочная линия и ее номер; п. скл. – правый склон долины или левый (л).

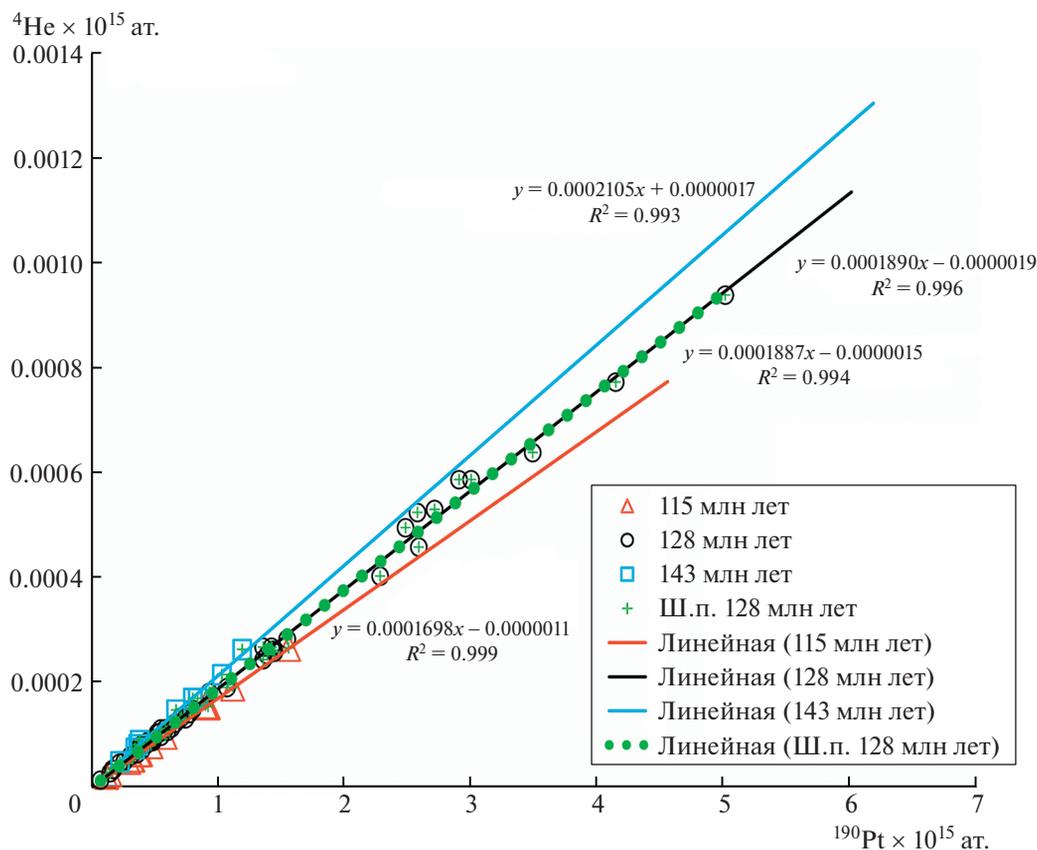


Рис. 2. ^{190}Pt – ^4He -“изохроны” россыпных месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Для образцов РМП (табл. 1) соответственно: 115 млн лет, 128 млн лет, 143 млн лет, и ш.п. (“шлиховая платина”) 128 млн лет – общая для всех.

лившиеся газы очищались с помощью геттерных насосов SAES и охлажденным до температуры жидкого азота углем. Содержание гелия измерялось на приборе “Thermo” Helix-SFT. Фоновое содержание гелия в приборе, определенное в эксперименте с плавлением платиновой фольги, $3 \times 10^{-11} \text{ см}^3 \text{ } ^4\text{He}$.

Обработка полученных результатов (табл. 1, рис. 2) дала три ^{190}Pt – ^4He изохроны, соответствующие значениям 143 ± 7 , 128 ± 6 и 115 ± 6 млн лет. Различия в этих значениях лежат практически в пределах погрешности определений. Однако хорошее соответствие их геолого-минералогическим наблюдениям позволяет сделать вывод о полицикличности образования РМП месторождения Кондёр в течение около 30 млн лет. Псевдоморфозы МПГ массива Кондёр связывают между собой все выделенные минералого-геохимические и генетические типы россыпеобразующих формаций [4–6]. Это также подтверждает достоверность каждой из ^{190}Pt – ^4He -датировки РМП. Тем самым можно констатировать омоложение ^{190}Pt – ^4He -возрастов суще-

ственной(?) части ранних минеральных индивидов и агрегатов РМП с возрастом 143 ± 7 млн лет соответственно до 128 ± 6 млн лет или до 115 ± 6 млн лет.

Результаты датирования магматогенных МПГ (143 ± 7 млн лет) указывают на то, что массив Кондёр древнее, чем считался ранее (120–127 млн лет) на основании изотопного датирования породообразующих минералов. Такое несоответствие может быть обусловлено нарушением изотопных систем этих минералов (“омоложением”) при наложении последующих процессов при становлении многофазного массива. Интересно также отметить, что результаты по 75 определениям (табл. 1, рис. 1) можно представить одной изохроной, тангенс угла наклона которой соответствует значению возраста – ш.п. 128 ± 6 млн лет (рис. 2). Этот результат полностью соответствует ранее опубликованному измерению [7], но как показало настоящее исследование, представляет “усредненный возраст” всех РМП, но не время образования их различных минералого-геохимических типов.

Таким образом, впервые с помощью ^{190}Pt – ^4He -датирования получено подтверждение поли-

циклической модели образования РМП месторождения Кондёр, предложенной на основании тщательного минералогического анализа распространения, онтогении и генезиса МПГ [2, 4–6].

(а) ^{190}Pt – ^4He -возраст 143 ± 7 млн лет отражает время становления самого массива и ранних этапов образования МПГ магматогенного Pt-типа и магматогенно-флюидно-метасоматических Pt- и Pt > Os-типов, а также МПГ флюидно-метаморфогенного Pt > Ir-типа (о чем в частности свидетельствуют анализы 3, 4, 10, 12, 33 в табл. 1, рис. 1).

(б) ^{190}Pt – ^4He -возраст 128 ± 6 млн лет – время возникновения раннего этапа магматогенно-флюидно-метасоматического Pt > Pd-типа и поздних этапов магматогенно-флюидно-метасоматических Pt- и Pt > Os-типов, а также флюидно-метаморфогенного Pt > Ir-типа (рис. 1).

(в) ^{190}Pt – ^4He -возраст 115 ± 6 млн лет – время поздних этапов формирования магматогенно-флюидно-метасоматического Pt > Pd-типа (рис. 1).

Следовательно, результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования РМП соответствуют и развивают модель полициклического образования и распространения минералого-геохимических типов и их россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.Б. Котову, Е.М. Горячевой, Н.Н. Кононковой, О.Л. Галанкиной, Е.С. Ивановой и Б.М. Гороховскому, за практическую помощь в проведении исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00718 а, SUERC и СПбГУ (трэвел-грант 41128295). Авторы благодарят грант МОН 13-1902-21-0018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корякско-Камчатский регион – новая платиносодержащая провинция России. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 383 р.
2. Мочалов А.Г. “Шлиховая платина” россыпей Дальнего Востока России / Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2001. 296 с.
3. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. № 3. С. 171–188.
4. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический Альманах. Серия: Знаменитые минералогические объекты России. 2019. Т. 23. Вып. 3. 128 с.

5. Мочалов А.Г. Разработка типоморфных минералого-геохимических критериев распространения россыпеобразующих формаций и месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновных массивов // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. [Электронный ресурс]. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 613–616.
6. Мочалов А.Г., Галанкина О.Л. Особенности онтогении россыпеобразующих минералов платины в условиях полициклического формирования щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // В кн. Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. 2018. С. 459–499, 669–675.
7. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ^{190}Pt – ^4He возраст платинометаллических рудопроявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // ДАН. 2016. Т. 469. № 5. С. 602–606.
8. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С. З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt – ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
9. Cabri L.J., Stern R.A., Czamanske G.K. Osmium Isotope Measurements of Pt-Fe Alloy Placer Nuggets from the Konder Intrusion Using a SHRIMP II Ion Microprobe. // 8th Int. Platinum Symp. Johannesburg: The South African Institute of Mining and Metallurgy. 1998. P. 55–58.
10. Foeken J.P.T., Stuart F.M., Dobson K.J., Persano C., Vilbert D. A Diode Laser System for Heating Minerals for (U-Th)/He Chronometry // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2006. V. 7. № 4. <https://doi.org/10.1029/2005GC001190>
11. Luguat A., Nowell G.M., Pushkarev E., Ballhaus C., Wirth R., Schreiber A., Gottman I. ^{190}Pt – ^{186}Os Geochronometer Reveals Open System Behaviour of ^{190}Pt – ^4He Isotope System. // Geochemical Perspectives Letters. 2019. V. 11. P. 44–48.
12. Mochalov A.G., Khoroshilova T.S. The Konder Alluvial Placer of Platinum Metals // International platinum. Athens: Theophrastus publications, 1998. P. 206–220.
13. Walker R.J., Morgan J.W., Beary E.S., Smoliar M.I., Czamanske G.K., Horan M.F. Applications of the ^{190}Pt – ^{186}Os Isotope System to Geochemistry and Cosmochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61 № 22. P. 4799–4807.
14. Yakubovich O.V., Stuart F.M., Nesterenok A.V., Carracedo A. Cosmogenic ^3He in Alluvial Metal and Alloy Grains: Assessing the Potential for Quantifying Sediment Transport Times // Chemical Geology. 2019. V. 517. P. 22–33.

NEW EVIDENCE OF POLYCYCLIC GENESIS OF PLATINUM PLACERFORMING FORMATIONS OF ALKALINE-ULTRAMAFIC MASSIF KONDYOR: ^{190}Pt – ^4He DATING RESULTS

A. G. Mochalov^{a, #}, O. V. Yakubovich^{a, b}, F. M. Stuart^c, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^d

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^b Saint Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation

^c Isotope Geosciences Unit, Scottish Universities Environmental Research Centre, Rankine Avenue, East Kilbride, UK

^d Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: mag1950@mail.ru

This article presents the results of ^{190}Pt – ^4He dating of the native platinum group minerals from a unique placer deposit of platinum metals in the Kondyor-Uorganan rivers and dunite fragments of the Kondyor alkaline-ultramafic massif. As it turned out, the obtained results of measurements of ^{190}Pt – ^4He age in 75 samples not only determine the age of the minerals themselves, but also date the ore-forming processes, which confirmed the previously developed model of polycyclic genesis of placer-forming formations of platinum group minerals (PGM), and thus shed light on the duration of the formation of alkaline ultramafic massif Kondyor. Highlighted: (a) ^{190}Pt – ^4He age of 143 ± 7 Ma reflects the time of formation of the massif itself and early stages of formation of PGMs of magmatogenic platinum (Pt) and magmatogenic-fluid-metasomatic Pt and osmium-platinum (Pt > Os) types, as well as PGM fluid-metamorphogenic iridium-platinum (Pt > Ir) type; (b) ^{190}Pt – ^4He age 128 ± 6 Ma - the time when the early stages of the magmatogenic-fluid-metasomatic palladium-platinum (Pt > Pd) type and the late stages of the Pt, Pt > Os and Pt > Ir types; (c) ^{190}Pt – ^4He , 115 ± 6 Ma – the time of the late stages of the formation of the Pt > Pd –type. Good agreement of these ages with geological and mineralogical observations allows us to conclude that the formation of placer-forming PGMs and their formations in the alkaline-ultramafic massif Kondyor was polycyclic for about 30 Ma.

Keywords: platinum group minerals, mineralogical-geochemical types, genesis, ultramafic rocks, alkaline rocks, Pt–He dating, massif Kondyor, Aldan shield

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.2:550.4

О ПРИРОДЕ СКАРНОВО-БОРОСИЛИКАТНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ-ГИГАНТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ПАМИРА

© 2021 г. Академик РАН А. И. Ханчук^{1,2}, В. В. Раткин^{1, *}, О. А. Елисева^{1, **}

Поступило 25.12.2020 г.

После доработки 25.01.2021 г.

Принято к публикации 28.01.2021 г.

Показано, что месторождения-гиганты бора Сихотэ-Алиня и Памира сопряжены с фрагментами бороносных эвапоритовых толщ палеоокеанических атоллов в субдукционном меланже. Формирование руд связано как непосредственно с преобразованием *in situ* бороносных эвапоритовых толщ на месторождении Ак-Архар, так и с мобилизацией и переотложением бора на некотором удалении от эвапоритового источника в условиях интенсивной постагрегационной флюидно-магматической переработки субдукционного меланжа на Дальнегорском месторождении.

Ключевые слова: субдукционный меланж, атоллы, эвапориты, скарны, данбурит, месторождение бора, Дальнегорское, Ак-Архар

DOI: 10.31857/S2686739721050078

В мировом минерально-сырьевом балансе бора в числе нескольких сотен скарновых боросиликатных месторождений известно только два объекта, запасы которых соизмеримы с месторождениями бороносных эвапоритов. Это Дальнегорское месторождение на юго-востоке Сихотэ-Алиня (44°34' с.ш. и 135°37' в.д.; более 35 млн тонн В₂О₃) и месторождение Ак-Архар на Памире (37°58' с.ш. и 73°42' в.д.; 7.2 млн тонн В₂О₃). Оба месторождения приурочены к субдукционному меланжу мезозойского возраста и проявлены при феноменальных запасах как обособленные точечные объекты, полностью лишённые шлейфа однотипных мелких месторождений и рудопроявлений в их окружении. Эта особенность и специфика геологических условий локализации позволили ранее высказать предположение [1], что скарновые боросиликатные руды Дальнегорского месторождения сформировались за счет бора из скоплений эвапоритов – фрагментов

лагунных карбонатных отложений океанических атоллов в субдукционном меланже. Эти модельные представления нашли предметное подтверждение в современных исследованиях геологии и минералов указанных месторождений.

Дальнегорское месторождение находится в юго-восточной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса, сформированного как коллаж юрских и раннемеловых террейнов [2]. Рудовмещающие породы на месторождении представлены толщей субдукционного меланжа в составе аккреционной призмы Таухинского террейна. Характерной особенностью меланжа является обилие пластообразных крупных (до нескольких километров протяженностью) включений известняков триасового возраста, заключённых в песчано-сланцевом юрско-меловом матриксе призмы. Фиксировано [3], что подстилавшиеся в первичном залегании океаническими базальтами известняки являются фрагментами гайотов, в истории формирования которых различаются стадии вулканического острова, атоллы и подводного поднятия (гайота, симаунта). В дальнейшем разработана по данным детального палеонтологического фациального анализа [4] концептуальная модель карбонатного осадконакопления, соответствующая системе типа срединно-океанического атоллы, состоящей из хорошо развитой лагуны, окаймляющих полос рифов и оолитовых кос. В составе триасовых карбонатных пород, форми-

¹ Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

² Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии Российской
академии наук, Москва, Россия

*E-mail: ratkin@yandex.ru

**E-mail: okaras@yandex.ru

рующих включения в меланже, при фаціальном доминировании морских лагунных образований преобладают микро- и макрофауна, типичная для тропической зоны Панталассы.

Структурно месторождение проявлено как зона известковых скарнов, заместивших пластообразное тело триасовых известняков (рис. 1). Скарнирование в объеме месторождения проявилось дважды [5]. На раннем этапе в теле известняков была образована колонна гроссуляр-воластонитовых скарнов, практически нацело заместивших известняки в интервале современных глубин от 0.5 до 1.2 км. Выше колонны в известняках были сформированы протяженные палеогидротермальные полости, последовательно выполненные датолит-бустамит (дальнегорскит)-геденбергитовыми минеральными почками с ферросилитом и далее — данбурином [6]. В позднекампанское время — 78.4 млн лет, по данным [7], в финале раннего этапа, в сохранившееся пространство полостей инъецировался базальтовый расплав. В палеоцене, на глубине около 1200 м от современной поверхности, гроссуляр-воластонитовые скарны с данбурином были ограничены секущей зону интрузией гранитоидов дальнегорского комплекса (рис. 1), датированной значениями возраста 60.45 ± 0.65 млн лет [8]. В ассоциации с интрузиями дальнегорских гранитоидов проявился второй этап скарнирования и формирование скарновых и жильных полиметаллических руд Дальнегорского района. Оказавшаяся на фланге Партизанского Pb-Zn-месторождения ранее сформированная залежь данбуриновых руд была повторно скарнирована в объеме соразмерной зоны ильвайт-андрадит-геденбергитовых скарнов. Данбурит был превращен в крупнокристаллический кварц-кальцитовый агрегат. При этом мобилизованный в процессе гидротермальной переработки ранних руд бор был связан в той зоне в виде датолита и аксинита в ассоциации с поздними скарнами [5, 9]. Первичные данбуриновые руды сохранились от замещения и переотложения только в северо-восточной части Дальнегорского месторождения (рис. 1). Термобарогеохимическое изучение показало, что данбурит формировался в интервале температур 350–200°C при участии обогащенных CO₂, насыщенных хлоридами натрия и магния растворов с нарастанием их солености от 2.9 до 16.34 мас. % экв. NaCl по мере снижения температуры [5]. По данным [10], минеральные ассоциации с данбурином формировались при участии флюидов с аномальными содержаниями бора и лития в интервале 6.20–53.80 и 0.104 г/кг раствора соответственно. Эта особенность флюидов раннего этапа проявляется также в геохимической обогащенности гроссуляр-воластонитовых скарнов с данбурином литием и марганцем, при средних значениях содержаний — 49.8 и 5629.8 г/т соответственно. Это

указывает на наличие специфического, обогащенного хлоридами, магнием, марганцем и литием, источника растворов с аномально высокими содержаниями бора. При этом специфика данбуриновых руд ярко проявлена также в изотопном составе бора. По нашим данным [11], бор данбурита, при значениях $\delta^{11}\text{B} = +17.7\%$, соответствует эвапоритам морского происхождения. По данным изучения изотопного состава кислорода [5], формирование данбурита происходило из интенсивно разбавленных метеорной составляющей растворов магматического происхождения, при значениях $\delta^{18}\text{O}$ флюида около -1.0% .

Аномальная обогащенность флюида, сформированного скопления данбурита, в полной мере согласуется с данными экспериментальных работ [12], где показано, что кристаллизация данбурита происходит при температуре 300–400°C из раствора, содержащего от 3.75 до 8.0 моль H₃BO₃ на 1000 г H₂O. Указанное предполагает наличие высококонцентрированного источника бора, предшествующего скарнообразованию. Источником бора могут быть либо очаги глубоко дифференцированной гранитной магмы с характерным проявлением пегматитообразования [10], либо скопления эвапоритов. Но отсутствие на рудоносной площади гранитоидов с хоть сколько-нибудь заметно проявленным пегматитообразованием, при феноменально большом объеме данбуриновых руд, исключает первое. Прямым подтверждением этого вывода являются утяжеленный изотопный состав бора данбурита и характерная обогащенность флюида литием. Необычное повышение солености флюида по мере развития процесса кристаллизации данбурита, вероятно, также указывает на участие эвапоритовых соленосных отложений в генерации рудообразующих флюидов.

Месторождение Ак-Архар расположено на Памире в восточной части Базар-Даринского хребта. Рудоносная территория является частью сутуры Рушан-Пшарт (Rushan-Pshart), сопряженной с триасовой субдукцией плиты океанического бассейна Палео-Тетиса под блок Южного Памира [13]. Рудовмещающий складчатый комплекс сложен породами поздне триасовой аккреционной призмы, перекрытой с несогласием осадками средней юры. Призма представлена флишоидными отложениями позднего триаса и толщей субдукционного меланжа. Главными типами включений в меланже являются части океанического гайота в виде фрагментов базальтового основания вулканического острова и позднепермские и триасовые карбонатные “шапки” атолла и симаунта (рис. 2). Включения триасового возраста представлены изометричными телами известняков с прослоями мергелей, доломитовых известняков и кремнистых сланцев. Пластообразные олистолиды сложены позднепермской толщей тонкого

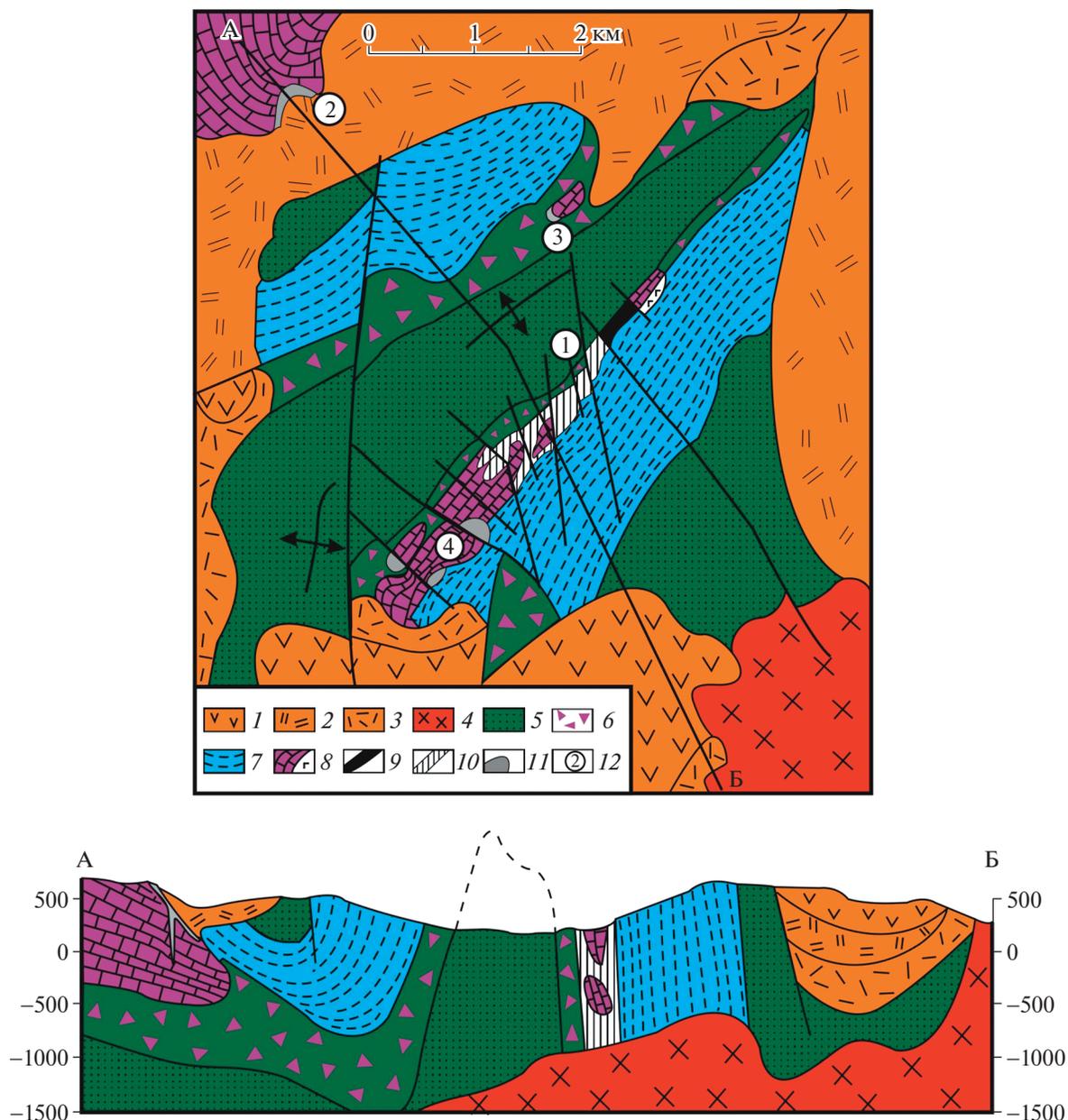


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Дальнегорского рудного района, по данным [5] с изменениями и дополнениями. 1–3 – поздний мел-раннепалеоценовые эффузивы и туфы: 1 – андезиты; 2 – риодациты и дациты; 3 – риолиты; 4 – позднепалеоценовые интрузии гранодиорит-гранитного состава; 5–7 – осадочные породы Таухинского террейна (позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы): 5 – матрикс призмы: песчаники и флишсоиды, 6 – субдукционный меланж; 7–8 – включения фрагментов океанической плиты: 7 – триасовые кремни и юрские кремнисто-глинистые породы; 8 – триасовые известняки и базальты атоллов-гайотов; 9 – реликтовая зона ранних данбуритовых руд в гроссуляр-воластонитовых скарнах кампанского возраста; 10 – зона преобразования и перетложения ранних данбуритовых руд – датолитовые руды в ильваит-геденбергит-андрадитовых скарнах палеоценового возраста; 11 – свинцово-цинковые руды в ильваит-геденбергит-андрадитовых скарнах палеоценового возраста; 12 – месторождения: 1 – Дальнегорское боросиликатное; 2 – Верхнее свинцово-цинковое; 3 – Первое Советское свинцово-цинковое; 4 – Партизанское свинцово-цинковое.

равномерного переслаивания (с мощностью прослоев 0.5–5.0 см) оолитовых, детритовых и конгломератовидных, иногда доломитовых, известняков, кремней и кремнистых сланцев. Тонкоплитчатые кремнистые породы обычно серые, но

временами с фиолетовым оттенком. Прослой глинистых сланцев и мергелей в слоистой толще часто являются доломитсодержащими. В разрезе толщи также присутствует горизонт туфов альбитофиров, туфосланцев и туфопесчаников с лин-

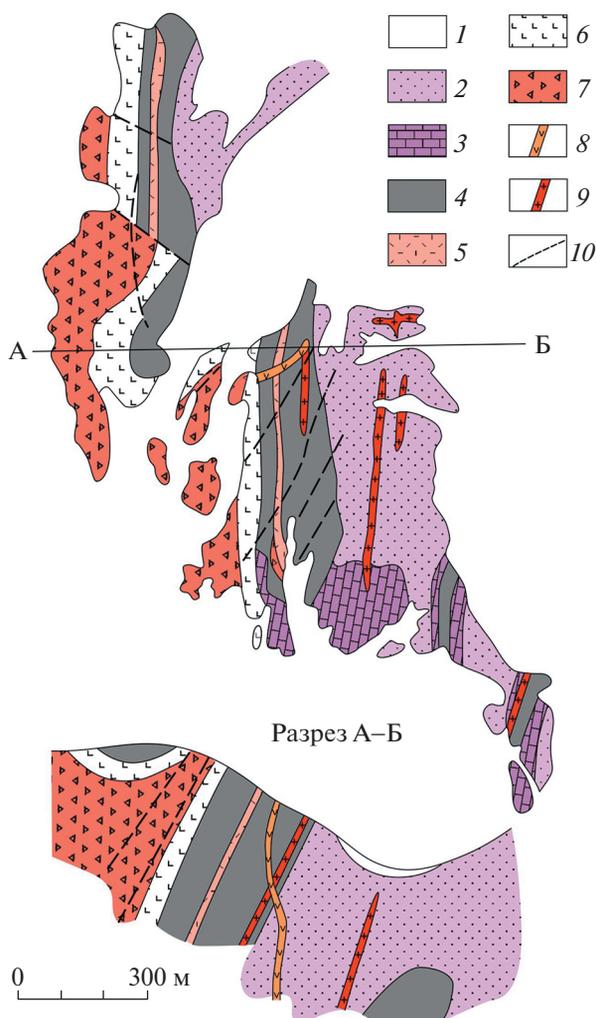


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Ак-Архар, по данным [14] с изменениями и дополнениями. 1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники и флишоиды матрикса поздне триасовой (?) аккреционной призмы; 3–6 – породы, формирующие фрагменты атоллов-гайотов (в том числе, 3–5 – “шапки” гайотов): 3 – ниже-верхнетриасовые известняки; 4 – кремнисто-карбонатные породы верхней перми лагунного происхождения, вмещающие боросиликатные рудные тела; 5 – вулканомиктовые отложения верхней перми, 6 – базальты вулканического основания океанического острова; 7 – нижнепермские (?) песчано-сланцевые отложения неясного происхождения; 8 – палеогеновые дайки диабазов; 9 – раннемеловые дайки гранитоидов; 10 – разломы.

зами пелитоморфных известняков и известняковых туфоконгломератов. По характеру кремнисто-карбонатного осадконакопления слоистый комплекс соответствует фациям, формирование которых происходило в условиях мелководной лагуны атолла с синхронным проявлением вулканических эксгалиций.

Породы аккреционной призмы участвуют в субмеридиональной складчатости. При этом во включениях кремнисто-карбонатных пород проявлена мелкая интенсивная дисгармоничная складчатость с признаками пластичного течения с характерным гофрированием пород и хаотичным положением осевых плоскостей складок.

В центре рудного поля на глубине присутствует вскрытая скважинами интрузия раннемеловых (110 ± 3 млн лет, по данным [14]) гранитоидов. Все породы на месторождении, за исключением дайковых диабазов палеогенного возраста, ороговикованы, фельдшпатизированы и скарнированы в контактовом ореоле этой интрузии. Как результат, слоистая толща, формирующая включения позднепермского возраста, проявлена как перемежаемость серых кремнистых сланцев и мелкокристаллических бело-бурых кварц-данбурит-гранатовых скарноидов. При резких четких контактах рудоносных скарноидов с кремнями последние практически не переработаны. Иногда здесь же присутствуют слабо измененные глинистые сланцы и известняки. По составу гранат

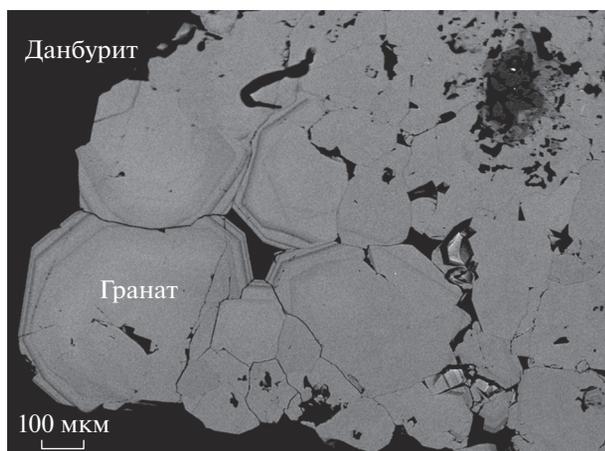


Рис. 3. Данбурит-гранатовый агрегат в рудах месторождения Ак-Архар.

скарноидов соответствует гроссуляру-андрадиту. На микротекстурном уровне наблюдается, что кварц-данбуритовый агрегат, кристаллизовавшийся непосредственно вслед за гранатом, выполняет интерстиции и облекает, практически не корродируя, его кристаллы (рис. 3).

Изученные включения в данбурите скарноидов компактно сгруппированы по зонам роста кристаллов, но широко варьируют по соотношению фаз от существенно газовых до жидких. Газовая фаза включений не содержит, по данным рамановской спектроскопии, ювенильных газов, кроме паров воды. Температура гомогенизации включений близка +410°C. Температура эвтектики газовой-жидких включений составляет –20°C и соответствует концентрации солей около 16.0 мас. % экв. NaCl. При этом, по данным [15], кислород данбурита из скарноидов изотопно утяжелен, при значениях $\delta^{18}\text{O}$ от +13.6 до +14.3‰. Изотопно утяжеленный кислород характерен и для кварца скарноидов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца варьируют в интервале от +10.7 до +16.0‰, при средних значениях +13.3‰. То есть преобразование фрагмента лагунных отложений происходило в термальном поле интрузии гранитоидов при крайне низком отношении вода/порода и значениях $\delta^{18}\text{O}$ метаморфогенного флюида, с учетом изотопного фракционирования в системе кварц–H₂O [16], на уровне +10.0‰.

В рамках решения постулированной проблемы высококонцентрированного локального источника бора [10] выполненные на месторождении Ак-Архар наблюдения суммируются как вывод об образовании скарноидов с данбуритом *in situ* за счет избирательного замещения соленосных глинисто-карбонатных прослоев с боратами в составе слоистой толщи, сформированной в доаккреционное время в лагуне на вершине гайота.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Н.А. Харитонову за помощь в получении образцов и геологических описаний месторождения Ак-Архар.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России / В кн. Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5–34.
2. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian South East: Terranes and the Formation of Continental Lithosphere Based on Geological and Isotopic Data // Journal of Asian Earth Science. 2016. V. 120. P. 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2015.10.023>
3. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186–189.
4. Peyrotty G., Rigaud S., Kemkin I., Martini R. Sedimentology and Biostratigraphy of Upper Triassic Atoll-type Carbonates from the Dalnegorsk Area, Taukha eTerrane, Far East Russia // Global and Planetary Change. 2020. V. 184. 103072. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103072>
5. Ratkin V.V., Eliseeva O.A., Pandian M.S., et al. Stages and Formation Conditions of Productive Mineral Associations of the Dalnegorsk Borosilicate Deposit, Sikhote Alin // Geology of Ore Deposits. 2018. V. 60. № 8. P. 672–684. <https://doi.org/10.1134/S107570151808007X>
6. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 97–108.
7. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 65–82.
8. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U–Pb датирование экструживно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 81–85.
9. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенцев П.И. и др. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 178–182.
10. Прокофьев В.Ю., Перетяжко И.С., Смирнов С.З. и др. Бор и борные кислоты в эндогенных рудообразующих флюидах. М.: НПЭЦ “Пасьва”. 2003. 189 с.
11. Карась О.А., Раткин В.В. Дальнегорское скарновое месторождение: этапность и источники вещества боросиликатных руд // ДАН. 2014. Т. 455. С. 444–446. <https://doi.org/10.7868/S0869565214100168>

12. *Куришаква Л.Д.* Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука. 1976. 274 с.
13. *Yogibekov D., Sang M., Xiao W., et al.* Late Palaeozoic to Late Triassic Northward Accretion and Incorporation of Seamounts along the Northern South Pamir: Insights from the Anatomy of the Pshart Accretionary Complex // *Geological Journal*. 2020. V. 55. P. 7837–7857.
<https://doi.org/10.1002/gj.3906>
14. *Лисицын А.Е.* Геологические основы поисков эндогенных месторождений бора. М. Недра. 1974. 176 с.
15. *Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. и др.* Изотопный состав кислорода и углерода минералов боросиликатных месторождений как индикатор условий их образования и масштабов оруденения // Тез. докл. Всероссийского симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. 1982. II том. С. 337–339.
16. *Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K.* Oxygen Isotope Exchange between Quartz and Water // *Jour. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 3057–3067.
<https://doi.org/10.7868/S0024497X13060025>

ON THE NATURE OF SKARN-BOROSILICATE DEPOSITS—GIANTS OF THE SIKHOTE-ALIN AND PAMIR

Academician of the RAS A. I. Khanchuk^{a,b}, V. V. Ratkin^{a,#}, and O. A. Eliseeva^{a,##}

^a *Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

^b *Institute of Ore Deposit Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: ratkin@yandex.ru*

^{##} *E-mail: okaras@yandex.ru*

It is shown that giant Sikhote-Alin and Pamir deposits of boron are associated with the fragments of boron-bearing evaporite strata of paleoceanic atolls in subduction mélange. Ore formation directly relates both to in situ transformation of boron-bearing evaporite strata at the Ak-Arkhar deposit, and to boron mobilization and re-deposition some distance away from the evaporite source in course of intensive post-accretionary fluid-magmatic reworking of subduction mélange at the Dalnegorskoe deposit.

Keywords: subduction mélange, atolls, evaporite, skarns, danburite, boron deposit, Dalnegorskoe, Ak-Arkhar

УДК 549.08:550.4.02

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ U–Pb (CA–ID–TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ВЫСОКОУРАНОВОГО МЕТАМИКТНОГО ЦИРКОНА

© 2021 г. А. А. Иванова^{1, *}, Е. Б. Сальникова¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Л. Ф. Сырицо², Ю. В. Плоткина¹

Поступило 13.01.2021 г.
После доработки 03.02.2021 г.
Принято к публикации 03.02.2021 г.

Продемонстрирована принципиальная возможность применения высокоуранового метамиктизированного циркона с высокой дозой авторадационного облучения для U–Pb-геохронологических исследований (ID–TIMS). Использование оптимальных параметров “химической абразии”, сопровождающейся предварительным высокотемпературным отжигом, позволило получить оценки возраста Li–F-гранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье) (146 ± 4 млн лет и 141 ± 1 млн лет).

Ключевые слова: циркон, U–Pb-геохронологические исследования, CA–ID–TIMS, Восточное Забайкалье, Тургинский массив

DOI: 10.31857/S2686739721050066

Как известно, дискордантные значения U–Pb-возраста циркона обуславливаются главным образом миграцией изотопов Pb и U из его кристаллической решетки. Для уменьшения дискордантности во многих случаях используется методика предварительной кислотной обработки (“химическая абразия”) [1, 2], которая часто сопровождается предварительным высокотемпературным отжигом (CA–ID–TIMS) [3]. Как правило, предварительной обработке подвергается циркон с хорошей или средней степенью сохранности кристаллической структуры. Метамиктизированные зерна циркона, имеющие высокую степень радиационных повреждений, обычно считаются непригодными для использования такого подхода [3–5]. В настоящем сообщении представлены результаты экспериментальных исследований, направленных на выбор оптимальных условий предварительной обработки (температура отжига и параметры кислотной обработки) зерен циркона с высокой степенью радиационных повреждений ($>6 \times 10^{18}$ α-расп/г, что по [6] соответствует содержанию аморфной

фазы >80%) для получения достоверной геохронологической информации.

В качестве объекта исследований был выбран циркон из редкометалльных гранитов Тургинского массива кукульбейского комплекса (Восточное Забайкалье). Массив имеет двухфазное строение. Первая фаза представлена гранитами с Li-сидерофиллитом, а вторая – амазонитовыми гранитами. Циркон из гранитов первой фазы представлен преимущественно идиоморфными призматическими кристаллами. Зерна циркона прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные темно-коричневого цвета. Ограничение кристаллов определяется комбинацией пирамиды {111} и призмы {110} (рис. 1, I–II). Размеры кристаллов изменяются в широких пределах – от 100–300 мкм до 1 мм ($K_{удл} = 1.7–3.0$). Они характеризуются осцилляторной зональностью (рис. 1, VI). В зернах часто присутствуют метамиктизированные ядра (рис. 1, V–VI), обогащенные ураном (до 3–5 мас. % UO_2) и торием (до 1–2 мас. % ThO_2), и твердофазные включения, в том числе U- и Th-содержащие [7]. Рассчитанная доза авторадационного облучения циркона [8] составляет $6.0 \times 10^{18}–1.1 \times 10^{19}$ α-расп/г.

Циркон из амазонитовых гранитов представлен непрозрачными и полупрозрачными зернами с вариациями цвета от белого до коричневого. Идиоморфные кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидой {111} (рис. 1, III–IV). Размер кристаллов циркона составляет 50–200 мкм ($K_{удл} = 2.0–3.0$). Катодолюминесцентное исследование

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: anna_al_ivanova@mail.ru

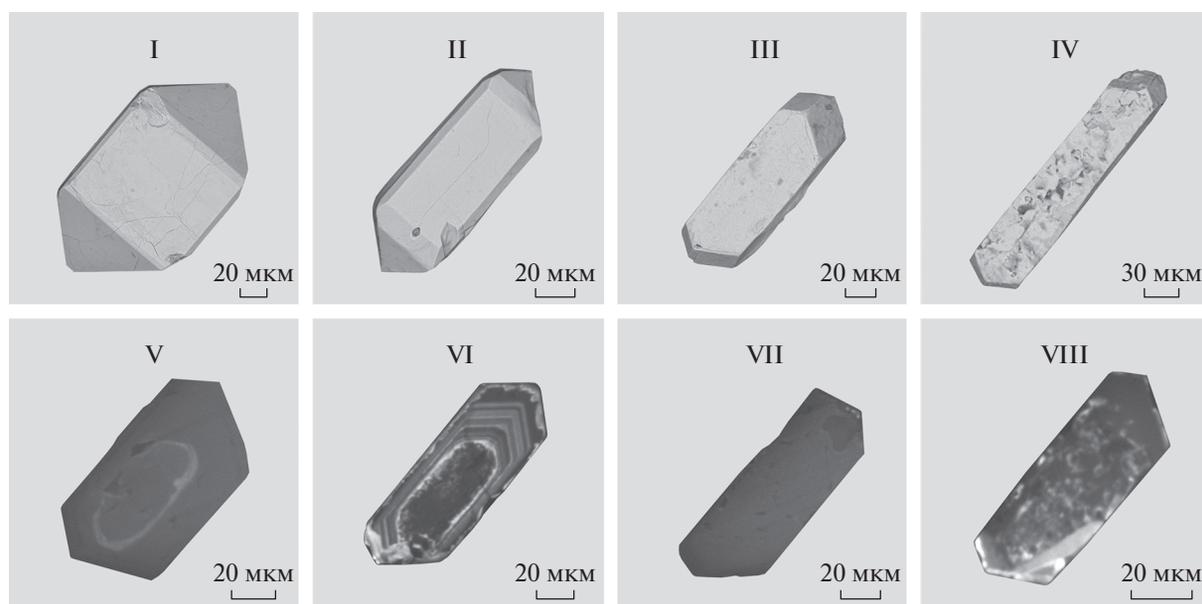


Рис. 1. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитов с Li-сидерофиллитом (I–II, V–VI) и амазонитовых гранитов (III–IV, VII–VIII) Тургинского массива редкометалльных гранитов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе “НИТАСНИ” ТМ 3000 (Ресурсный центр микроскопии и микроанализа, Научный парк СПбГУ) в режиме вторичных электронов (I–IV) и на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN (ИГГД РАН) в режиме катодолюминесценции (V–VIII); VI, VIII – кристаллы, подвергшиеся высокотемпературному отжигу.

дование (рис. 1, VIII) и анализ рамановских спектров подтверждают высокую степень метамиктности зерен циркона. Средние содержания ThO_2 в цирконе составляют 1–2 мас. % ThO_2 , а UO_2 – 2–7 мас. % UO_2 [7]. Рассчитанная доза авторадикационного облучения циркона [8] составляет 7.0×10^{18} – 2.3×10^{19} α -расп/г.

Отобранные для U–Pb-геохронологических исследований навески наиболее прозрачных кристаллов циркона (40–300 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи “SNOL E5CC” в керамических или кварцевых тиглях при температуре 850°C и 900°C в течение 48 ч. Последующая кислотная обработка $\text{HF} + \text{HNO}_3$ проводилась в течение 2–6 ч при температуре 180, 220 и 230°C. После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике [9]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовали изотопный индикатор ^{202}Pb – ^{235}U . Точность определения U/Pb-отношений и содержания U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ “PbDAT”, “ISOPLOT” [10, 11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [12]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с

модельными величинами [13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Видимые изменения циркона, подвергнутого высокотемпературному отжигу, проявились в незначительном увеличении прозрачности зерен и изменении интенсивности окраски включений, за счет чего кристаллы приобретали яркий рыжий оттенок. Кроме того, наблюдались увеличение количества и размера трещин и уменьшение доли флюидных включений. Для кристаллов, подвергшихся высокотемпературному отжигу, характерно значительное повышение интенсивности катодолюминесценции (рис. 1, VI, VIII), что свидетельствует о восстановлении кристалличности отдельных зон. В целях наиболее эффективного удаления метамиктной фазы проводилась серия экспериментов, в рамках которых изменялись параметры предварительной кислотной обработки (температура и длительность экспозиции). В результате в пробах обоих типов гранитов сохранялся лишь мелкокристаллический (5–20 мкм) неразрушенный остаток циркона. При этом циркон из амазонитовых гранитов, обработанный в течение 2 ч при температуре 220°C, растворился практически полностью. В ходе экспериментов были определены оптимальные условия предварительной кислотной обработки, обеспечивающие, с одной стороны, сохранность минимального количества анализируемого материала, а с другой стороны, практически полное удаление метамиктной фазы. Такими условиями для циркона

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из гранитов Тургинского массива, Восточное Забайкалье

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
проба Ту-0467/сб, граниты с Li-сидерофиллитом												
1	100–300, 45 крист., призм., ВО = 850°C, кисл. обр. = 2.0 при 220°C	42.3	0.13	382	0.0493 ± 1	0.0632 ± 1	0.1463 ± 3	0.0215 ± 1	0.62	139 ± 1	137 ± 1	163 ± 4
2	100–300, 300 крист., призм., ВО = 850°C, кисл. обр. = 2.0 при 220°C	47.2	0.09	622	0.0492 ± 2	0.0737 ± 1	0.1485 ± 6	0.0219 ± 1	0.52	141 ± 1	140 ± 1	156 ± 8
3	100–300, 140 крист., призм., ВО = 850°C, кисл. обр. = 2.0 при 230°C	45.2	0.03	1589	0.0491 ± 1	0.0671 ± 1	0.1518 ± 2	0.0224 ± 1	0.89	143 ± 1	143 ± 1	153 ± 2
4	100–300, 100 крист., призм., ВО = 900°C, кисл. обр. = 2.0 при 230°C	32.3	0.32	135	0.0492 ± 2	0.0714 ± 1	0.1494 ± 7	0.0220 ± 1	0.46	140 ± 1	141 ± 1	157 ± 10
проба Ту-832, амазонитовые граниты												
1	<75, 230 крист., призм., ВО = 850°C, кисл. обр. = 4.0 при 180°C	46.5	0.04	1368	0.0498 ± 1	0.0176 ± 1	0.1553 ± 2	0.0226 ± 1	0.85	146 ± 1	144 ± 1	188 ± 2
2	<75, 40 крист., дл.-призм., ВО = 900°C, кисл. обр. = 4.0 при 180°C	34.2	0.29	180	0.0501 ± 2	0.0155 ± 1	0.1568 ± 8	0.0227 ± 1	0.50	148 ± 1	145 ± 1	200 ± 11
3	<75, 180 крист., призм., ВО = 850°C, кисл. обр. = 4.0 при 180°C	48.6	0.01	3546	0.0491 ± 1	0.0140 ± 1	0.1509 ± 2	0.0223 ± 1	0.89	143 ± 1	142 ± 1	154 ± 1

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; Pb_c – обычный Pb; Pb_t – общий Pb; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

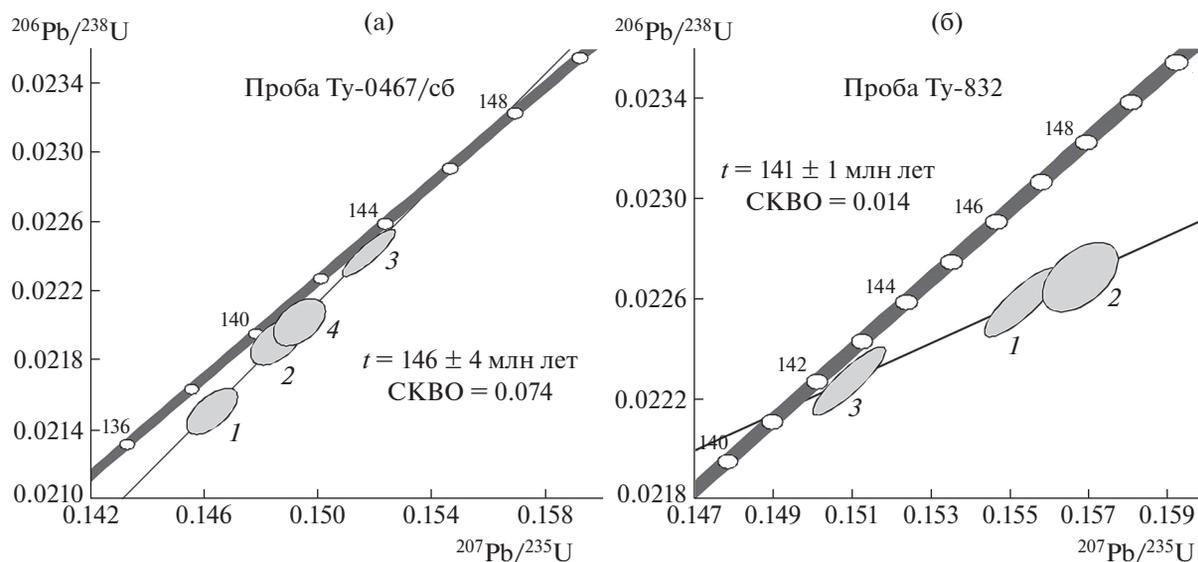


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для циркона из гранитов с Li-сидерофиллитом (а) и циркона из амазонитовых гранитов (б) Тургинского массива редкометалльных гранитов. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

из гранитов с Li-сидерофиллитом являются температура кислотной обработки 230°C и экспозиция 2 ч, а для циркона из амазонитовых гранитов — температура кислотной обработки 180°C с экспозицией 4 ч. Циркон, обработанный при таких условиях, характеризуется низкой долей обыкновенного Pb (табл. 1) и незначительной возрастной дискордантностью (рис. 2). Как видно из табл. 1, доля обыкновенного свинца в цирконе, отжигавшемся при температуре 900°C , существенно выше. По-видимому, увеличение температуры отжига приводит к восстановлению кристалличности нарушенных зон в большей степени и, очевидно, требует более длительной и, возможно, более высокотемпературной кислотной обработки для эффективного удаления метамиктной фазы. Следовательно, оптимальным для анализируемого циркона предполагается отжиг при температуре 850°C .

В результате проведенных исследований с использованием оптимизированной методики были получены следующие оценки возраста формирования гранитоидов Тургинского массива (табл. 1, рис. 2). Для гранитов первой фазы верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 146 ± 4 млн лет (СКВО = 0.074, нижнее пересечение отвечает нулю) (рис. 2а), а для амазонитовых гранитов второй фазы нижнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 141 ± 1 млн лет (СКВО = 0.014, верхнее пересечение отвечает 1575 ± 470 млн лет) (рис. 2б). В пределах погрешностей полученные оценки возрастов согласуются с известными оценками возрастов формирования редкоме-

талльных гранитов кукульбейского комплекса (U–Pb-метод по циркону, Rb–Sr-метод) [14–16].

Таким образом, при условии тщательного отбора кристаллов циркона для U–Pb-геохронологических исследований (ID–TIMS), исследований и подбора оптимальных параметров “химической абразии”, сопровождающейся предварительным высокотемпературным отжигом, появляется возможность использования метамиктизированного циркона с высокой дозой авторадационного облучения ($>6 \times 10^{18}$ α -расп/г) для получения достоверных оценок возраста.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00957 и № 20-05-00437).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Макеев А.Ф.* Радиационно-химические превращения цирконов. Л.: Наука, 1981. 64 с.
2. *Mattinson J.M.* A Study of Complex Discordance in Zircons Using Step-wise Dissolution Techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
3. *Mattinson J.M.* Zircon U–Pb Chemical Abrasion “CA-TIMS” Method: Combined Annealing and Multi-step Partial Dissolution Analysis for Improved and Accuracy of Zircon Ages // *Chem. Geology*, 2005. V. 220. P. 47–66.
4. *Huyskens M.H., Zink S., Amelin Y.* Evaluation of Temperature-time Conditions for the Chemical Abrasion Treatment of Single Zircons for U–Pb Geochronology // *Chemical Geology*. 2016. V. 438. P. 25–35.

5. *Widmann P., Davies J.H.F.L., Schaltegger U.* Calibrating Chemical abrasion: Its Effects on Zircon Crystal Structure, Chemical Composition and U–Pb Age // *Chemical Geology*. 2019. V. 511. P. 1–10.
6. *Zhang M., Salje E.K.* Infrared Spectroscopic Analysis of Zircon: Radiation Damage and the Metamict State // *Journal of Physics: Condensed Matter*. 2001. 13. 3057.
7. *Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М.* Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // *ЗРМО*. 2018. Ч. 147. № 6. С. 1–21.
8. *Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B.* Metamictisation of Natural Zircon: Accumulation Versus Thermal Annealing of Radioactivity-induced Damage // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. 141. P. 125–144.
9. *Krogh T.E.* A Low-contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
10. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2003. V. 4.
11. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. 1991. 35 p.
12. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of Geochronology: Convention of the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
13. *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
14. *Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.
15. *Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю.* Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*. 2004. № 9. С. 940–948.
16. *Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В.* Амазонитовые Li-F граниты REE–Zr–Nb–Th–U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 1. С. 64–89.

U–Pb (CA–ID–TIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF HIGH-URANIUM METAMICT ZIRCONS

**A. A. Ivanova^{a, #}, E. B. Salnikova^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a,
L. F. Syritso^b, and Yu. V. Plotkina^a**

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^b *Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[#] *E-mail: anna_al_ivanova@mail.ru*

The principal possibility of using high-uranium metamict zircon with a high self-irradiation α -dose for U–Pb geochronological studies (ID–TIMS) is demonstrated. The application of optimal parameters of “chemical abrasion”, accompanied by preliminary high-temperature annealing, allowed us to estimate the age of Li–F granites of the Turga massif (Eastern Transbaikalia) (146 ± 4 Ma and 141 ± 1 Ma).

Keywords: zircon, U–Pb geochronology, CA–ID–TIMS, Eastern Transbaikalia, Turga massif

УДК 548.58:549.21

H₂O – ВОЗМОЖНЫЙ ИНИЦИАТОР ПОВЕРХНОСТНОЙ ГРАФИТИЗАЦИИ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

© 2021 г. В. М. Сонин^{1,*}, И. А. Грязнов¹, А. И. Чепуров¹, академик РАН Н. П. Похиленко¹Поступило 03.02.2021 г.
После доработки 11.02.2021 г.
Принято к публикации 11.02.2021 г.

Приводятся экспериментальные результаты по травлению кристаллов алмаза октаэдрического и кубооктаэдрического габитусов при температуре 1000°C во влажном аргоне. Установлено, что при низком парциальном давлении H₂O может выступать как инициатор (катализатор) процесса поверхностной графитизации алмазов при *PT*-параметрах термодинамической стабильности графита. Лимитирующей стадией процесса травления алмазов при наличии графита на алмазах является стадия окисления графитовой оболочки. Поскольку окисляется внешняя графитовая оболочка, то отсутствует зависимость скорости травления (окисления) от морфологии кристаллов алмаза.

Ключевые слова: алмаз, поверхностная графитизация, травление, высокая температура, импактиты

DOI: 10.31857/S2686739721050194

В отличие от объемной графитизации алмаза (физического процесса полиморфного перехода алмаза в графит) поверхностная графитизация — химический процесс, который может быть вызван любым взаимодействующим с алмазом соединением при температурах и давлениях, соответствующих термодинамической стабильности графита. Для естественных условий интерес представляет участие в данном процессе газообразных соединений — потенциальных окислителей алмаза (O₂, CO₂, H₂O). Для системы C—O было показано, что при температуре и давлении, соответствующих термодинамической стабильности графита, в равновесии с алмазом фугитивность и парциальное давление O₂ ниже, чем с графитом [1]. Поэтому концентрация окисленных компонентов углерода в равновесии с алмазом выше, что определяется метастабильностью алмаза. Алмаз в таких условиях неустойчив и окисляется, но флюид пересыщен углеродом по отношению к графиту, что и определяет появление графита [2].

Для алмазов из кимберлитов не характерны поверхностно графитизированные кристаллы, хотя их морфология определяется естественным травлением вследствие окисления CO₂ и H₂O, растворенными в кимберлитовой магме [3]. Это связано с высокой концентрацией летучих в ким-

берлитовой магме и, соответственно, с высокой степенью недосыщенности углеродом. Вероятно, другие флюидные режимы имели место в процессах генезиса метаморфогенных и импактных алмазов, для которых допускается поверхностная графитизация [4–7]. Особый интерес вызывает генезис алмазов Попигайской астроблемы вследствие ураганного содержания алмазов в импактатах, значительно превышающего содержание алмазов в кимберлитах [6, 8]. Тем не менее в импактатах широко представлен графит (соотношение алмаз/графит достигает 1/100): исходный (по выделениям которого образовались алмазы) и, возможно, новообразованный в процессе графитизации алмазов [7]. Графит присутствует в том числе в виде пленок и корочек на поверхности импактных алмазов. Учитывая высокие остаточные температуры, при которых находились породы мишени после импактного события (1000°C и выше [6]), можно предположить развитие процессов поверхностной графитизации. Если в метаморфических комплексах сверхвысокого давления наиболее вероятным реагентом, влияющим на сохранность алмазов, является CO₂, то импактные породы наследуют флюидный состав исходных мишеней (графитизированных гнейсов), поэтому в окислении алмазов могла участвовать вода, присутствовавшая в породах [9, 10].

В настоящем сообщении представлены экспериментальные результаты по травлению кристаллов алмаза при высокой температуре в условиях минимизации содержания H₂O в среде. Эксперименты проведены в специальной лабораторной

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

*E-mail: sonin@igm.nsc.ru

микротермокамере [11, 12] при температуре 1000°C в проточном режиме. Микротермокамера оснащена молибденовым нагревателем для работы в инертной или восстановительной атмосфере, кожухом для водяного охлаждения и окном для визуального наблюдения с помощью микроскопа МБС-9. Температуру измеряли W/Re-термопарой, спай которой подведен к алундовой подставке для образцов. Газом-носителем был аргон, который подавали в микротермокамеру со скоростью 10 л/ч. Непосредственно перед вводом в микротермокамеру аргон пропускали через дистиллированную воду, находившуюся при комнатной температуре (22°C), т.е. средой травления был влажный аргон. Следует подчеркнуть, что аргон не взаимодействует с алмазом; в отсутствие катализаторов (переходных металлов) при 1000°C с алмазом не взаимодействует также водород [11, 12].

Поскольку средние размеры импактных алмазов составляют 200 мкм [6], для экспериментального моделирования использовали синтетические алмазы, выращенные на затравки при высоких давлениях и температуре в системе Fe–Ni–C по методике, созданной в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН [1]. Кристаллы алмаза были двух габитусных типов: октаэдрические и кубооктаэдрические с равновеликими гранями {111} и {100}. Все кристаллы были острые с плоскими и гладкими гранями, лишены каких-либо поверхностных скульптур роста или растворения; без видимых под микроскопом МБС-9 включений. Весовой диапазон кристаллов составлял 6.4–6.8 мг (около 2 мм). Взвешивание производили на весах ВЛР-20. Общая длительность экспериментов составляла 4 ч, но отдельный цикл – 30 или 60 мин. После каждого цикла удаляли поверхностный графит в окислительной смеси (H₂SO₄ + K₂Cr₂O₇) и кристаллы взвешивали. Морфологию алмазов изучали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) MIRA 3 LMU (“TESCAN” Orsay Holding) в ЦКП ИГМ СО РАН.

Установлено, что на начальных стадиях процесса грани алмазов фрагментарно матировались вследствие появления мелких иррегулярных ямок травления. При развитии процесса на поверхности кристаллов появлялась полупрозрачная пленка графитоподобного углерода с пятнистым распределением, которая, постепенно разрастаясь и утолщаясь, преобразовывалась в корочку графита. Тем не менее травление алмазов имело место, что зафиксировано по уменьшению массы кристаллов. Травление алмазов происходило “нормально”, т.е. перпендикулярно к поверхности. Тангенциально-последовательных элементов в виде слоев травления не установлено. На кубооктаэдрических кристаллах не обнаружено предпочтительного травления кристаллографических форм {111} и {100} относительно друг друга. В результате кри-

сталлы в основном сохраняли исходный габитус даже при больших величинах потери первоначальной массы (до 50%). Но имело место сглаживание (округление) ребер и вершин с появлением неровных поверхностей, соответствующих в первом приближении ромбододекаэдру и тригон-триоктаэдру (между гранями октаэдра) или тетрагон-триоктаэдру (между исходными гранями октаэдра и куба) и даже куба на исходно октаэдрических кристаллах. Данная эволюция морфологии, вероятно, связана с окислением алмазов на начальной стадии в каждом цикле экспериментов. На рис. 1 в качестве примера приведены микрофотографии изначально октаэдрического алмаза после травления в течение 3.5 ч.

На рис. 2 представлены кривые потери массы (после удаления поверхностного графита) двух октаэдрических и двух кубооктаэдрических кристаллов алмаза в среде влажного аргона при 1000°C в зависимости от времени. Обращают внимание одинаковый тип кривых и близкие скорости потери массы кристаллов. Это связано с тем, что в реализованных условиях кристаллы алмаза покрывались оболочкой из графита, и, соответственно, лимитирующей стадией процесса была стадия окисления поверхностного графита. По видимому, поэтому отсутствует зависимость скорости процесса от исходного габитуса алмазов.

Экспериментальных работ по окислению алмазов непосредственно водяным паром (без катализаторов – расплавов гидроксидов щелочных металлов) немного. По данным исследования [13] в отсутствие катализатора процесса водяной пар практически не действует на алмаз вплоть до 900°C. С другой стороны, в более ранних работах [14, 15] зафиксировано прямое окисление (без стадии поверхностной графитизации) алмаза водяным паром при более низких температурах. Выше 1000°C скорость прямого окисления резко возрастает, причем установлено, что кубические грани окисляются быстрее октаэдрических.

По [15] процесс окисления алмаза кислородом при термодинамической стабильности графита в общем случае состоит из следующих стадий: прямое окисление до СО и СО₂ (скорость реакции R₁); образование на алмазе пленки аморфного углерода (R₂); прямое окисление углеродной пленки (R₃). Стадия 2 и является собственно стадией поверхностной графитизации алмаза. Например, если R₂ ≫ R₃, то образуется толстая оболочка неалмазного углерода вокруг кристалла алмаза.

Установленные в [15] общие принципы механизма окисления алмазов кислородом должны быть аналогичны и для других окислителей, в частности, H₂O. Такие условия реализуются при относительно низких величинах парциального давления возможных газообразных окислителей алмаза, включая H₂O. Это происходит вследствие

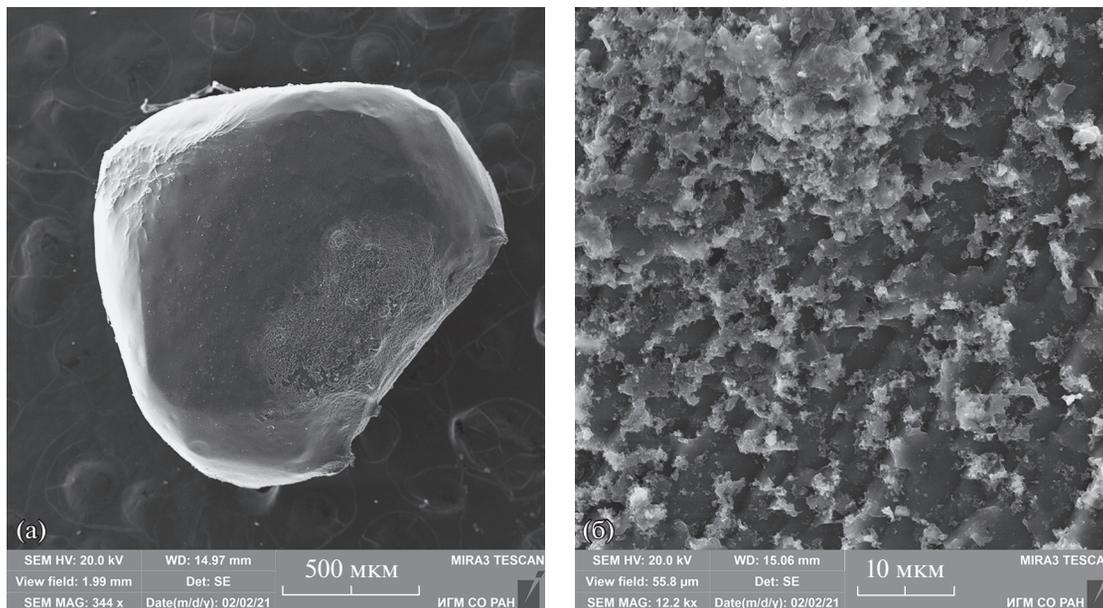


Рис. 1. Кристалл алмаза после травления при 1000°C во влажном аргоне в течение 3.5 ч и удаления поверхностного графита: а – общий вид; б – фрагмент поверхности (СЭМ-изображения).

установления динамического равновесия, в результате которого алмаз непрерывно окисляется, а на его поверхности появляется неалмазный углерод, из которого при высокой температуре образуется графит. Это явление зафиксировано нами в настоящем исследовании при травлении алмазов в среде влажного аргона. Кроме того, пленка неалмазного углерода обнаружена при травлении алмаза в среде влажного водорода [14]. Графитизация алмазов характерна при травлении кислородом в условии кислородного буфера ССО [2]. Это подтверждает распространенность явления поверхностной графитизации алмаза. Несомненно, явление поверхностной графитизации алмазов должно иметь место и в природных условиях, особенно в астроблемах (например, Попайской), для которых предполагается сохранение высокой температуры в породах мишени после спада давления.

Таким образом, можно сделать несколько выводов для случаев присутствия поверхностно графитизированных алмазов в естественной среде геологических объектов. H_2O может выступать как инициатор (катализатор) процесса поверхностной графитизации алмазов при PT -параметрах термодинамической стабильности графита (1). Это свидетельствует о низкой фугитивности возможных окислителей алмаза, в том числе H_2O (2). Лимитирующей стадией процесса травления алмазов при наличии графита на алмазах является стадия окисления графитовой оболочки (3). По-

скольку окисляется внешняя графитовая оболочка, то должна отсутствовать зависимость скорости травления (окисления) от морфологии кристаллов алмаза, включая импактные (4).

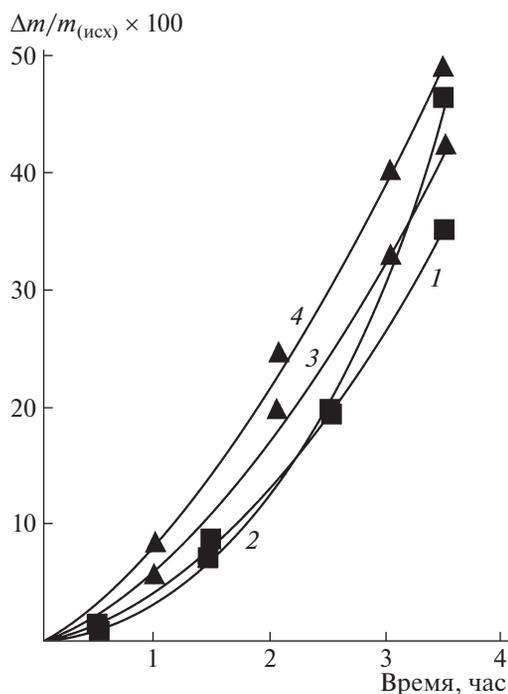


Рис. 2. Потери массы кубооктаэдрических (1, 2) и октаэдрических (3, 4) кристаллов алмаза от времени в процессе поверхностной графитизации при 1000°C в среде влажного аргона.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Министерства науки и высшего образования РФ, грант № 2020-1902-01-039.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М.* Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997, 196 с.
2. *Сонин В.М., Федоров И.И., Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П.* Скорость окисления алмаза в зависимости от фугитивности кислорода // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 549–556.
3. *Сонин В.М., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Чепуров С.А., Чепуров А.И.* Хроматографическое изучение процесса травления алмазов в расплаве кимберлита в связи с их устойчивостью в природных условиях // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 212–221.
4. *Leech M.L., Ernst W.G.* Graphite Pseudomorphs after Diamond? A Carbon Isotope and Spectroscopic Study of Graphite Cuboids from the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 2143–2154. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00142-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00142-2)
5. *Sonin V., Leech M., Chepurov A., Zhimulev E., Chepurov A.* Why Are Diamonds Preserved in UHP Metamorphic Complexes? Experimental Evidence for the Effect of Pressure on Diamond Graphitization // *International Geology Review*. 2019. V. 61 (4). P. 504–519. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1435310>
6. *Масайтис В.Л.* Импактные алмазы Попигайской астроблемы: основные свойства и практическое применение // Записки РМО. 2013. Ч. СХЛII (2). С. 1–10.
7. *Afanasiev V., Gromilov S., Sonin V., Zhimulev E., Chepurov A.* Graphite in Rocks of the Popigai Crater: Residual or Retrograde? // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2019. V. 28 (3). P. 470–477. <https://doi.org/10.3906/yer-1808-6>
8. *Похиленко Н.П.* Минерально-сырьевые ресурсы арктической зоны республики Саха (Якутия) // Экономика востока России. 2015. № 2 (4). С. 12–20.
9. *Масайтис В.Л., Футергендлер С.И., Гневушев М.А.* Алмазы в импактиках Попигайского метеоритного кратера // Записки ВМО. 1972. Ч. CI (1). С. 108–112.
10. *Долгов Ю.А., Вишневский С.А., Шугурова Н.А.* Включения газов в импактиках / Термобарогеохимия и генетическая минералогия (под ред. Ю.А. Долгова). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 129–140.
11. *Chepurov A.I., Sonin V.M., Dereppe J.-M.* The Channeling Action of Iron Particles in the Catalyzed Hydrogenation of Synthetic Diamond // *Diamond and Related Materials*. 2000. V. 9. P. 1435–1438.
12. *Sonin V.M., Chepurov A.I., Fedorov I.I.* The Action of Iron Particles at Catalyzed Hydrogenation of {100} and {110} Faces of Synthetic Diamond // *Diamond and Related Materials*. 2003. V. 12. P. 1559–1562. [https://doi.org/10.1016/S0925-9635\(03\)00242-5](https://doi.org/10.1016/S0925-9635(03)00242-5)
13. *Жданкина О.Ю., Кулакова И.И., Руденко А.П.* Окисление кимберлитовых алмазов смесями диоксида углерода и водяного пара // Вестн. МГУ. Серия 2. Химия. 1985. № 26. Вып. 5. С. 497–501.
14. *Frank F.C., Puttic K.E.* Etch Pits and Trigons on Diamond. II // *Philosophical Magazine*. 1958. V. 3 (35). P. 1273–1279.
15. *Phaal C.* Surface Studies of Diamond I // *Industrial Diamond Review*. 1965. V. 25 (300). P. 486–489.

H₂O – POSSIBLE INITIATOR OF SURFACE GRAPHITIZATION OF IMPACT DIAMONDS

V. M. Sonin^{a,*}, I. A. Gryaznov^a, A. I. Chepurov^a, and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^a

^a *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

*E-mail: sonin@igm.nsc.ru

Experimental results on etching of diamond crystals of octahedral and cuboctahedral habits at a temperature of 1000°C in wet argon are presented. It has been established that at a low partial pressure, H₂O can act as an initiator (catalyst) for the surface graphitization of diamonds at the PT parameters of the thermodynamic stability of graphite. The limiting stage of the diamond etching process in the presence of graphite on diamonds is the stage of oxidation of the graphite covering. Since the outer graphite shell is oxidized, there is no dependence of the etching (oxidation) rate on the morphology of diamond crystals.

Keywords: diamond, surface graphitization, etching, high temperature, impactites

УДК 504.4.054:550.47

СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ В КАРСКОМ МОРЕ В ПЕРИОД СХОДА СЕЗОННОГО ЛЬДА

© 2021 г. И. А. Немировская¹, *, академик РАН М. В. Флинт¹, В. А. Артемьев¹,
А. В. Храмцова¹, И. С. Халиков¹

Поступило 21.01.2021 г.

После доработки 04.02.2021 г.

Принято к публикации 04.02.2021 г.

Приводятся первые данные по содержанию органических соединений (ОС) – $C_{\text{орг}}$, липидов, углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) во взвеси поверхностных вод и в донных осадках в западной части Карского моря и в Обской губе в период схода сезонного льда (июль 2019 г.). Наиболее высокое содержание ОС и взвеси в поверхностных водах установлено в Обской губе: АУВ – до 325 мкг/л, ПАУ – до 15 нг/л, взвеси – до 15.5 мг/л. В самом море концентрации АУВ увеличивались в среднем от 20 до 59 мкг/л, что связано с паводком. На геохимическом барьере Обская губа – Карское море происходит резкое уменьшение всех компонентов ОС, поставляемых речным стоком. Добыча углеводородов и интенсификация судоходства в южной части Карского моря влияют на состав АУВ и ПАУ. Разложение автохтонной взвеси и содержащихся в ней ОС в процессе седиментации приводит к тому, что в донных осадках, в отличие от поверхностных вод, не наблюдался рост концентраций $C_{\text{орг}}$, АУВ и ПАУ.

Ключевые слова: органические соединения, $C_{\text{орг}}$, липиды, алифатические углеводороды, полициклические ароматические углеводороды, взвесь, донные осадки, Обская губа, паводок

DOI: 10.31857/S2686739721050121

Трансарктические исследования, проведенные в эпиконтинентальной Арктике от Карских Ворот до 168° в.д., в геохимических барьерных зонах река (Обь, Енисей, Лена, Хатанга, Индигирка, Колыма) – море (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) в 2007–2018 гг. установили, что максимальный диапазон концентраций органических соединений (ОС) – $C_{\text{орг}}$, липидов и различных углеводородных классов (алифатических углеводородов – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ), а также взвеси приурочен к устьевой области Оби [1]. Изменения в величинах ОС в разные годы исследования были связаны с соленостью вод и сезоном (табл. 1).

Биологическая продуктивность Обской губы формируется в период открытой воды, при этом ее максимум приходится на короткий период биологической весны, сразу после схода льда [2, 3]. Значительные различия в концентрациях ПАУ в водах и осадках наблюдались в Обской губе в 2010 г. и были связаны с периодом наблюдений:

при интенсивном стоке (с 29 июля по 17 августа) и при низком стоке (с 18 сентября по 7 октября) [4]. Основное количество ПАУ в поверхностных водах содержалось во взвеси, и их концентрации в летний сезон были в 35–40 раз выше, а осенний – в 25–30 раз выше, чем в растворенной форме. При этом как летом, так и осенью повышенное содержание ПАУ приурочено к зонам смешения вод: в южной части Обской губы при впадении р. Таз, в северной части – при смешении вод Оби и Карского моря.

Строительство и функционирование порта Сабетта на западном берегу Обской губы, предназначенного для обеспечения перевалки углеводородного сырья Южно-Тамбейского газоконденсатного месторождения на Ямале, и сопутствующая интенсификация судоходства должны влиять на экологическую ситуацию в этом районе. При сооружении канала к порту Сабетта с 2014 г. в летний период проводили активные дноуглубительные работы с общим объемом выбранного грунта около 70 млн. м³ [5]. Это должно было привести к увеличению количества взвеси в воде. Действительно, в июле 2016 г. содержание взвеси на разрезе (в среднем 10.3 мг/л) было значительно выше, а концентрации АУВ, которые имеют, как

¹ Институт океанологии им. П.П. Шишова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: nemir44@mail.ru

Таблица 1. Содержание органических соединений и взвеси в поверхностных водах Карского моря

Год, месяц	n	Липиды, мкг/л		АУВ, мкг/л		Взвесь, мг/л		S, PSU
		Интервал	Средн.	Интервал	Средн.	Интервал	Средн.	
р. Обь–Карское море								
2007.09	12	25–427	182	10–310	101	0.32–34.37	11.62	0.1–20.7
	14 _p *	27–748	174	6–456	90			
2016.07	13	14–33	163	3–102	40	0.25–10.64	10.31	0.0–31.5
2017.09	5	22–484	166	5–365	100	0.17–5.47	3.52	2.7–25.3
2018.09**	4	35–119	52	17–29	22	0.63–1.85	0.90	24.9–30.0
2019.07	12	192–1637	578	62–514	325	2.93–15.5	7.47	0.16–7.56
Западная часть Карского моря								
2019.07	9	64–98	89	51–66	59	0.05–1.07	0.30	28.4–34.5
р. Енисей – Карское море								
2011.09	14	22–236	83	7–149	20	0.34–2.93	1.3	0.07–27.93
	15 _p	22–134	40	5–69	18			

Примечание. * 4_p и 15_p концентрации в растворенной форме, все остальные пробы – во взвеси. ** Пробы отбирали на шельфе Карского моря.

природное, так и нефтяное происхождение (НУ) [6], наоборот, ниже (табл. 1). Резкое снижение (почти в 3 раза до 3.52 мг/л) концентрации взвеси произошло после окончания строительства канала в сентябре 2017 г. Напротив, содержание АУВ, особенно в южной части губы, возросло до 365 мкг/л (86 мкг/мг взвеси). В составе алканов в низкомолекулярной области доминировали выветренные НУ [1], что, вероятно, обусловлено интенсификацией судоходства в этом районе.

С целью определения сезонной изменчивости содержания и состава ОС (С_{орг}, липидов, АУВ и ПАУ) были проанализированы пробы поверхностных вод и донных осадков, отобранные в западной и центральной частях Карского моря и в Обской губе в июле 2019 г. (76 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, рис. 1а).

Работы в Карском море были проведены сразу после схода сезонного льда. Пробы на станциях 6221 и 6222 (рис. 1а) согласно спутниковым данным были отобраны через 0–5 дней после таяния льда, а на станциях 6223–6225 и 6234 – непосредственно у ледовой кромки. Пробы поверхностной воды отбирали на подходе к станциям, чтобы исключить загрязнение от судна; поверхностный слой донных осадков (0–1 и 0–2 см) отобран мультикорером. Количество взвеси определяли гравиметрически после выделения на ядерные фильтры; исследование ОС проводили на стекловолоконистых фильтрах GF/F. Концентрацию липидов и АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, содержание и состав алканов – методом газовой хроматографии, ПАУ – методом высокоэффективной жидкостной хроматогра-

фии, С_{орг} – методом сухого сжигания. Подробности методических процедур описаны в [6, 7].

Полученные данные показали, что на станциях у пролива Карские Ворота и вдоль восточного побережья Новой Земли (станции 6220–6225, рис. 1а) содержание взвеси изменялось от 0.05 мг/л (ст. 6221, шельф Новой Земли) до 1.07 мг/л (ст. 6234 у границы льда). При таянии сезонных льдов поверхностная соленость у их границы снижалась на ~5 PSU (до 27.7 PSU) и освобождался включенный в лед материал. У кромок льдов формируются условия для роста концентраций хлорофилла и биогенной взвеси [7], и в наших наблюдениях ее количество возросло более, чем в 5 раз – с 0.11 до 0.58 мкг/л. В меньшей степени изменялось содержание липидов и АУВ, концентрации которых оказались довольно постоянными (рис. 1б): 51–66 мкг/л при средней величине 59 мкг/л и стандартном отклонении ±4.6 мкг/л (7.8% от средней). Аналогичное поведение взвеси и АУВ авторы наблюдали на разрезе вдоль антарктического побережья [7], где рост содержания взвеси происходил синхронно с увеличением концентрации хлорофилла *a*. При этом величины АУВ почти не изменялись, так как они не являются доминирующей фракцией при биосинтезе.

На ст. 6244, расположенной во внешней части Обского эстуария (рис. 1а), при уменьшении солености до 6.1 PSU, наблюдался резкий рост всех изучаемых компонентов (рис. 1б): взвеси в 2.7 раза (до 2.93 мг/л), липидов – в 4.5 раза (до 417 мкг/л), АУВ – в 2.5 раза (до 169 мкг/л). В Обской губе с уменьшением солености с севера на юг тенденция сохранялась. Количество взвеси по сравне-

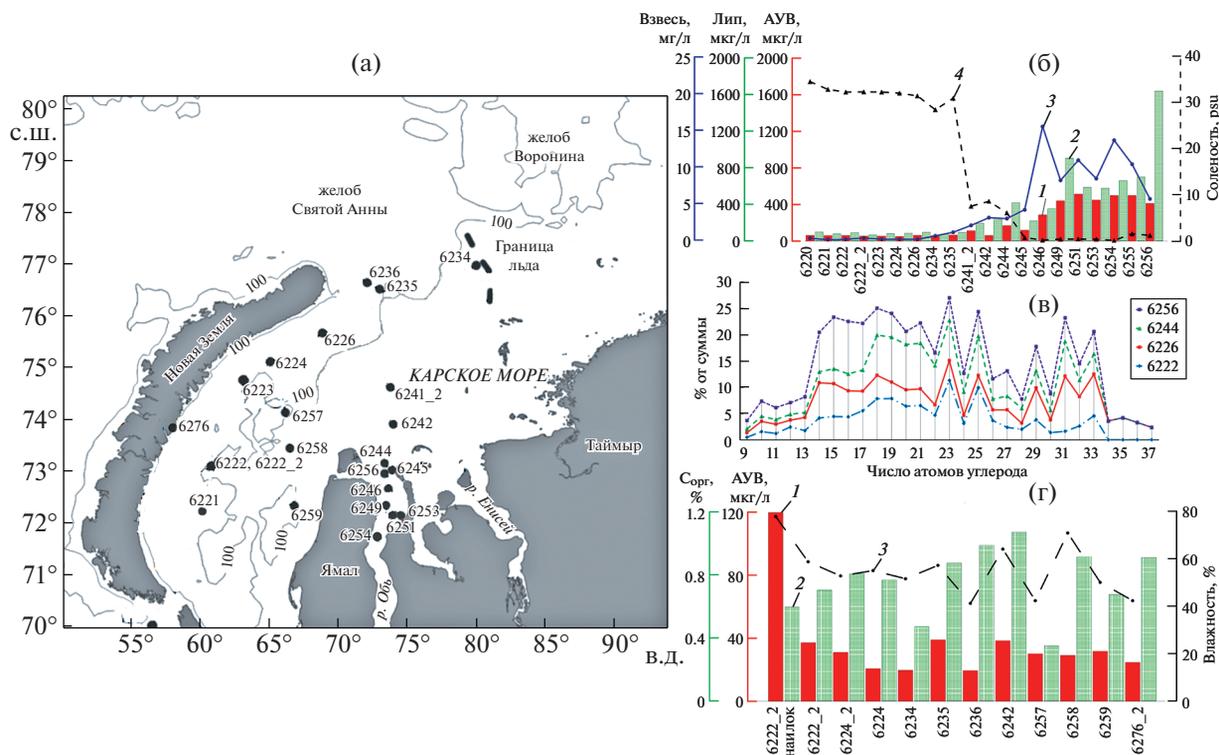


Рис. 1. Положение станций отбора проб в 76 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в июле 2019 г. — (а); распределение: 1 — АУВ, 2 — липидов, 3 — взвеси, 4 — солёности в поверхностных водах — (б); состав алканов во взвеси поверхностных вод на различных станциях — (в); распределение 1 — АУВ, 2 — $C_{орг}$, и 3 — влажности в поверхностном слое донных осадков — (г).

нию с открытыми районами Карского бассейна увеличилось в среднем в 31 раз (до 9.41 мг/л), а АУВ — в среднем в 6.2 раза (до 372 мкг/л). При величине ПДК для нефтяных УВ 50 мкг/л [6] их концентрация достигала 7.4 ПДК. Максимум взвеси (15.5 мг/л), в отличие от максимальных величин АУВ, был приурочен к ст. 6246 при поверхностной солёности 0.22 PSU (рис. 1). Южнее их количество снижалось и затем вновь увеличивалось на ст. 6254 до 13.62 мг/л при солёности 0.16 PSU. Содержание АУВ также возрастало на входе в Обскую губу от ст. 6245 к ст. 6246 в 1.8 раза — до 114 мкг/л. Южнее в акватории Обской губы среднее содержание взвеси и АУВ достигало соответственно 9.78 и 469 мкг/л (9.4 ПДК для нефтяных УВ). Наблюдавшиеся связи в распределении АУВ и липидов ($r = 0.79$), АУВ и взвеси ($r = 0.85$), а также липидов и взвеси ($r = 0.55$) указывали, в основном, на природный биогенный состав изучаемых соединений.

Среди алканов во взвеси в основном преобладали низкомолекулярные гомологи, так как отношение $(\sum(C_9 + C_{24}) / \sum(C_{25} + C_{37})) = L/H$ изменялось в интервале 0.92–2.29 (в среднем 1.84). Плавный характер распределения алканов (рис. 1в) может свидетельствовать о влиянии на их состав выветренных нефтяных УВ. Последнее также

подтверждалось доминированием фитана над пристаном, так как отношение $i-C_{19}/i-C_{20}$ в среднем составляло 0.56, а отношение C_{17}/C_{25} было лишь незначительно выше 1 (в среднем 1.15).

Концентрации ПАУ в поверхностных водах Карского моря были низкими, в среднем 1.6 нг/л, их количество существенно возрастало в Обской губе — в среднем до 14.7 нг/л. В составе ПАУ доминировали наиболее стабильные полиарены: фенантрен и флуорантен [8, 9] (рис. 2а). При этом содержание нафталинов и высокомолекулярных полиаренов в основном было ниже чувствительности их определения. Только на ст. 6254 в Обской губе в низкомолекулярной области выделялся пик 2-метилнафталина, характерный для нефтяных ПАУ. Незначительное присутствие пирогенных ПАУ в пробах также подтверждает отношение фенантрен/антрацен, которое колебалось в интервале 65–190, так как только при значениях < 10 это отношение указывает на существенную долю продуктов сгорания судового топлива в составе ПАУ. Отношение флуорантен/(флуорантен + пирен), которое при значениях < 0.5 маркирует пирогенные ПАУ [9, 10], в наших определениях в среднем составило 0.62. Это также подтверждает незначительное влияние продуктов сгорания судового топлива на их состав.

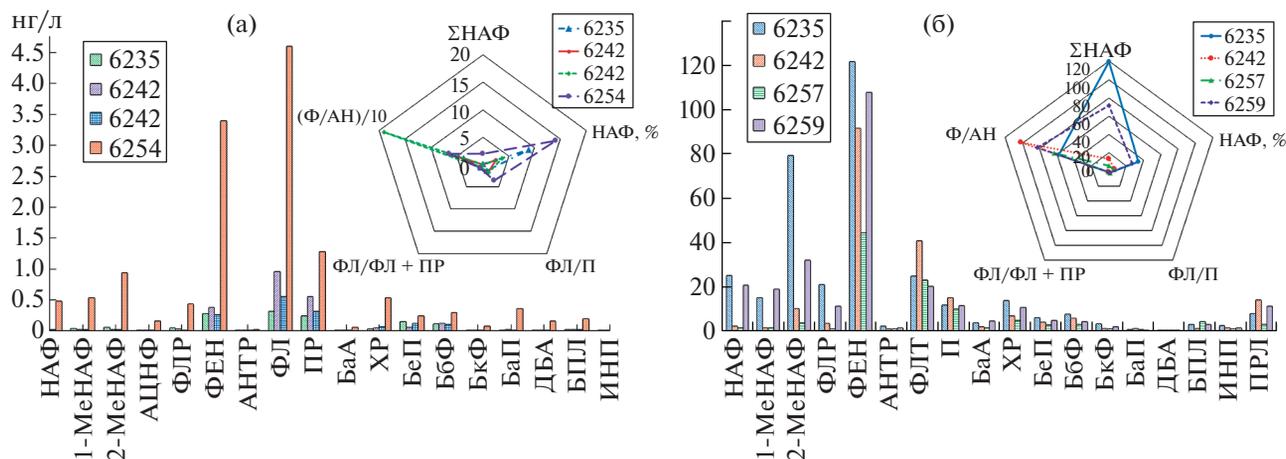


Рис. 2. Состав ПАУ во взвеси поверхностных вод – (а) и в донных осадках – (б) на отдельных станциях. На вставках распределение основных маркеров в составе ПАУ. НАФ – нафталин, 1-МеНАФ – 1-метилнафталин, 2-МеНАФ – 2-метилнафталин, АЦНФ – аценафтен, ФЛР – флуорен, ФЕН – фенантрен, АНТР – антрацен, ФЛ – флуорантен, ПР – пирен, БаА – бенз(а)антрацен, ХР – хризен, БеП – бенз(е)пирен, БаП – бенз(а)пирен, БбФ – бенз(б)флуорантен, БкФ – бенз(к) флуорантен ДБА – дибенз(а, h)антрацен, БПЛ – бенз(g,h,i)перилен, ИНД – инден[1,2,3-c,d]пирен, ПРЛ – перилен.

Исследованные донные осадки относились к алевропелитам, в которых средние концентрации $C_{орг}$ составили 0.78%, АУВ – 29 мкг/г, влажность – 53.2% (табл. 2). Диапазон измеряемых концентраций был в основном обусловлен изменчивостью гранулометрического состава осадков, о чем свидетельствует зависимость в распределении АУВ и $C_{орг}$: $r = 0.76$. В составе АУВ доминировали нечетные алканы C_{23} – C_{33} , и значения СРІ изменялись в интервале 2.44–3.30. На преимущественно терригенный состав АУВ указывают также низкие значения отношений $L/H = 0.62$ и $C_{17}/C_{25} = 0.12$.

Для анализа ОС в донных осадках на ст. 6222-2 из пробы мультикорера была отобрана подпроба наилка, верхний тонкий, легко взмучиваемый слой осадка. Наилка – это переходная форма ма-

териала между придонной взвесью и донным осадком [11]. Химический состав взвеси гораздо более подвержен сезонным изменениям, чем донные отложения. В наилке содержание всех исследованных компонентов было выше, чем в верхнем слое уплотненных донных осадков. Его влажность составляла 77.6%, содержание $C_{орг}$ – 2.05% и АУВ – 120 мкг/г. При этом количество АУВ было более чем в 3 раза выше по сравнению со слоем 0–1 см поверхностного осадка. Напротив, концентрация алканов при переходе от наилка к осадку увеличилась от 0.7 до 0.9 мкг/г за счет уменьшения низкомолекулярных и роста нечетных высокомолекулярных гомологов. Значения СРІ (отношение нечетных к четным алканам в высокомолекулярной области) возрастали от 2.68 до 3.09.

Таблица 2. Содержание УВ в поверхностном слое донных осадков Карского моря

Год	<i>n</i>	Литологический тип	Влажность, (среднее), %	АУВ, мкг/г Интервал (среднее)	$C_{орг}$, % Интервал (среднее)
р. Обь–Карское море					
2007	4	Песок	31.2	5.4–11.4 (8.2)	0.20–0.79 (0.39)
		Алевропелит	72.9	5–42 (19)	0.63–2.36 (1.45)
2016	5	Песок	36.3	5.1–13.0 (9.0)	0.14–0.67 (0.35)
		Алевропелит	69.8	3.5–42.6 (21)	0.30–1.38 (1.07)
2017	4	Алевропелит	65.4	14.7–43.6 (26)	0.64–1.55 (1.14)
2019	1*	Алевропелит	63.9	38	1.07
Западная часть Карского моря					
2019**	10	Алевропелит	52.1	20–37 (28)	0.35–0.99 (0.75)

Примечание. * ст. 6242, ** Остальные станции, рис. 1г.

Концентрация ПАУ в наилке была ниже, чем в поверхностном слое донных осадков — 300 и 346 нг/г соответственно. Состав наилка по содержанию нафталинов (32.2%) был в 7 раз выше по сравнению с верхним слоем осадка (4.6%).

Содержание ПАУ в донном осадке на внутреннем Карском шельфе, прилежащем к Обской губе (ст. 6242), составляло 328 нг/г, и было выше их средней концентрации в других районах моря — 252 нг/г. Состав ПАУ отличался от взвеси значительной долей 1-метилнафталина, что указывает на нефтяное происхождение полиаренов [9]. Минимальное содержание нафталинов (5.9%) установлено в Карском море на ст. 6236 у северной оконечности Новой Земли, а максимальное (50%) — на ст. 6258 на шельфе центральной части западной половины бассейна. Низкая доля 6-ядерных ПАУ (1–15%) и низкие концентрации бенз(а)пирена (в среднем 0.75 нг/л) подтверждают незначительное влияние продуктов пиролиза органического сырья. Наши данные укладывались в широкий интервал изменчивости концентраций ПАУ в верхнем слое донных осадков в различных районах Карского моря: 52–353 нг/г [9].

Резюмируя полученные данные, можно заключить, что в сезон схода льда в июне 2019 г. средние величины содержания липидов и АУВ (89 и 59 мкг/л соответственно) во взвеси в Карском море были значительно выше, чем их концентрации в осенний сезон 2018 г. (52 и 22 мкг/л соответственно; табл. 1). Последнее связано с интенсивным развитием фитопланктона в период и после схода сезонного льда [3, 7], когда биологическая продукция достигает годового максимума, и в море поступают основные объемы континентального стока [14]. Вегетация морского фитопланктона как на нижней кромке льда, так и в подледной воде начинается уже с конца февраля [12], в результате чего продуцируются значительные объемы автохтонных ОС [13, 14]. Состав АУВ и ПАУ в южной части Карского моря указывал на влияние нефтяных УВ, связанных с добычей углеводородного сырья и интенсификацией судоходства.

На границе Обская губа–Карское море распределение изученных компонентов определяется процессами на геохимическом барьере (маргинальном фильтре [15]), формирующемся в области эстуарной фронтальной зоны. На фоне начальной стадии смешения речных и морских вод при резком изменении солености происходит образование взвесей и ОС. При этом наблюдались локальные максимумы и минимумы в их распределении (рис. 1б), что определяется широтными смещениями эстуарной фронтальной зоны из-за приливов и ветрового воздействия. Влияние речного стока в июле 2019 г. в северном направлении прослеживалось до области перехода от внутреннего мелководного шельфа к внеш-

нему шельфу (76°34 с.ш.; ст. 6235, рис. 1а), где наблюдалось повышенное количество взвеси.

Быстрое разложение автохтонной взвеси и содержащихся в ней ОС в процессе седиментации привело к тому, что в раннелетний сезон в донных осадках, в отличие от поверхностных вод, не наблюдался рост концентраций $C_{орг}$, АУВ и ПАУ (табл. 2). Качественный и количественный состав ОС в воде и осадках Обской губы указывал на быструю утилизацию не только компонентов, поступающих с речным стоком, но и продуцируемых локально в самой губе.

Приведенные различия между взвесью, наилком и верхним слоем донных осадков могут указывать на быструю трансформацию ОС в процессах раннего диагенеза, так как интенсивное образование взвеси при дноуглубительных работах, при таянии льда или короткопериодном изменении первичной продукции существенно меньше скорости “типично геологических” процессов в толще донных осадков.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Результаты получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007), обобщение результатов и подготовка к публикации — при поддержке РНФ проект 19-17-00234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Немировская И.А., Реджепова З.Ю., Лисицын А.П.* Углеводороды поверхностных вод на трансарктическом разрезе // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 77–81.
2. *Лапин С.А.* Специфика формирования зон повышенной продуктивности в Обском эстуарии // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 146–154.
3. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Маккавеев П.Н., Сахарова Е.Г., Федоров А.В., Недоспасов А.А.* Структура фитосеносов Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа в поздневесенний период // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 858–875.
4. *Немировская И.А., Менько А.Н.* Углеводороды в воде и донных осадках Карского моря // Геология морей и океанов. М. ГЕОС, 2013. Т. 4. С. 253–258.
5. *Введенский А.Р., Дианский Н.А., Кабатченко И.М. и др.* Расчет и анализ ожидаемого воздействия гидротехнического сооружения на экологическую обстановку и донную топографию акватории при строительстве подходного канала к порту Сабетта // Вестник МГСУ. 2017. Т. 12. Вып. 5 (104). С. 480–489.
6. *Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2018 / Под ред. А.Н. Коршенко.* М.: Наука, 2019. 190 с.
7. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир. 2013, 432 с.
8. *Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А.* Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.

9. *Dahle S., Savinov V., Matishov G.G., et al.* Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) in Bottom Sediments of the Kara Sea Shelf, Gulf of Ob and Yenisei Bay // *Science of the Environment*. 2003. V. 36. P. 57–71.
10. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S., et al.* Alkane and PAH Provenance and Potential Bioavailability in Coastal Marine Sediments Subject to a Gradient of Anthropogenic Sources in British Columbia, Canada // *Organic Geochemistry*. 2015. № 89–90. P. 80–116.
11. *Леин А.Ю., Маккаев П.Н., Саввичев А.С. и др.* Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.
12. *Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Романова Н.Д. и др.* Планктонное сообщество Карского моря ранней весной // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 246–248.
13. *Гершанович Д.Е., Елизаров А.А., Сапожников В.В.* Биопродуктивность океана М.: ВО “Агропромиздат”, 1990. 236 с.
14. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*, 2020. Т. 60. № 1. С. 154–157.
15. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли / В кн. *Мировой океан Т. 2*. М.: Науч. мир, 2014. С. 331–571.

CONTENT AND COMPOSITION OF ORGANIC COMPOUNDS IN SUSPENDED MATTER AND BOTTOM SEDIMENTS IN THE KARA SEA DURING THE PERIOD OF SEASONAL ICE

**I. A. Nemirovskaya^{a, #}, Academician of the RAS M. V. Flint^a, V. A. Artemiev^a,
A. V. Khrantsova^a, and I. S. Khalikov^a**

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: nemir44@mail.ru*

The first data on the content of organic compounds (OCs) – C_{org}, lipids, hydrocarbons (aliphatic – AHCs and polycyclic aromatic – PAHs) in the suspended particulate matter (SPM) of the surface waters and in bottom sediments in the western Kara Sea and in the Ob Bay during the period of seasonal ice melting (July 2019) are considered. The highest content of OCs and SPM in surface waters was found in the Ob Bay: AHCs – up to 325 µg/L, PAHs – up to 15 ng/L, and SPM – up to 15.5 mg/L. In the sea itself, the AHC concentrations increased on average from 20 to 59 µg/L, which was associated with the flood. At the geochemical barrier of the Ob Bay – the Kara Sea, there is a sharp decrease in all OC components supplied by river runoff. The production of hydrocarbons and the intensification of shipping in the southern part of the Kara Sea affect the AHCs and PAHs composition. During sedimentation, the decomposition of autochthonous SPM including the OCs, leads to the fact that in the bottom sediments, unlike the surface waters, there was no growth in the concentrations of C_{org}, AHCs and PAHs.

Keywords: organic compounds, sorghum, lipids, aliphatic hydrocarbons, polycyclic aromatic hydrocarbons, suspension, bottom sediments, Ob Bay, flood

УДК 549.31

ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОЙ И ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХУДОЛАЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2021 г. И. Р. Рахимов^{1, *}, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков²

Поступило 02.06.2020 г.

После доработки 23.06.2020 г.

Принято к публикации 01.02.2021 г.

Проведены минералого-геохимические исследования сульфидно-платинометалльных ассоциаций худолазовского комплекса, позволившие впервые обосновать их полигенную природу. Выделены 3 типа сульфидных ассоциаций, формирование которых связано с сегрегацией и фракционированием сульфидного расплава, дальнейшим замещением первичных сульфидов на ранней гидротермальной стадии и частичным переотложением сульфидов на поздней гидротермальной стадии. При помощи ЛА–ИСП–МС-анализа показано, что в процессе преобразования первичных сульфидов происходит вынос элементов платиновой группы (ЭПГ) с частичным концентрированием их в новообразованных сульфидах. Методом сканирующей электронной микроскопии изучена структурная позиция зерен платинометалльных минералов (МПП). Кристаллизация МПП происходила в 3 стадии: 1) из остаточных высокофракционированных сульфидных расплавов, либо самостоятельных металлоидных расплавов, захваченных сульфидами; 2) за счет сегрегации изоморфных примесей ЭПГ и халькофильных элементов при распаде твердых сульфидных растворов; 3) при взаимодействии изменяющихся сульфидов с обогащенными сурьмой флюидами.

Ключевые слова: генезис, сульфиды, минералы элементов платиновой группы, тип ассоциации

DOI: 10.31857/S2686739721050133

Худолазовский ультрабазит-базитовый комплекс (U–Pb-возраст 325–329 млн лет), объединяющий множество рудоносных интрузий, развит в центральной части Южного Урала. Он специализирован на сульфидное Cu–Ni-оруденение [1], природа которого долгое время являлась предметом дискуссий [2]. Породы, слагающие рудоносные массивы комплекса (роговообманковые плагиоперидотиты, оливиновые и безоливиновые роговообманковые габбро), испытали неравномерное гидротермально-метасоматическое преобразование, выраженное в замещении первичных породообразующих минералов (оливина, роговой обманки, плагиоклаза, пироксена) низкотемпературными постмагматическими (серпентином, хлоритом, альбитом, глинистыми минералами). При этом влияние гидротермально-метасоматических процессов на сульфидные руды не изучалось. В сульфидных рудах худолазов-

ского комплекса нами впервые были обнаружены минералы палладия и платины [3]. В соответствии с этим вопросы генезиса сульфидной и платинометалльной минерализации являются весьма актуальными.

В сообщении приводятся результаты исследований сульфидной и платинометалльной минерализации пород рудоносных массивов худолазовского комплекса (Западный Карасаз, Кусеево-2, Кусеево-3, Малютка, Северный Бускун, Ташлы-Тау) и предлагается обобщенная модель ее формирования.

Морфология и состав сульфидов и минералов платинометалльной группы (МПП) изучалась на оптическом микроскопе Axioskop 40 A (ИГ УФИЦ РАН, Уфа) и сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 (МИИ СО РАН, Новосибирск, аналитик М.В. Хлестов). Макро- и микроэлементный состав сульфидных минералов определялся также с помощью электронно-зондового микроанализа (МИИ СО РАН, Новосибирск, аналитик Е.Н. Нигматулина) и лазерной абляции с масс-спектрометрией и индуктивно-связанной плазмой (ЛА–ИСП–МС) (масс-спектрометр Agilent 7700x с приставкой для лазерной абляции New Wave Research UP-213, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик Д.А. Артемьев). Температуры формирования сульфидов оценива-

¹ Институт геологии Уфимского Федерального исследовательского центра Российской академии наук, Уфа, Россия

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

*E-mail: rigel92@mail.ru

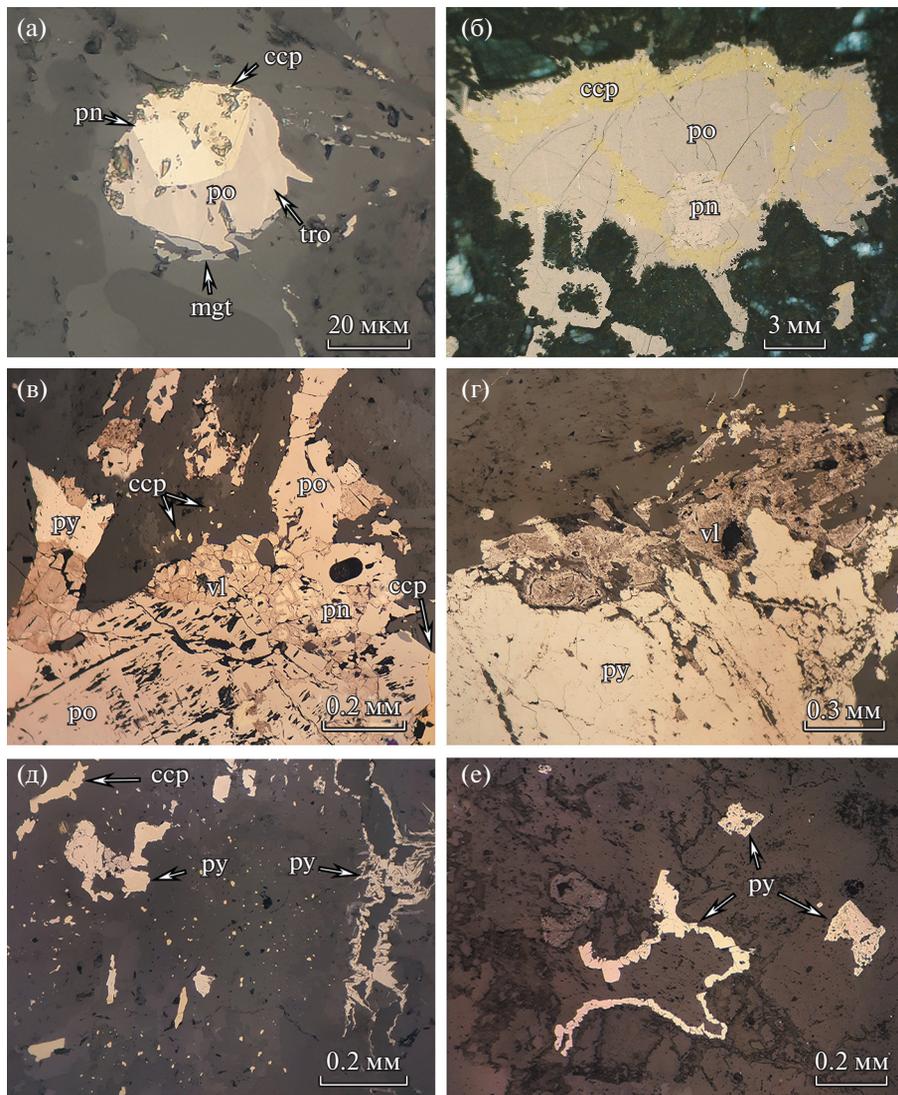


Рис. 1. Типы сульфидных ассоциаций худолозовского комплекса (отраженный свет): (а) и (б) пентландит-халькопирит-пирротиновые выделения – 1-й тип; (в) виоларит-пиритовый агрегат с остаточными халькопиритом, пентландитом, пирротинном и (г) виоларит-пиритовая псевдоморфоза – 2-й тип; (д) совместные халькопирит-пиритовые и (е) самостоятельные пиритовые агрегаты – 3-й тип. Примечание: ссп – халькопирит, mgt – магнетит, pn – пентландит, po – пирротин, py – пирит, tro – троилит, vl – виоларит.

лись по данным экспериментальных работ, а также на основе срastаний минералов по эмпирическим оливин-шпинелевому, плагиоклаз-амфиболовому, магнетит-ильменитовому и хлоритовому геотермометрам.

По результатам детальных исследований морфологии и минерального состава сульфидных агрегатов были выделены 3 типа ассоциаций: 1) первичные пентландит-халькопирит-пирротиновые срastания, 2) вторичные халькопирит-виоларит-пиритовые псевдоморфозы с остаточными пентландитом и пирротинном, 3) новообразованные халькопирит-пиритовые выделения.

Сульфидные агрегаты *первого типа* ассоциаций представлены интерстициальными вкрапле-

ниями, а также глобулярными или эллипсоидальными сростками (рис. 1а, 1б). Они кристаллизовались непосредственно из сульфидного расплава, выделившегося на раннемагматической стадии.

Второй тип ассоциаций сложен продуктами частичного или полного замещения сульфидов первой ассоциации вторичными сульфидными и силикатными минералами на ранней гидротермальной стадии (рис. 1в, 1г). Пирротин замещался пирритом, пентландит – виоларитом, халькопирит – в основном силикатами (хлоритом, амфиболом и др.). При этом происходило уменьшение исходных размеров сульфидных агрегатов. Реликтовый пирротин в этой ассоциации

Таблица 1. Средние концентрации сидерофильных и халькофильных элементов (г/т) в сульфидах из разных типов ассоциаций

	Сульфид (тип ассоциации)									
	po (1) n = 29	po (2) n = 29	py (2) n = 10	py (3) n = 7	ссп (1) n = 26	ссп (2) n = 30	ссп (3) n = 3	pn (1) n = 19	pn (2) n = 14	vl (2) n = 11
Co	138	306	330	10	1.2	1.5	3	14900	20200	24470
Ni*	7200	10600	9300	334	55	87	53	323400	325850	289520
Zn	7	12	6	10	499	500	395	4	50	58
As	15	36	14	15	64	40	18	123	72	69
Ru	0.03	<	<	<	<	<	<	0.05	<	<
Rh	0.01	<	<	<	0.02	<	<	0.05	0.03	0.02
Pd	0.01	<	<	<	0.03	<	<	4	1	0.5
Sb	0.03	0.09	0.03	0.2	0.05	0.3	0.5	0.07	0.08	0.8
Te	9	2	0.1	0.7	19	5	1.7	7	4	1.7
Os	0.04	<	<	<	0.02	<	<	0.03	<	<
Ir	0.03	<	<	<	0.03	0.02	<	0.02	<	0.03
Pt	0.01	<	<	0.06	0.05	0.02	0.08	0.1	0.03	0.03
Bi	0.6	1.7	0.3	<	0.5	0.8	1.2	0.4	6	9

Примечание: *содержания Ni в пентландите и виоларите определены микрозондом, остальные элементы ЛА–ИСП–МС; сокращения минералов см. в подписи к рис. 1; n – количество определений; < ниже предела обнаружения.

часто обладает пластинчатой структурой, а пентландит характеризуется трещиноватостью.

Третий тип ассоциаций представлен прожилковидными и тонкодисперсными выделениями пирита и халькопирита (рис. 1д, 1е), формировавшихся за счет переотложения растворенного рудного вещества из первичных сульфидов. Кристаллизация этих агрегатов, судя по ассоциации с глинистыми минералами, происходила на поздней гидротермальной стадии.

Минералы платинометалльной группы в сульфидах 1-го типа ассоциаций представлены майчнеритом (PdBiTe), фрудитом (PdBi₂), сперрилитом (PtAs₂), мончеитом (Pt(Te, Bi)₂). Они приурочены к границам сульфидных минералов, либо располагаются в однородной матрице без видимых нарушений зерен сульфидов (рис. 2а, 2б). Также встречаются кристаллы МПГ, приуроченные к ламелям распада твердых сульфидных растворов или к трещинам в сульфидах, по которым развивается магнетит (рис. 2в, 2г). В сульфидах 2-го типа ассоциаций были найдены лишь сурьмянистые минералы палладия: Sb-майчнерит (Pd(Bi, Sb)Te), садбериит (PdSb) и боровскит (Pd₃SbTe₄) (рис. 2д). Иногда зерна МПГ обнаруживаются во вторичной силикатной матрице, замесившей сульфиды (рис. 2е).

Результаты изучения микроэлементного состава показали, что одни и те же сульфидные минералы, находящиеся в разных типах ассоциаций, существенно различаются по уровню кон-

центраций халькофильных и сидерофильных элементов (табл. 1).

В пирротине из 1-го типа ассоциаций концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) находятся на уровне сотых долей г/т. Пирротин из 2-го типа ассоциаций отличается повышенным содержанием Ni, Co, Sb, а также более низкими концентрациями ЭПГ (ниже предела обнаружения). Пирит, псевдоморфно замещающий пирротин, также характеризуется высокой примесью Ni и Co, что четко отличает его от переотложенного пирита.

В халькопирите из 1-го типа ассоциаций ЭПГ также определены на уровне сотых долей г/т, а в халькопирите из ассоциаций 2-го и 3-го типов концентрации ЭПГ снижаются (кроме Pt). При этом наблюдается постепенное увеличение содержания Sb.

Пентландит из 1-го типа ассоциаций характеризуется наибольшими средними концентрациями ЭПГ, в особенности – Rh, Pt и Pd. В пентландите 2-го типа ассоциаций и замещающем его виоларите концентрации ЭПГ постепенно снижаются, но повышаются содержания Bi и Sb.

Результаты экспериментальных работ [4] свидетельствуют о том, что ЭПГ и халькофильные элементы (As, Te, Sb, Bi), являющиеся минералообразующими для МПГ, высоко совместимы с несмесимым сульфидным расплавом. После выделения сульфидных твердых растворов (mss и iss в диапазоне температур 900–650°C), из которых образуются пирротин, пентландит и халькопи-

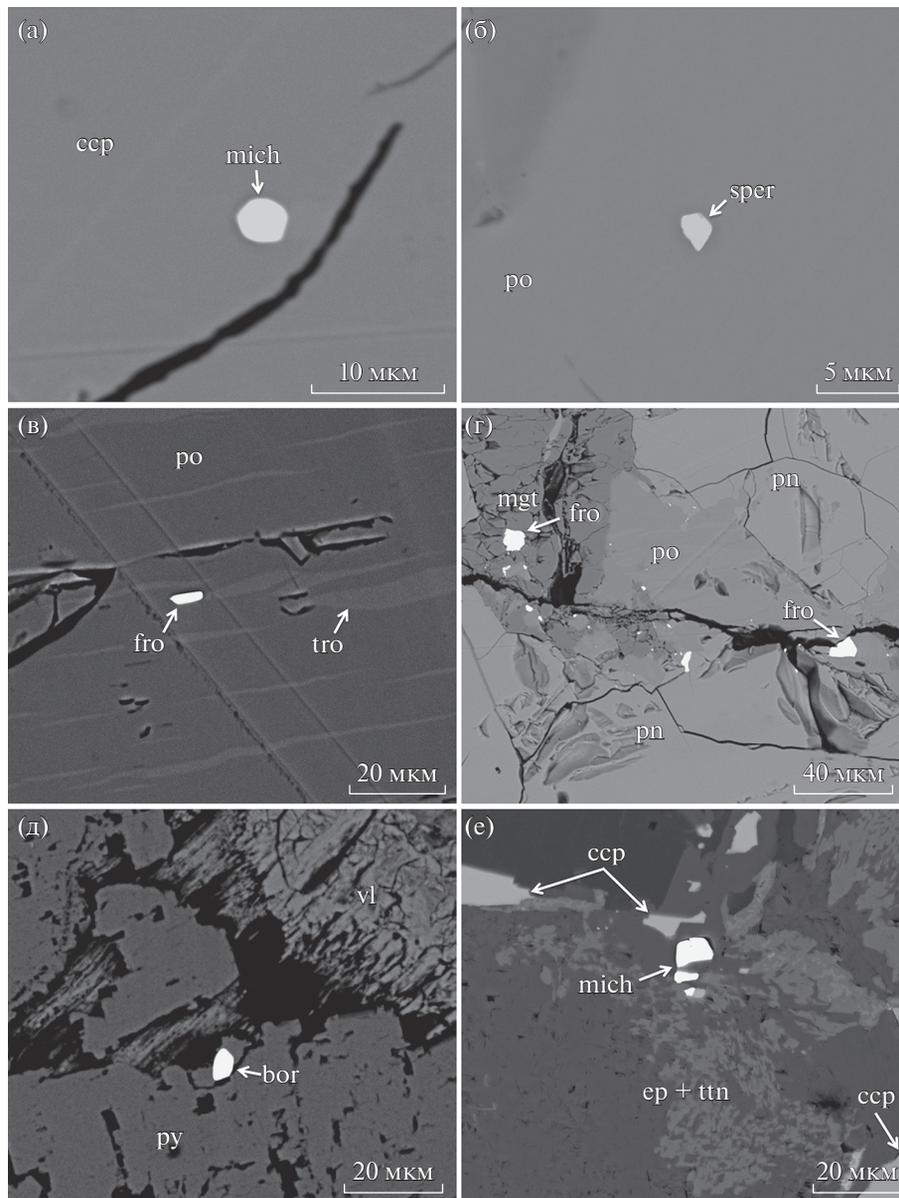


Рис. 2. Зерна МПГ в сульфидах худозавского комплекса и продуктах их замещения (BSE-изображения): а) майчнерит в халькопирите, б) сперриллит в пирротине, в) фрудит в ламели троилита, г) вкрапленность фрудита в пирротине и магнетите вдоль трещины, д) боровскит в пирите, е) Sb-майчнерит в силикатной матрице. Примечание: bor – боровскит, ep – эпидот, mich – майчнерит, sper – сперриллит, ttn – титанит, fro – фрудит, остальные обозначения см. в подписи к рис. 1.

рит, остаточная сульфидная жидкость обогащается халькофильными элементами и ЭПГ (Pd, Pt) [5, 6]. ЭПГ и халькофильные элементы могут входить в структуру сульфидов в качестве изоморфной примеси [7], либо концентрироваться в несмешиваемых металлоидных расплавах [8]. При низких содержаниях ЭПГ в сульфиде кристаллизация МПГ происходит при температурах около 650°C и ниже [6].

Количественные данные о распределении ЭПГ и халькофильных элементов между сульфи-

дами и гидротермальными флюидами пока отсутствуют. Однако в последнее десятилетие в мировой литературе отмечается важнейшая роль гидротермально-метасоматических процессов в формировании в том числе промышленно значимых сульфидно-платинометалльных руд [9–11].

Сульфиды рудоносных пород худозавского комплекса содержат низкие концентрации ЭПГ и халькофильных элементов (в 2–10 раз ниже, чем, например, в сульфидах Бушвельда или Цзиньчуаня [12, 13]), тем не менее, этого оказалось доста-

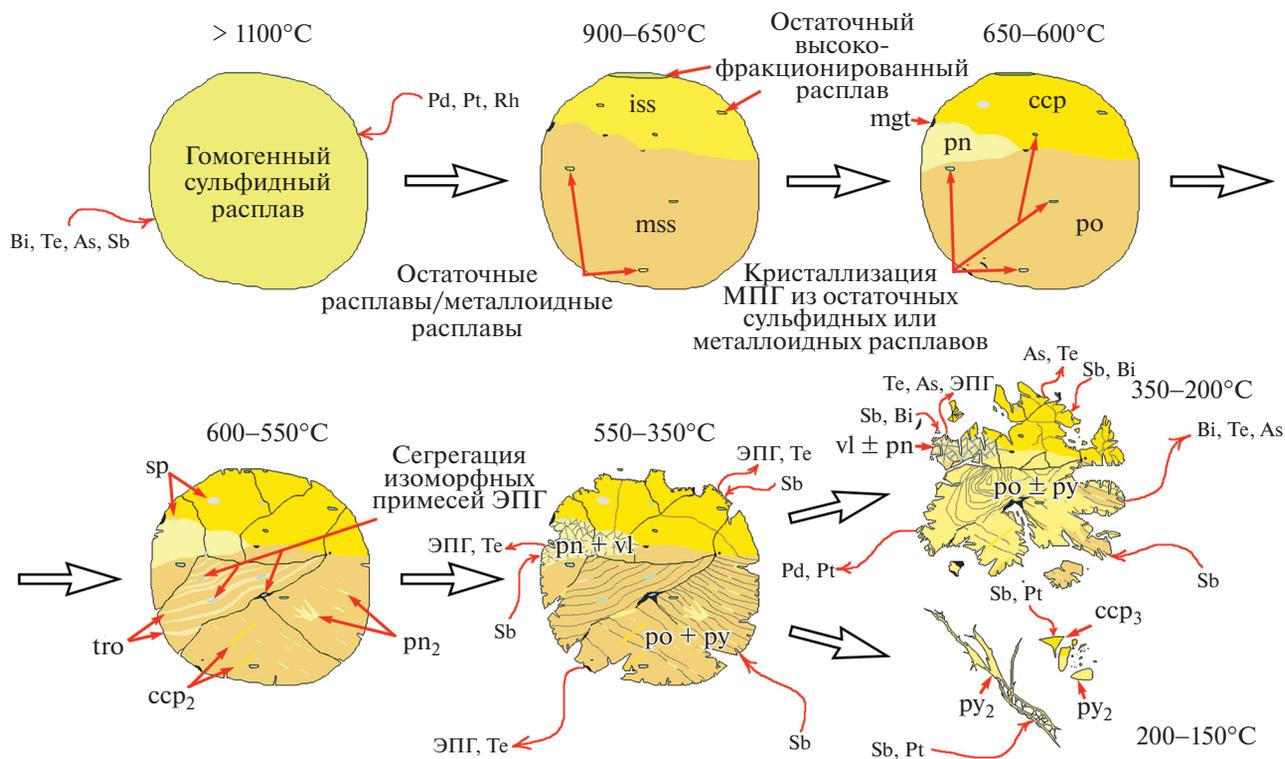


Рис. 3. Модель эволюции сульфидного расплава и распределения ЭПГ при магматических и постмагматических процессах. Примечание: csp_2 и pn_2 – ламели халькопирита и пентландита, py_2 и csp_3 – переотложенные пирит и халькопирит, sp – сфалерит.

точно для кристаллизации МПГ. В соответствии с вышеизложенным материалом для характеристики генезиса сульфидной и платинометалльной минерализации худолазовского комплекса была построена схематическая модель, описывающая ее полигенную природу (рис. 3). Сульфидно-силикатная ликвация произошла на раннемагматической стадии, о чем свидетельствуют включения сульфидных глобул в оливине и алюмошпинели. В дальнейшем при остывании сульфидного расплава из него постепенно выделялись mss , iss , которые впоследствии распадались на пирротин, пентландит, халькопирит. При температуре около $650-600^\circ\text{C}$ из остаточных сульфидных расплавов или несмесимых металлоидных расплавов, захваченных сульфидными минералами, происходила кристаллизация ранних зерен МПГ (сперрилита, мончеита, майчнерита). При дальнейшем охлаждении ($\sim 600-550^\circ\text{C}$) происходил распад сульфидных твердых растворов, в результате чего за счет сегрегации изоморфных примесей ЭПГ и халькофильных элементов вновь стала возможной кристаллизация МПГ (фрудита). На гидротермальной стадии за счет привноса Sb из флюидов и выноса Pd из растворяющихся первичных сульфидов происходила кристаллизация сурьмянистых минералов палладия. Привнос Sb , вероятно, осуществлялся из вмещающих пород, в

10 раз более обогащенных сурьмой в сравнении с породами худолазовского комплекса (0.55 против 0.06 г/т). В целом гидротермальные процессы привели к истощению первичных сульфидов в отношении ЭПГ и некоторых халькофильных элементов (As , Te), которые либо повторно концентрировались в переотложенных сульфидных минералах, либо рассеивались в силикатной матрице.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Вишневого и Д.Е. Савельева за помощь в проведении анализов, а также двух анонимных рецензентов за полезные критические замечания, способствовавшие улучшению качества рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Госзадания № 0246-2019-0080 при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-35-00391 и госбюджетной темы АААА-А18-118052590032-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–72.

2. Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
3. Рахимов И.Р., Вишневский А.В., Владимиров А.Г. и др. // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 542–545.
4. Helmy H.M., Ballhaus C., Wohlgemuth-Üeberwasser C., et al. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 6174–6179.
5. Naldrett A.J. // *South African Journal of Geology*. 2010. V. 113.1. P. 1–32.
6. Liu Y., Brenan J. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 159. P. 139–161.
7. Ballhaus C., Ulmer P. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. No. 23. P. 4881–4888.
8. Cafagna F., Jugo P.J. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. V. 178. No. 1 P. 233–258.
9. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А. и др. // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 445–476.
10. Duran C.J., Barnes S.-J., Corkery J.T. // *Mineralium Deposita*. 2016. V. 51. P. 509–532.
11. Holwell D.A., Zeinab A., Warda L. A., et al. // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 91. P. 718–740.
12. Holwell D.A., McDonald I. // *Contrib. Min. and Petrol.* 2007. V. 154. No. 2. P. 171–190.
13. Su S., Li C., Zhou M.-F., et al. // *Mineralium Deposita*. 2008. V. 43. P. 609–622.

THE GENESIS OF SULFIDE AND PLATINUM-METAL MINERALIZATION OF KHUDOLAZ COMPLEX (SOUTH URALS)

I. R. Rakhimov^{a,*} and Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov^b

^a*Institute of geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

^b*Zavaritskiy Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation*

^{*}*E-mail: rigel92@mail.ru*

Mineralogical and geochemical studies of sulfide-platinum-metal assemblages of the Khudolaz complex were carried out, that made it possible for the first time to substantiate their polygenetic nature. Three styles of sulfide assemblages were identified, the formation of which are associated with the segregation and fractionation of a sulfide melt, further replacement of primary sulfides at the early hydrothermal stage, and partial reprecipitation of sulfides at the late hydrothermal stage. Using LA ICP MS analysis, it was shown that through primary sulfide alteration the platinum group elements (PGE) liberation have been occurred with their partial embedding into newly formed sulfides. Using scanning electron microscope structural position of PGM grains was observed. PGMs were crystallizing during 3 steps: 1) from residual highly fractionated sulfide melts, or immiscible metalloid melts captured by sulfides; 2) during the exsolution of solid sulfide solutions due to the segregation of isomorphous impurities of PGE and chalcophile elements; 3) during the antimony-enriched fluids – altering sulfides interaction.

Keywords: genesis, sulfides, platinum element group minerals, type of association

УДК 549.01 + 549.08 + 549.612.1

НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ МАРУЯМАИТА

© 2021 г. К. А. Мусияченко^{1,2}, А. В. Корсаков^{1, *}, академик РАН Ф. А. Летников³

Поступило 10.12.2020 г.

После доработки 01.02.2021 г.

Принято к публикации 05.02.2021 г.

Впервые обнаружено и детально исследовано новое проявление маруямаита (дравита с высоким содержанием К) в метаморфических породах Барчинского участка в ранее не описанной для маруямаита минеральной ассоциации с гранатом, кианитом, слюдами, калиевым полевым шпатом и кварцем. На основании петрологических наблюдений взаимоотношений минералов в шлифе и термодинамических расчетов была проведена оценка условий образования минерального парагенезиса с турмалином. Полученные результаты были сопоставлены с имеющимися данными об эволюции этого метаморфического комплекса. В результате авторами была предложена новая модель образования маруямаита, являющегося минералом-индикатором высокой активности калия во флюиде.

Ключевые слова: маруямаит, Кокчетавский массив, калийсодержащий турмалин

DOI: 10.31857/S268673972105011X

ВВЕДЕНИЕ

Турмалин является индикаторным минералом эволюции среды его кристаллизации за счет низких скоростей диффузии и способности структуры вмещать большое количество примесей. Содержание К в природных турмалинах обычно варьирует в пределах от 0 до 0.05 мас. % в щелочных разновидностях. В международной классификации известно 2 турмалина со значительными концентрациями К – это повондраит $[KFe_3^{3+}Fe_3^{4+}Mg_2Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3O]$ и маруямаит $[KMg_3Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(O)]$ [1]. Маруямаит – это К-содержащий дравит с максимально зафиксированным содержанием К в 2.7 мас. % и 3.44 мас. % в природном и синтезированном образцах соответственно. В природе маруямаит был обнаружен в алмазоносных породах Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив) [2]. Этот турмалин был назван новым индикатором сверхвысоких давлений из-за найденных в нем включений алмаза. Порода, в которой впервые был описан маруямаит, представляет собой турмалин-кварц-калишпатовую породу [2]. Единствен-

ным достоверным маркером высоких давлений в этой породе являются алмазные включения, которые были найдены в цирконах и турмалине. Формирование К-содержащего турмалина в этих породах также связывали с инфильтрацией боросодержащих флюидов в коровых условиях [3]. Позднее Berryman и Wunder [4] успешно синтезировали маруямаит со 100%-заселением структурной позиции X калием при давлении свыше 3 ГПа и 700°C. В связи с этим высокобарический генезис турмалина в этих породах до сих пор находится в стадии обсуждения. Маруямаит и сопутствующие ему калиевые дравиты с содержанием К выше 1 мас. % были диагностированы лишь в породах месторождения технических алмазов Кумды-Коль [2]. В этой работе описывается новое проявление К-турмалина на участке Барчинский, расположенном в 17 км к западу от месторождения Кумды-Коль, и приводятся оценки флюидного режима и *PT*-условий образования минерального парагенезиса с К-турмалином.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Кокчетавский массив – это зона мегамеланжа, протяженностью более 80 км и шириной около 17 км [5]. Он расположен в центральной части Урало-Монгольского складчатого пояса между Сибирским кратоном, Восточно-Европейским кратоном, Таримским блоком и Северно-Китайским кратоном. Самый известный участок сверхвысоких давлений в Кокчетавском комплексе – это Кумды-Коль – месторождение микроалмазов на южном берегу одноименного озера в западном

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² Кафедра наук о Земле и окружающей среде, Университет Павии, Павия, Италия

³ Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: korsakov@igm.nsc.ru

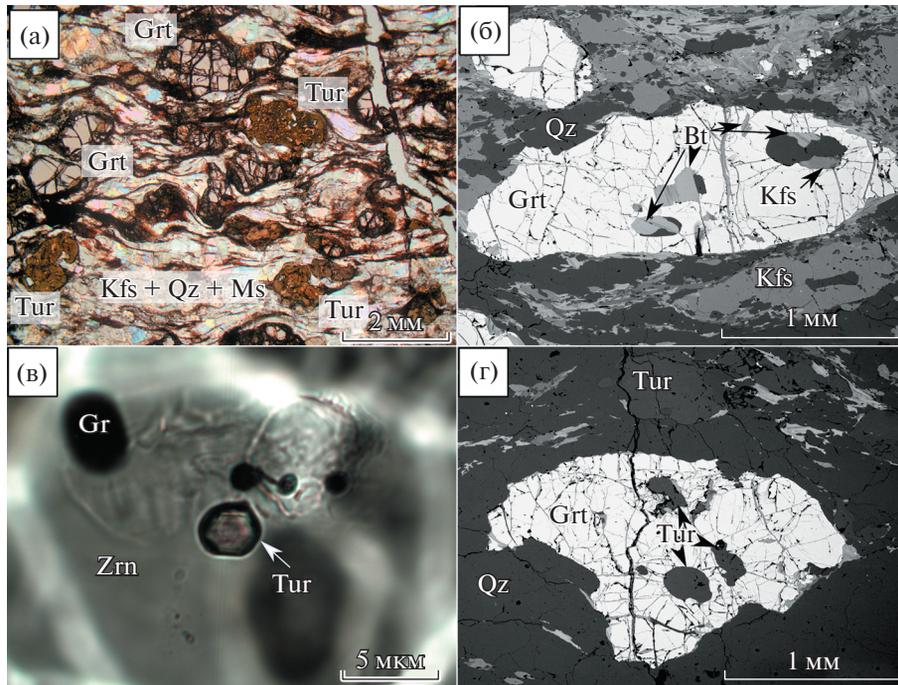


Рис. 1. Образец B15-17. (а) общий вид структуры породы. (б, г) фотографии в отраженных электронах зерен граната в шлифе. (в) включение турмалина в цирконе из образца B15-17.

Кумды-Кольском блоке. Другой СВД-блок Барчи-Коль (Барчинский) расположен в 17 км к западу от Кумды-Коля около озера Барчи-Коль. Участок протягивается с юго-запада на северо-восток примерно на 5 км [5].

Внутренняя структура блока Барчи-Коль известна благодаря результатам картирования и бурения, выполненных во время георазведочных работ. Породы этого блока залегают под крутым углом в 70° в юго-западном направлении. Для Барчи-Кольского участка описаны следующие типы пород: эклогиты, амфиболиты, карбонатно-силикатные породы, мигматиты, сланцы и различные гнейсы. Гранатсодержащие гнейсы являются наиболее распространенными породами на участке. Их можно подразделить на кианитовые, клинопироксеновые, клиноцоизитовые, биотитовые и двуслюдяные [6].

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Изученные образцы представляют собой турмалин-содержащие кианит-гранат-биотитовые гнейсы, обладающие ярко-выраженной порфиробластовой структурой с крупными до нескольких миллиметров в диаметре кристаллами граната, реже турмалина, окруженными деформационными тенями (рис. 1а). Объемное содержание турмалина в образцах составляет ~15–20%. В отличие от граната зерна турмалина неравномерно

распределены в объеме породы. Они представлены ойкокристаллами с многочисленными включениями кварца, калиевого полевого шпата и биотита. Присутствуют включения турмалина в гранате и граната в турмалине (рис. 1в).

Матрица породы состоит из слюд: биотита и мусковита, КПШ и кварца. Включения биотита и КПШ были обнаружены также в порфиробластах граната (рис. 1б). Большинство кристаллов биотита частично хлоритизированы. Акцессорные минералы представлены цирконом и графитом. В исследованных образцах включений алмаза и коэсита не обнаружено ни в породообразующих минералах, ни в цирконах. В качестве включений в извлеченных цирконах были зафиксированы гранат, графит, слюды и турмалин.

Составы минералов были определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН методом рентгеноспектрального анализа и представлены в табл. 1.

СОСТАВ ТУРМАЛИНА

Кристаллы турмалина изученных образцов имеют ярко выраженную композиционную зональность. Вариация в содержании элементов приходится на катионы К, Na, Са, занимающие одну структурную позицию, и Ti. Изменения по Ti и Са позволяют предположить ростовую зональность: в случае Са кайма зерен четко ограничена скачкообразным увеличением concentra-

Таблица 1. Представительные составы породообразующих минералов

	Турмалин		Гранат		Биотит	Мусковит
	ядро	край	ядро	край		
SiO ₂	36.43	36.40	37.79	37.27	37.08	45.55
TiO ₂	1.25	0.50	0.06	0.02	3.42	1.52
Al ₂ O ₃	30.81	31.70	21.12	21.48	16.40	31.25
FeO	4.99	4.72	27.06	27.98	13.14	1.45
MnO	0.01	0.01	2.41	3.32	0.19	—
MgO	8.60	8.51	8.66	6.16	13.56	1.77
CaO	1.11	1.99	2.87	3.46	—	—
Na ₂ O	1.11	1.61	—	—	—	0.28
K ₂ O	2.00	0.17	—	—	9.34	10.58
Total	86.30	85.62	99.97	99.69	93.13	92.40
Si	6.02	6	2.92	2.93	5.56	6.83
Al	6	6.16	1.93	1.99	2.90	0.17
Ti	0.155	0.06	—	—	0.39	5.52
Fe ³⁺	—	—	0.22	0.14	—	—
Fe ²⁺	0.69	0.568	1.53	1.70	1.65	0.18
Mn	—	—	0.16	0.22	0.02	0.00
Mg	2.12	2.19	1.00	0.72	3.03	0.40
Ca	0.20	0.30	0.24	0.29	—	0.00
Na	0.36	0.59	—	—	—	0.08
K	0.42	0.04	—	—	1.79	2.02

ции (до 2 мас. % CaO), тогда как высокие концентрации Ti наблюдаются в центральной части зерен. Колебания в содержании Fe и Mg в разных зонах турмалина отсутствуют. В большинстве случаев зональность носит неупорядоченный характер и разделения на радиальные зоны от центра к краю зерен не наблюдается. Зональность по K обратна зональности по Na с высокими концентрациями K в веретенообразных зонах, сконцентрированных во внутренней части зерна. Зоны, обогащенные K (2.1 мас. % K₂O) и отвечающие по составу маруямаиту, окружены низкокалиевым дравитом (0.2 мас. % K₂O) (рис. 2, 3).

Вскрытые включения турмалина в гранате соответствуют по составу средне-калиевому турмалину, который можно найти на краях высококалиевых веретенообразных зон (желтые зоны на рис. 3б). Содержание K в нескрытых включениях турмалина в цирконе было оценено по методике Musiyachenko et al. [7]. В соответствии с положением и формой пиков на КР-спектрах включений турмалина данные турмалины относятся к высококалиевой разновидности (рис. 4).

СОСТАВЫ ГРАНАТА И БИОТИТА

Гранат является одним из главных породообразующих минералов в турмалинсодержащих породах Барчинского участка. Он представлен в виде порфириобластов округлой формы с концентрической ростовой зональностью. Составы гранатов вынесены на треугольную диаграмму (рис. 5). По мере движения от ядра к краю граната понижается содержание пироповой компоненты от 0.31 в центре до 0.23 на краю и повышается содержаниеgrossуляровой компоненты от 0.05 в центре до 0.17 на краях. Содержание альмандинового и спессартинового миналов колеблется в пределах 0.49–0.54 и 0.03–0.06 соответственно, без очевидного тренда от центра к краю. Поле составов исследованных гранатов на диаграмме частично перекрывается с составами гранатов из кианитовых гнейсов (рис. 5) [8]. Вскрытые включения граната в цирконе по составу отвечают мантии и кайме порфириобластов граната (Alm_{50–52}Pyr_{25–29}Gr_{10–14}Sps₁).

Состав биотита во включениях в гранате и турмалине не отличается от состава биотита в мат-

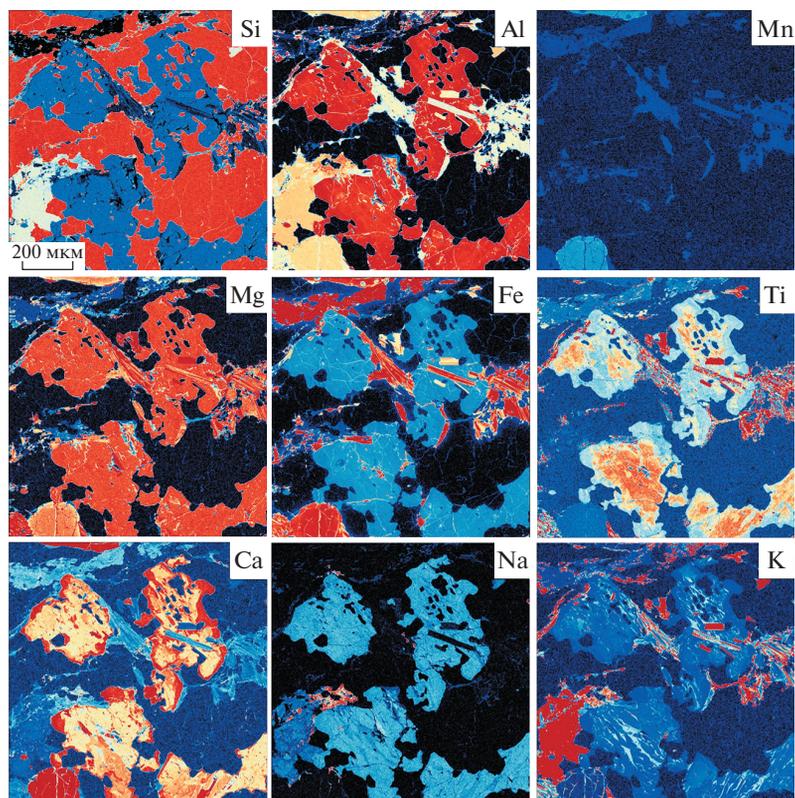


Рис. 2. Рентгеноспектральные карты содержания элементов в зернах турмалина из образца В15-17.

риксе породы (рис. 6а). По показателю магнизиальности биотит в этом образце сравним с биотитами из двуслюдяных гнейсов и $Sr_x-Grt-Vt$ -гнейсов [2], но имеет более высокое содержание Ti.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для оценки *PT*-параметров формирования образца В-15-17 было проведено термодинамиче-

Таблица 2. Расчет оксидов для термодинамического моделирования

Породообразующие оксиды	Состав В-15-17	Средний состав турмалина	Состав для термодинамического моделирования*
SiO ₂	68.12	36.48	75.6
Al ₂ O ₃	12.35	31.54	9.2
Fe ₂ O ₃	7.60	5.18	8.2
MgO	3.73	8.64	2.9
CaO	1.24	1.45	1.2
K ₂ O	2.46	0.57	2.9
TiO ₂	0.39	0.87	
MnO	0.41	0.02	
Na ₂ O	0.40	2.30	
P ₂ O ₅	0.07		
BaO	0.03		
SO ₃	<0.03		
V ₂ O ₅	0.01		
Cr ₂ O ₃	0.01		
NiO	<0.01		
LOI	1.33	13.8	
SUM	99.04		

Примечание. * с учетом массовой доли турмалина 15%; значения приведены к сумме в 100%.

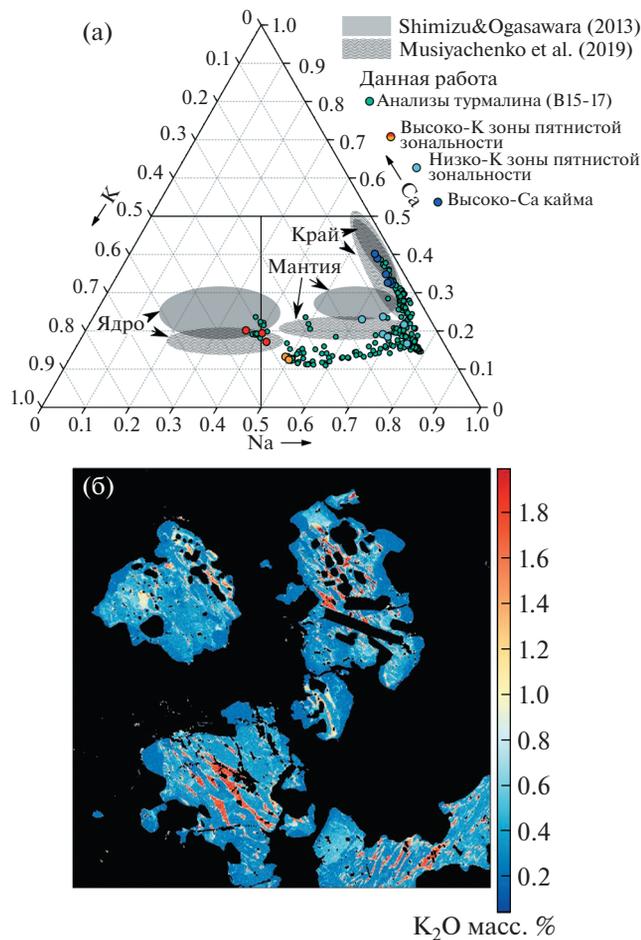


Рис. 3. (а) треугольная диаграмма содержания К, Na и Са в разных зонах турмалина из образца В15-17 в сравнении с литературными данными [2, 7]. (б) рентгеноспектральная карта содержания K_2O в турмалине.

ское моделирование на основе данных содержания порообразующих оксидов (табл. 2). Изохимическая фазовая диаграмма была рассчитана с использованием термодинамического программного обеспечения *Perple_X* (версия 6.6.8) [9] в сочетании с базой термодинамических данных *HP2011* [10]. Для проведения расчетов из общего химического состава были вычтены оксиды в составе турмалина в соответствии с его массовой долей (15%), так как в базе термодинамических данных отсутствуют фазы с бором. Расчеты были проведены для системы $CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Результаты представлены на фазовой диаграмме на рис. 7. На основании составов биотита и граната были проведены расчеты равновесной температуры по гранат-биотитовым термометрам [11–13] в программе *PTQuick*. Также на диаграмму вынесены изоплеты содержания миналов пироба и алмадина в гранате,

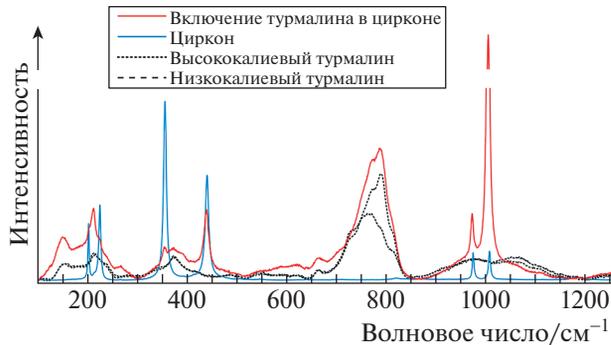


Рис. 4. КР-спектр включения турмалина в цирконе (красный) в сравнении со спектрами циркона (синий), низкокальциевого и высококальциевого турмалинов (пунктирные линии) [7].

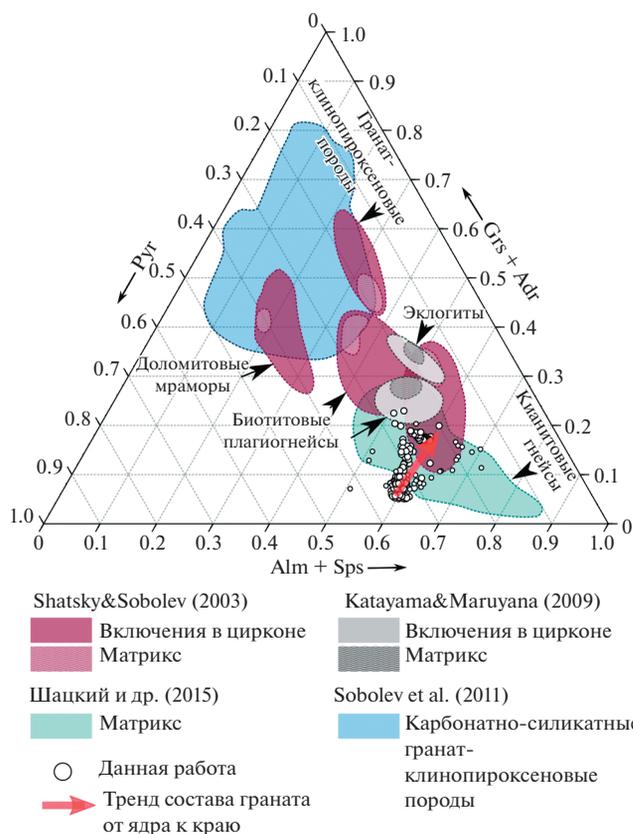


Рис. 5. Треугольная диаграмма содержания основных миналов в гранатах из образца В15-17 в сравнении с литературными данными [18–20].

поле стабильности биотита и калиевого полевого шпата (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Минеральная ассоциация турмалиносодержащих пород Барчинского участка представлена

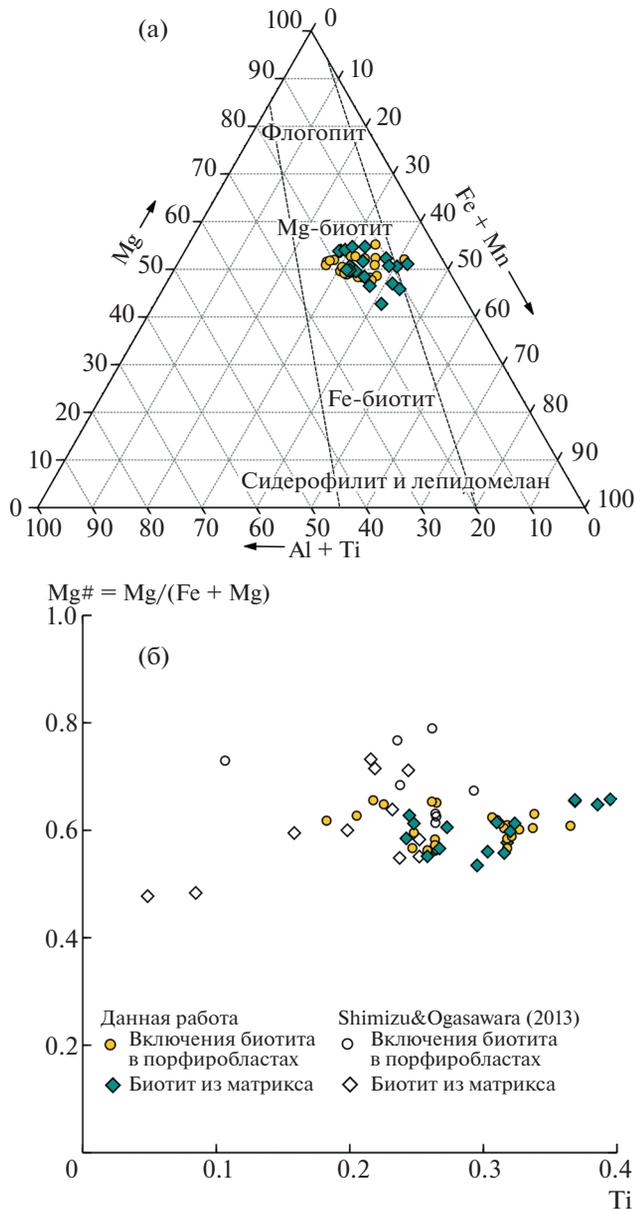


Рис. 6. (а) Треугольная диаграмма содержания основных катионов в биотите. (б) Mg#–Ti-график для биотита во включениях и в матриксе породы в сравнении с данными по двуслюдяным гнейсам и Срх–Grt–Bt-гнейсам [2].

гранатом, турмалином, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и мусковитом. Находки включений турмалина в гранате и обратной ситуации свидетельствуют об их совместной кристаллизации. В пользу этого также указывают описанные включения турмалина, граната и слюды в цирконах, извлеченных из образца В15-17. Как в порфиробластах турмалина, так и в гранате были обнаружены включения биотита и КПШ, идентичные по составу этим минералам из матрикса, свидетельствуя в пользу совместной кристаллиза-

ции этих минералов. Это первое описанное проявление маруямаита в подобном парагенезисе. Ограниченная стабильность биотита и КПШ при высоких давлениях и температурах в системе с избытком флюида позволяет установить возможные условия образования этого парагенезиса [14]. Согласно термодинамическим расчетам (рис. 7), сосуществование граната, биотита, КПШ и мусковита возможно при умеренно низких давлениях до 1,4 ГПа и интервале температур 650–800°C. В пользу этих *PT*-условий также указывают изоплеты содержания пиропового и альмандинового минералов, пересекающиеся на диаграмме в зоне стабильности этого парагенезиса (рис. 7). Приведенные данные подтверждаются результатами расчетов по гранат-биотитовому термометру. Данная *PT*-область соответствует промежуточной стадии изобарического охлаждения (2 → 3) между двумя периодами эксгумации по Негманн и соавт. [15] и переходу от гранулитовой (2) к амфиболитовой (3) фации (рис. 7). Это первая находка маруямаита в породе с минеральной ассоциацией, не соответствующей условиям сверхвысоких давлений и пику метаморфизма Кокчетавского комплекса.

Пятнистая зональность, наблюдаемая для кристаллов турмалина из этой породы, может послужить основой альтернативного невысокобарического генезиса для маруямаита. В отличие от ростовой или осциллирующей зональностей, когда чередование зон от ядра к краю позволяет проследить порядок кристаллизации турмалина каждого состава, пятнистая или “лоскутная” зональность, описанная в работах Novak и соавт. и Torgez-Ruiz и соавт. [16, 17], является индикатором кристаллизации минерала из нескольких несмешиваемых флюидов [17]. Значительное количество турмалина в образце подразумевает высокие концентрации бора в минералообразующей среде, и согласно данным Marschall и соавт. [3] с большой вероятностью может быть достигнуто только благодаря привнесу борсодержащего флюида извне. Следует отметить, что на сегодня кристаллизация маруямаита экспериментально установлена лишь в богатых К флюидах [4], а природные образцы пород, с маруямаитом не являются ультракалиевыми. Вероятно, просачивание богатого бором и калием флюида в природных образцах привело к появлению маруямаита в породах Кокчетавского массива. Во время изобарического остывания пород (фаза 2 → 3 [15]) при переходе из поля расплава в поле флюида (рис. 7) могло происходить образование второй флюидной фазы, которая в результате взаимодействия с метасоматическими борными флюидами формировала неравномерную пятнистую зональность турмалина. Таким образом, кристаллизация турмалина происходила в результате взаимодействия

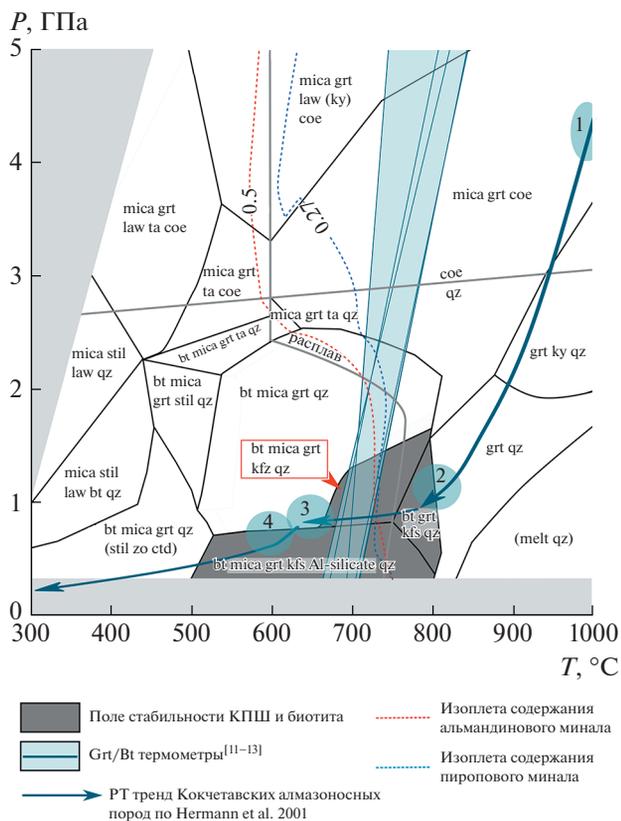


Рис. 7. *P-T*-диаграмма с результатами термодинамического моделирования. Парагенезис, соответствующий наблюдаемому в образце B15-17, выделен красным контуром и жирным шрифтом.

различных флюидов в коровых условиях на глубинах менее 50 км.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 18-17-00186.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., and Pezzotta F. Nomenclature of the Tourmaline-supergrupp Minerals // *American Mineralogist*. 2011. V. 96. P. 895–913.
2. Shimizu R., Ogasawara Y. Diversity of Potassium-bearing Tourmalines in Diamondiferous Kokchetav UHP Metamorphic Rocks: A Geochemical Recorder from Peak to Retrograde Metamorphic Stages // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. T. 39–55.
3. Marshall H.R., Korsakov A.V., Luvizotto G.L., Nasdala L., Ludwig T. On the Occurrence and Boron Isotopic Composition of Tourmaline in (Ultra) High-pressure Metamorphic Rocks // *Journal of the Geological Society*. 2009. V. 166. P. 811–823.
4. Berryman E., Wunder B. Synthesis of K-dominant Tourmaline // *American Mineralogist*. 2014. V. 99. P. 539–542.
5. Dobretsov N.L., Koulakov I.Y., Litasov K., Kukarina E. An Integrate Model of Subduction: Contributions from Geology, Experimental Petrology, and Seismic Tomography // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. P. 13–38.
6. Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovskiy A.A. Garnet-biotite-clinozoisite Gneiss // *European Journal of Mineralogy*. 2002. V. 14. P. 915–928.
7. Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. New Insights on Raman Spectrum of K-bearing Tourmaline // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1415–1424.
8. Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции (на примере метаморфического комплекса сверхвысоких давлений кокчетавского массива) // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. С. 1298–1321.
9. Connolly J.A.D. Computation of Phase Equilibria by Linear Programming: A Tool for Geodynamic Modeling and its Application to Subduction Zone Decarbonation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 236. P. 524.
10. Holland T.J.B., Powell R. An Improved and Extended Internally Consistent Thermodynamic Dataset for Phases of Petrological Interest, Involving a New Equation of State for Solids // *Journal of Metamorphic Geology*. 2011. V. 29. P. 333–383.
11. Kleemann U., Reinhardt J. Garnet-biotite Thermometry Revisited: The Effect of Al^{VI} and Ti in Biotite // *European Journal of Mineralogy*. 1994. P. 925–942.
12. Holdaway M.J. Application of New Experimental and Garnet Margules Data to the Garnet-biotite Geothermometer // *American Mineralogist*. 2000. V. 85. P. 881–892.
13. Kaneko Y., Miyano T. Recalibration of Mutually Consistent Garnet-biotite and Garnet-cordierite Geothermometers // *Lithos*. 2004. V. 73. P. 255–269.
14. Hermann J., Green D.H. Experimental Constraints on High Pressure Melting in Subducted Crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 188. P. 149–168.
15. Hermann J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. Multiple Zircon Growth during Fast Exhumation of Diamondiferous, Deeply Subducted Continental Crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 141. P. 66–82.
16. Novák M., Selway J.B., Černý P., Hawthorne F.C., Ottolini L. Tourmaline of the Elbaite-draivite Series from an Elbaite-subtype Pegmatite at Bližná, Southern Bohemia, Czech Republic // *European Journal of Mineralogy*. 1999. V. 11. P. 557–568.
17. Torres-Ruiz J., Pesquera A., Gil-Crespo P.P., Velilla N. Origin and Petrogenetic Implications of Tourmaline-rich Rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southeastern Spain) // *Chemical Geology*. 2003. V. 197. P. 55–86.

18. *Shatsky V.S., Sobolev N.V.* The Kokchetav Massif of Kazakhstan // Ultrahigh pressure metamorphism. 2003. V. 5. P. 75–103.
19. *Katayama I., Maruyama S.* Inclusion Study in Zircon from Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks in the Kokchetav Massif: An Excellent Tracer of Metamorphic History // Journal of the Geological Society. 2009. V. 166. P. 783–796.
20. *Sobolev N.V., Schertl H.-P., Valley J., Page F., Kita N., Spicuzza M., Neuser R., Logvinova A.* Oxygen Isotope Variations of Garnets and Clinopyroxenes in a Layered Diamondiferous Calcsilicate Rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: A Window into the Geochemical Nature of Deeply Subducted UHPM Rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 162. P. 1079–1092.

A NEW OCCURRENCE OF MARUYAMAITE

K. A. Musiyachenko^{a, b}, A. V. Korsakov^{a, #}, and Academician of the RAS F. A. Letnikov^c

^a *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b *Department of Earth and Environmental Sciences, University of Pavia, 27100 Pavia, Italy*

^c *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: korsakov@igm.nsc.ru*

We report for the first time the occurrence of a maruyamaite (dravite with a high K content) + garnet + kyanite + biotite + muscovite + K-feldspar + quartz mineral assemblage in metamorphic rocks of the Barchi-Kol site (Kokchetav Massif). We estimate the conditions for the formation of mineral paragenesis with tourmaline based on petrological observations and thermodynamic calculations. The results were compared with the available data on the evolution of this metamorphic complex. As a result, the authors proposed a new model for the formation of maruyamaite. Its presence in the rock is believed to indicate high K activity in the mineral-forming fluid.

Keywords: maruyamaite, Kokchetav massif, K-bearing tourmaline

УДК 549.324.35 + 552.18 (571.53/55)

НОВЫЙ – МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗВЯГИНЦЕВИТА Pd₃Pb

© 2021 г. Э. М. Спиридонов*

Представлено академиком РАН Н.С. Бортниковым 18.01.2021 г.

Поступило 18.01.2021 г.

После доработки 15.03.2021 г.

Принято к публикации 16.03.2021 г.

Интерметаллид палладия и свинца – звягинцевит – относительно распространенный минерал магматогенных сульфидных руд Норильских месторождений и руд интрузивов Бушвелд, Кондёрский и Йоко-Довыренский. Это сравнительно высокотемпературный пневматолитовый минерал, член непрерывного ряда твердых растворов: рустенбургит Pt₃Sn – атоцит Pd₃Sn – звягинцевит Pd₃Pb. Такой звягинцевит обычно содержит существенное количество Pt (до 13 мас. %) и Sn (до 11 мас. %), может содержать до 5–8 мас. % Au и заметное количество Bi, Hg, Te, Sb, Ge. Его интегральный состав отвечает (Pd, Pt, Au)₃(Pb, Sn, Bi, Sb, Hg, Ge)₁. В метаморфизованных пентландит-путоранитовых рудах глубоких горизонтов северного фланга Октябрьского месторождения Норильского рудного поля изучен звягинцевит иного типа. Это почти беспримесный звягинцевит состава Pd₃Pb, развитый в гнездах и прожилках низкотемпературных метаморфогенно-гидротермальных хиббингита (Fe²⁺, Mn²⁺)₂Cl(OH)₃ и сидерита. Границы этого звягинцевита и хиббингита – индукционные границы совместного роста. Размер выделений метаморфогенно-гидротермального звягинцевита до 35 × 15 мкм. Состав этого звягинцевита устойчив и близок к стехиометричному, мас. % (n = 7): Pd 60.24 (59.14–61.13), Pb 38.75 (38.04–39.37), Cd 0 (чаще) – 0.43; его формула – Pd 3.001 (2.991–3.011) Pb 0.993 (0.977–1.009) Cd 0.006 (0–0.021). Метаморфогенно-гидротермальный звягинцевит отличается от пневматолитового по минеральным ассоциациям и отсутствием любых примесей. Метаморфогенно-гидротермальный звягинцевит норильских руд возник, вероятно, в условиях цеолитовой фации метаморфизма при крайне низкой фугитивности сульфидной серы, в поле устойчивости самородного свинца (logfS₂ < –25 при ≈250°C).

Ключевые слова: метаморфогенно-гидротермальный звягинцевит, Октябрьское месторождение, Норильское рудное поле

DOI: 10.31857/S2686739721050212

Интерметаллид палладия и свинца – звягинцевит открыла И.В. Муравьева в магматогенных норильских сульфидных Ni–Cu рудах [1]. Звягинцевит развит в сульфидных Ni–Cu рудах Норильского и Талнахского рудных узлов [1–5], рудах платиновых металлов в интрузивах Бушвелд [6], Кондёрский [7–9] и Йоко-Довыренский [10–12]. Это сравнительно высокотемпературный минерал, член непрерывного ряда кубических твердых растворов: рустенбургит Pt₃Sn – атоцит Pd₃Sn – звягинцевит Pd₃Pb [2–5, 7, 13]. Такой звягинцевит содержит существенное количество Pt (до 13 мас. %) и Sn (до 11 мас. %), может содержать до 5–8 мас. % Au [1–5, 7–9, 12, 13] и заметное количество Bi и Hg (до 3–4 мас. %) [11], Sb и Te (до

0.8 мас. %) [5], Ge (до 0.6 мас. %) [12]. Его интегральный состав отвечает – (Pd, Pt, Au, Cu)₃(Pb, Sn, Bi, Sb, Hg, Ge)₁. По наблюдениям А.Д. Генкина [1, 2] и Э.М. Спиридонова [3–5], звягинцевит, как и ассоциирующие с ним в норильских рудах тетраферроплатина, атоцит, изоферроплатина, мончеит, котульскит, представлен метакристаллами, которые замещают минералы магматогенных сульфидных руд и продукты их субсолидных превращений, а также развиты вне контуров сульфидных руд в окружающих силикатных породах в пределах ореолов флюидного воздействия около тел магматогенных сульфидов. Таковы же соотношения звягинцевита в малосульфидных рудах Йоко-Довыренского интрузива [11, 12]. Таким образом, генезис такого звягинцевита – флюидно-метасоматический, т.е. пневматолитовый.

Первичные магнетит-пентландит-моихукит-путоранитовые руды глубоких горизонтов северного фланга Октябрьского месторождения с рас-

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: ernstspiridon@gmail.com

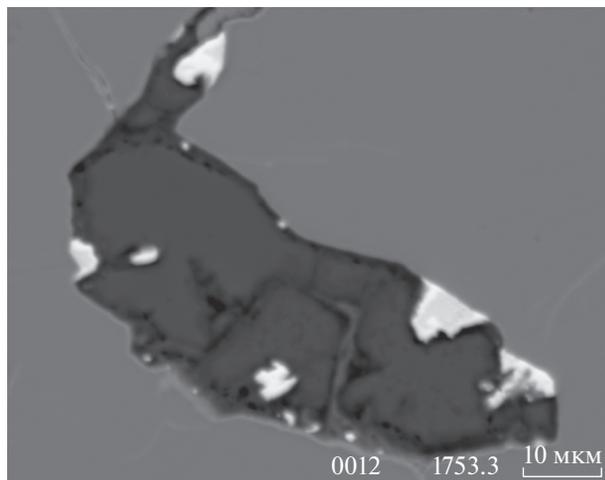


Рис. 1. Прожилковидное гнездо хиббингита (темно-серый), сидерита (черно-серый) и звягинцевита (белый) в сульфидной матрице. Звягинцевит развит на контакте хиббингита и сидерита с сульфидной матрицей, так и среди хиббингита. В отраженных электронах.

сеянным галенитом содержат заметное количество метакристаллов и микропрожилков минералов благородных металлов – станнопалладинита, тетраферроплатины, полярита, кюстелита и иных. Эти руды неравномерно тектонизированы и захвачены многостадийным низкоградным метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций [14]. Распространены околотрещинные и гнездовые зернистые агрегаты борнита и магнетита (\pm хлорит), замещающие путоранит, моихукит и отчасти пентландит, а также прожилки магнетита и хлорита. Наибольший интерес представляют более поздние низкотемпературные образования, возникшие после дополнительной тектонизации. Это агрегаты хиб-

бингита и сидерита с включениями беспримесных звягинцевита и серебра, заместившие магнетит и прилегающие сульфиды Cu–Fe–Ni и слагающие в них прожилки; фосгенит и звягинцевит, заместившие галенит; звягинцевит того же состава, частично заместивший пневматолитовый полярит; метасомы кадмистого сфалерита и серебра.

В метаморфизованных магнетит-пентландит-путоранитовых рудах глубоких горизонтов северного фланга Октябрьского месторождения Норильского рудного поля беспримесный звягинцевит развит в гнездах низкотемпературных метаморфогенно-гидротермальных минералов – хиббингита (Fe^{2+}, Mn^{2+})₂Cl(OH)₃ и сидерита (рис. 1). Границы этого звягинцевита и хиббингита – индукционные границы совместного роста. Форма выделений этого звягинцевита обычно неправильная, их размер до 35 × 15 мкм. Изредка – в гнездах сидерита – наблюдаются мелкие кубические кристаллы звягинцевита. С беспримесным звягинцевитом ассоциирует беспримесное самородное серебро.

Состав звягинцевита из сростаний с хлоридом-гидрооксидом железа – хиббингитом устойчив и близок к стехиометричному Pd₃Pb, мас. % ($n = 7$): Pd 60.24 (59.14–61.13), Pb 38.75 (38.04–39.37), Cd 0 (чаще) – 0.43; его формула – Pd_{3,001(2.991–3.011)}Pb_{0,993(0.977–1.009)}Cd_{0,006(0–0.021)} (табл. 1). Химический анализ минералов выполнен с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе СЭМ Jeol JSM-6480 LV в лаборатории локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ. В качестве эталонов использованы чистый Pd, алтаит PbTe (Pb), синтетический CdSe (Cd).

Звягинцевит в сростаниях с хиббингитом резко отличается от пневматолитового звягинцевита сульфидных руд Норильских месторождений и руд Бушвелда, Кондёра и Йоко-Довырена по минеральным ассоциациям и отсутствием любых примесей.

Pd и Pb – химические элементы с очень сильным сродством с сульфидной серой. Поэтому интерметаллид Pd–Pb звягинцевит мог возникнуть при крайне низкой активности сульфидной серы, в поле устойчивости самородного свинца. При процессах низкоградного метаморфизма норильских сульфидных руд [4, 14] произошла возможная мобилизация Ag, Cd и отчасти Pd. Источником Pd и Pb для формирования метаморфогенно-гидротермального звягинцевита, вероятно, послужили пневматолитовые станнопалладинит Pd₅CuSn₂, полярит Pd(Pb, Bi), паларстанид Pd₅(Sn, As, Pb)₂, теларгпалит (Pd, Ag)₃Te, источником Cd – кадмий-содержащий сфалерит, рассеянные в пентландит-путоранитовых рудах.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) метаморфогенно-гидротермального звягинцевита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Pd	60.92	60.30	60.18	61.13	59.72	60.27	59.14
Pb	38.97	38.78	38.88	38.74	38.04	39.30	38.56
Cd	нпо	нпо	нпо	0.45	0.43	нпо	нпо
сумма	99.89	99.08	99.06	100.32	98.19	99.57	98.00
Число атомов в формуле в расчете на 4 атома							
Pd	3.011	3.007	3.003	3.002	2.999	2.996	2.991
Pb	0.989	0.993	0.997	0.977	0.981	1.004	1.009
Cd	–	–	–	0.021	0.020	–	–
Pb + Cd	0.989	0.993	0.997	0.998	1.001	1.004	1.009

Примечание. Pt, Ru, Os, Ir, Au, Ag, Cu, Sn, Sb, Bi, Te, Hg, Ge – не обнаружены.

Итак, беспримесный звягинцевит из сростаний с хиббингитом и сидеритом в метаморфизованных сульфидных рудах глубоких горизонтов северного фланга Октябрьского месторождения Норильского рудного поля – метаморфогенно-гидротермальный. Вероятно, он возник в условиях цеолитовой фации метаморфизма, т.е. при $\approx 250^\circ\text{C}$ по [15]. Условия образования характеризовались крайне низкой $f\text{S}_2$.

Автор благодарен Н.Н. Коротаевой – за высокое качество микронзондовых анализов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-00490), с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин А.Д., Муравьева И.В., Тронева Н.В. // Геология рудных месторождений. 1966. Т. 8 (1). С. 94–99.
2. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
3. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46 (2). С. 175–192.
4. Спиридонов Э.М. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.
5. Спиридонов Э.М. и др. // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 447–466.
6. Oberthür T., Melcher F., Gast L. et al. // Canad. Mineral. 2004. Vol. 43. P. 563–582.
7. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука. 1994. 321 с.
8. Мочалов А.Г., Полеховский Ю.С., Горячева Е.В. и др. // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49 (4). С. 357–366.
9. Мочалов А.Г., Якубович О.В. // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. М.: ИГЕМ РАН. 2018. С. 220–222.
10. Орсов Д.А. // Благородно-металльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель. 2008. С. 89–194.
11. Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Николаев Г.С. и др. // Геохимия. 2019. Т. 64 (1). С. 43–58.
12. Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Николаев Г.С. и др. // Геохимия. 2019. Т. 64 (5). С. 554–558. <https://doi.org/10.1134/S0016702919050112>
13. Онештетер Д., Ваткинсон Д.Х. // VII Международ. платин. симп. М.: 1994. С. 80–81.
14. Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M. et al. // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 429–452. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500028>
15. Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

NEW METAMORPHOGENIC-HYDROTHERMAL GENETIC TYPE OF THE ZVYAGINTSEVITE Pd_3Pb

E. M. Spiridonov[#]

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]E-mail: ernstspiridon@gmail.com

Represented by Academician of the RAS N. S. Bortnikov Januar 18, 2021

Palladium and lead intermetallide, namely, zvyagintsevite, is relatively abundant mineral of magmatogenic sulfide ores of Norilsk deposits and ores in Bushveld, Konder and Yoko-Dovyren intrusives. This is a relatively high-temperature pneumatolytic mineral and a term of continuous series of solid solutions: rustenburgite Pt_3Sn – atokite Pd_3Sn – zvyagintsevite Pd_3Pb . Zvyagintsevite usually contains a significant amount of Pt and Sn, up to 5–8 wt % of Au, an appreciable amount of Bi, Hg, Te, Cu and Ge. The composition is: $(\text{Pd}, \text{Pt}, \text{Au})_3(\text{Pb}, \text{Sn}, \text{Bi}, \text{Sb}, \text{Hg}, \text{Ge})_1$. A different type of zvyagintsevite was investigated in metamorphosed magnetite-pentlandite-putoranite ores of deep horizons in the northern flank of the Oktyabrskoye deposit within the Norilsk ore field. Almost pure zvyagintsevite Pd_3Pb develops in small nests and miniveins of low-temperature metamorphogenic-hydrothermal hibbingite $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ and siderite. Zvyagintsevite and hibbingite have induction boundaries of joint growth. The size of metamorphogenic-hydrothermal zvyagintsevite accretions is up to 35×15 microns. The composition is stable and close to stoichiometric, wt % ($n = 7$): Pd 60.24 (59.14–61.13), Pb 38.75 (38.04–39.37), Cd 0 (more often) – 0.43; the formula is: Pd 3.001 (2.991–3.011) Pb 0.993 (0.977–1.009) Cd 0.006 (0–0.021). Metamorphogenic-hydrothermal zvyagintsevite differs from pneumatolytic one by mineral associations and composition, specifically, by the absence of Pt, Sn, Au, Bi, Te, Sb, Hg, and Ge impurities. Metamorphogenic-hydrothermal zvyagintsevite in Norilsk ores probably arose under the conditions of zeolite facies with extremely low sulfide sulfur fugacity in the stability field of native lead ($\log f\text{S}_2 < -25$ at 250°C).

Keywords: metamorphogenic-hydrothermal zvyagintsevite, Oktyabrskoye deposit, Norilsk ore field

УДК 552.3

АРХЕЙСКИЕ КАРБОНАТИТЫ И ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

© 2021 г. К. А. Савко^{1,2}, С. В. Цыбуляев¹, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов³,
Н. С. Базиков^{1,*}, Е. Х. Кориш¹, Р. А. Терентьев¹, В. В. Паневин¹

Поступило 01.02.2021 г.

После доработки 05.02.2021 г.

Принято к публикации 11.02.2021 г.

В Курском блоке Сарматии в тесной пространственной ассоциации проявлен как неоархейский внутриплитный гранитоидный (2.61 млрд лет), так и карбонатитовый магматизм. Щелочные пироксениты, карбонатиты и сиениты дубравинского комплекса слагают две относительно крупные интрузии и отдельные небольшие тела. Они подверглись метаморфизму амфиболитовой фации с возрастом около 2.07 млрд лет. По результатам датирования циркона из сиенитов возраст щелочно-карбонатитового магматизма составляет 2.59 млрд лет. Близкий возраст и тесная пространственная сопряженность внутриплитного гранитоидного и ультрабазит-карбонатитового магматизма позволяют считать, что дубравинский карбонатитовый комплекс сформировался во внутриплитной обстановке. Подъем мантийного плюма привел к метасоматической проработке и последующему частичному плавлению сублитосферной мантии и внедрению обогащенных магм в кору. Контаминация щелочных мантийных расплавов в коре архейскими ТТГ привела к образованию сиенитовых расплавов в виде даек, секущих пироксениты и карбонатиты.

Ключевые слова: карбонатиты, архей, геохронология

DOI: 10.31857/S2686739721050169

ВВЕДЕНИЕ

Конец архея ознаменовался фундаментальными изменениями геологических процессов на Земле, связанными с завершением стабилизации архейских кратонов и изменением стиля геодинамики [1]. Это нашло отражение в появлении широкого спектра калиевых гранитоидов в интервале возрастов 3.0–2.5 млрд лет, щелочных пород и карбонатитов [2]. Большинство известных карбонатитов – фанерозойские, а в архее известно совсем немного их проявлений на Канадском и Балтийском щитах, в Гренландии и блоке Йилгарн в Западной Австралии с возрастом не древнее ~2.7 млрд лет [3–5].

В Курском блоке Сарматии проявлен как неоархейский гранитоидный [6], так и карбонатитовый магматизм в тесной пространственной ассоциации. Карбонатиты, как и калиевые грани-

тоиды неоархея, сменившие более древние ТТГ ассоциации, отражают кардинальные изменения природы геодинамических процессов в древних кратонах.

Щелочные породы и карбонатиты дубравинского комплекса в Курском блоке были известны с 60-х годов прошлого века. В монографическом описании [7] были детально охарактеризованы петрография и минералогия пород дубравинского карбонатитового комплекса и изотопным К–Аг-методом оценен их возраст 1.9–2.1 млрд лет. Недавно U–Pb-методом (TIMS) был определен возраст титанита (2080 ± 13 млн лет) из карбонатитов, который интерпретирован как верхняя возрастная граница их формирования [8]. До настоящего времени отсутствовали данные об U–Pb-изотопном возрасте магматической кристаллизации пород дубравинского комплекса и о геодинамической обстановке их внедрения. Цель настоящей статьи – определение возраста карбонатит-пироксенит-сиенитовой ассоциации пород дубравинского комплекса и тектонической обстановки их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Курский блок Сарматии (рис. 1) состоит из палеоархейского Курско-Бесединского гранулит-

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал, Старый Оскол, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: nickolasss@yandex.ru

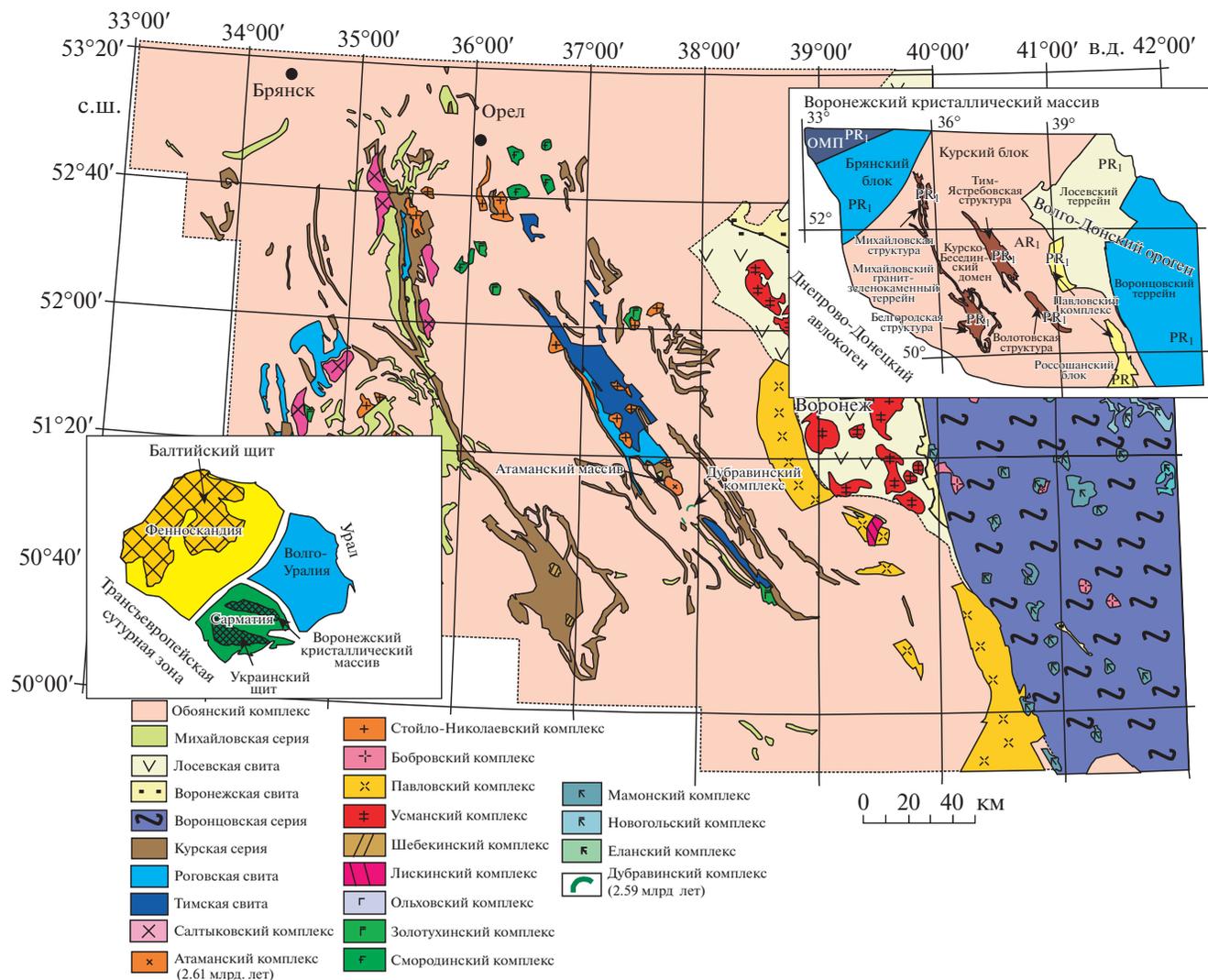


Рис. 1. Схематические геологическая и структурная карты Воронежского кристаллического массива.

гнейсового домена и надвинутого на него около 2.8 млрд лет назад мезоархейского Михайловского гранит-зеленокаменного террейна [9]. В неоархее Курский блок представлял собой крупный фрагмент континентальной коры, консолидированный около 2.8 млрд лет назад [10]. В период 2.7–2.6 млрд лет он подвергся воздействию плюма, который распознается по внутриплитному кислотному и базитовому магматизму и, вероятно, сопряжен с рифтогенезом [6, 11].

Щелочные породы и карбонатиты слагают две относительно крупные интрузии – Дубравинскую и Чернянскую (рис. 2) в поле развития палеоархейских гнейсов Курско-Бесединского домена, а также отдельные небольшие тела. Дубравинский массив щелочных пород расположен между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими рифтогенными структурами (рис. 1) и имеет в плане дугообразную форму.

Его протяженность около 12 км и ширина от 200 до 700 м, падение крутое (55° – 75°) на юг к центру структуры. Вмещающими породами являются палеоархейские гнейсы ТТГ-ассоциации. В строении Дубравинского массива принимают участие три основных типа пород: щелочные пироксениты, карбонатиты и сиениты. Отмечается чередование этих типов пород, хотя щелочные пироксениты часто образуют несколько небольших самостоятельных тел в экзоконтакте интрузии. Карбонатиты представлены крутопадающими линейными и линзобразными телами, иногда сложно ветвящимися, мощностью от десятков см до 10 м в центральной части массива. Сиениты встречаются в виде секущих даек и содержат ксенолиты щелочных пироксенитов и карбонатитов. Вмещающие палеоархейские ортогнейсы подверглись фенитизации. Дубравинский массив перекрыт фанерозойским осадочным чехлом мощно-

целом сопоставимы со “средним составом” карбонатитов [14].

Щелочные пироксениты являются преобладающим типом пород и слагают от 70 до 80% объема интрузий. Они представлены темно-зелеными средне- и крупнозернистыми породами массивной и неяснополосчатой текстуры, гранобластовой, лепидогранобластовой структуры, состоящими из пироксена (55–70%), амфибола (15–20%), биотита (15–20%). Обычны микроклинодержающие разности. В переменных количествах могут присутствовать апатит (2–5%), гранат (0–5%), магнетит (2–7%), титанит (1–4%). Пироксениты содержат большое количество включений кальцита. Акцессорные минералы – ильменит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит).

Пироксениты не содержат нормативного нефелина, имеют содержания SiO_2 от 36.2 до 42.8 мас. % и широкие вариации других петрогенных оксидов, например, TiO_2 (0.9–4.3 мас. %), Al_2O_3 (1.96–12.25 мас. %), FeO_{tot} (10.4–21.8 мас. %), MgO (4.5–11.7 мас. %). Характерны высокие содержания щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.4\text{--}9.0$ мас. %) и кальция ($\text{CaO} = 10.2\text{--}19.0$ мас. %). Такой состав обусловлен неравномерным распределением в них микроклина и кальцита. Содержания редких и редкоземельных элементов высокие и изменяются в широких пределах. Из “мафических” элементов резко преобладает ванадий (116–682 ppm). Пироксениты очень похожи на карбонатиты по распределению редких и редкоземельных элементов, отличаясь только их меньшими содержаниями. Пироксениты обогащены литофильными Rb (76–472 ppm), Sr (142–1535 ppm), Ba (570–3469 ppm) и высокозарядными элементами Nb (26–138 ppm), Y (8–56 ppm), Zr (12–535 ppm), Th (1–46 ppm). Также отмечаются высокие содержания редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 112\text{--}695$ ppm) с резким фракционированием и преобладанием LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 22\text{--}98$) без явных Eu-аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$).

Сиениты образуют дайки мощностью несколько метров, секущие пироксениты и карбонатиты. Сиениты серые, розово-серые средне- и крупнозернистые, массивной текстуры, с гранитной структурой, сложены микроклином (50–60%), эгирином или эгирин-авгитом (10–15%), биотитом (3–5%), кварцем (0–5%), альбитом (0–5%). Акцессорные минералы: титанит, апатит, циркон, гранат, магнетит, ильменит.

Сиениты с содержаниями SiO_2 от 59.5 до 63.8% отличаются очень высокой железистостью ($X_{\text{Fe}} = 93\text{--}96$) и обогащены щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 11.1\text{--}13.6$) при значительном преобладании калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}4$). Они характеризуются повышенными концентрациями литофильных (Rb = 233 ppm, Sr = 369 ppm), высокозарядных

(Nb = 43 ppm, Ta = 2.9 ppm, Zr = 460 ppm) и редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 520$ ppm) с преобладанием LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 28$) без Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.85$).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

К определению возраста магматической кристаллизации по циркону из карбонатитов нужно подходить с большой осторожностью, так как циркон может оказаться не первичным магматическим минералом [15, 16]. Он кристаллизуется из карбонатитового расплава при содержании SiO_2 не менее 20 мас. % [16]. Дубравинские карбонатиты к тому же подверглись высокотемпературному метаморфизму амфиболитовой фации. Возраст титанита из карбонатитов (2080 ± 13 млн лет) [8], и в пределах ошибки совпадает с возрастом коллизионного метаморфизма 2072 ± 10 млн лет, проявленного во всей восточной Сарматии [10]. Поэтому для определения возраста щелочно-карбонатитового магматизма мы использовали циркон из дайки сиенитов Дубравинского комплекса, секущей карбонатиты.

Локальные U–Th–Pb-геохронологические исследования циркона из сиенита: проба 5450/653 (скважина 5450, глубина 653 м) выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике [17] с использованием эталонных цирконов “91500”, “Темора”. Циркон в пробе 5450/653 представлен идиоморфными и субидиоморфными удлиненными призматическими кристаллами светло-коричневой окраски (рис. 3). Их длина от 150 до 500 мкм, ширина 50–100 мкм. Присутствуют твердофазные включения. В катодоллюминесценции видна тонкая концентрическая осцилляторная зональность, незональные участки (возможный результат рекристаллизации) наблюдаются на вершинах пирамид довольно редко. Унаследованных ядер не выявлено. Морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных наложенных событий.

Было выполнено 14 анализов в 9 зернах. Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются линией регрессии (табл. 1; рис. 4). Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 2589 ± 6 млн лет. С этими результатами совпадает средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст – 2588 ± 5 млн лет ($N = 9$, СКВО = 0.38, вероятность 0.93) (рис. 4). Таким образом, возраст 2588 ± 5 млн лет является возрастом магматической кристаллизации циркона из сиенитов.

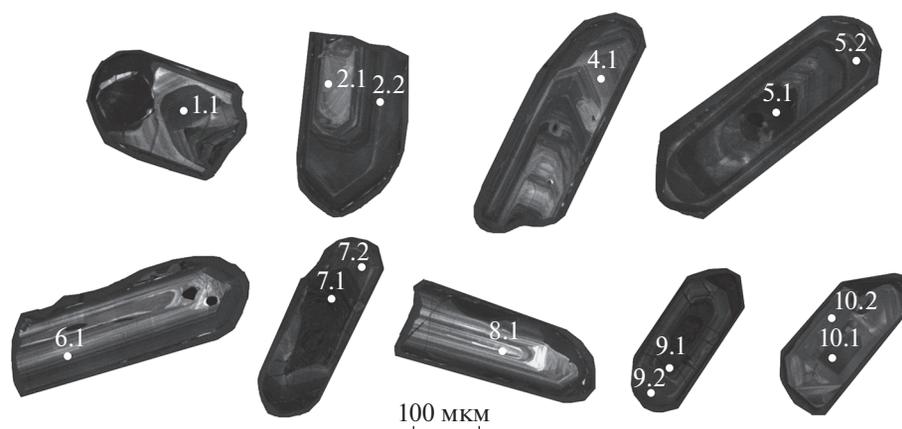


Рис. 3. Катодолуминесцентные снимки кристаллов цирконов из пробы 5450/653 и положение аналитических точек.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Анорогенный внутриплитный тектонический режим является наиболее характерным для щелочного и карбонатитового магматизма, чему есть множество примеров ([18] и ссылки в ней). В пределах Курского блока локально проявлен внутриплитный высококремнистый ($SiO_2 = 74-78$ мас. %) гранитоидный магматизм с возрастом

2.61 млрд лет, представленный малоглубинной (<7 км) вулcano-плутонической ассоциацией риолитов и гранитов с очень высокими температурами кристаллизации от 900 до 1000°C [6]. Причинами высокотемпературного (~1000°C) малоглубинного плавления коры могли быть только базитовые магмы при подъеме мантийного плюма. Их проявления также наблюдаются в Восточной Сарматии [6, 11]. Близкий возраст (2.59 млрд лет) и

Таблица 1. Результаты U–Pb-исследований цирконов из сиенитов дубравинского карбонатит-пироксенит-сиенитового комплекса

Точка	% $^{206}Pb_c$	мкг/г U	мкг/г Th	$^{232}Th/^{238}U$	мкг/г $^{206}Pb^*$	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	± %	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ возраст	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± %	(1) $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст	D, %	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	± %	Корр. ошиб.	
Проба 5450/653 (сиенит)																
7.1	0.01	1138	502	0.46	388	2.522	1.5	2153 ±27	0.16969	0.26	2555	4	19	9.28	1.5	1.02
2.1	0.13	53	30	0.58	23	1.98	1.8	2635 ±39	0.1714	1.1	2571	19	-2	11.93	2.1	0.91
5.1	0.03	739	560	0.78	290	2.193	1.5	2422 ±30	0.17154	0.31	2573	5	6	10.78	1.5	1.00
6.1	0.03	219	136	0.64	93.4	2.019	1.5	2593 ±33	0.172	0.53	2577	9	-1	11.74	1.6	0.90
1.1	0.20	49	33	0.69	20.8	2.018	1.9	2594 ±40	0.172	1.2	2578	20	-1	11.75	2.2	0.80
7.2	0.07	218	119	0.56	87.8	2.139	1.5	2473 ±32	0.17217	0.55	2579	9	4	11.1	1.6	0.91
4.1	0.03	117	69	0.61	50.8	1.979	1.6	2637 ±35	0.1728	0.7	2585	12	-2	12.04	1.8	0.90
9.1	0.09	1161	505	0.45	457	2.183	1.5	2431 ±30	0.17287	0.27	2586	4	6	10.92	1.5	1.0
10.2	0.01	204	66	0.34	84.1	2.084	1.5	2527 ±32	0.17304	0.53	2587	9	2	11.45	1.6	0.90
2.2	0.01	267	149	0.58	113	2.023	1.5	2589 ±32	0.17313	0.47	2588	8	0	11.8	1.6	1.01
9.2	0.23	208	100	0.50	80.6	2.219	1.5	2398 ±31	0.1733	0.61	2590	10	8	10.77	1.7	0.91
8.1	0.11	48	37	0.79	20.4	2.032	1.8	2579 ±39	0.1736	1.1	2592	19	1	11.77	2.2	0.90
5.2	0.10	256	123	0.49	107	2.07	1.5	2541 ±32	0.17373	0.5	2594	8	2	11.57	1.6	0.91
10.1	0.05	218	188	0.89	91.6	2.042	1.6	2570 ±33	0.17412	0.54	2598	9	1	11.76	1.7	0.90

Примечание. Ошибки 1σ. Pb_c и Pb* – обычный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в стандартной калибровке 0.41%. (1) Первичный Pb скорректирован на измеренный ^{204}Pb . D, % – процент дискордантности.

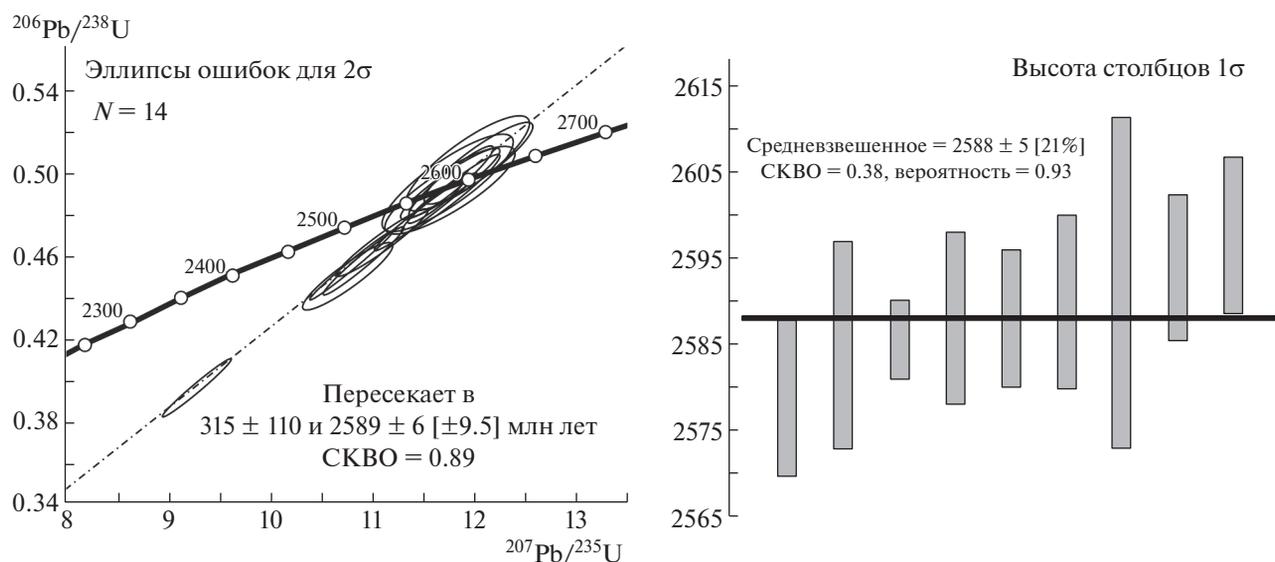


Рис. 4. Результаты U–Pb-датирования пробы 5450/653.

тесная пространственная сопряженность внутриплитного гранитоидного и ультрабазит-карбонатитового магматизма предполагают, что дубравинский карбонатитовый комплекс сформировался во внутриплитной обстановке. Подъем мантийного плюма привел к метасоматической проработке и последующему частичному плавлению сублитосферной мантии и внедрению обогащенных магм в кору. Контаминация щелочных мантийных расплавов в коре архейскими ТТГ привела, в конечном счете, к образованию сиенитовых расплавов в виде даек, секущих пироксениты и карбонатиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны члену-корреспонденту РАН А.Б. Котову (ИГГД РАН) за конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить настоящую статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00159 и госзадания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kursky T.M., Polat A.* Growth of Granite-greenstone Terranes at Convergent Margins and Stabilization of Archean Cratons // *Tectonophysics*. 1999. № 305. P. 43–73.
2. *Blichert-Toft J., Arndt N., Ludden J.* Precambrian Alkaline Magmatism // *Lithos*. 1996. № 37. P. 97–111.
3. *Tilton G.R., Bell K.* Sr-Nd-Pb Isotope Relationships in Late Archean Carbonatites and Alkaline Complexes: Applications to the Geochemical Evolution of Archean Mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. № 58. P. 3145–3154.
4. *Tichomirowa M., Grosche G., Götze J., Belyatsky B.V., Savva E.V., Keller J., Todt W.* The Mineral Isotope Composition of Two Precambrian Carbonatite Complexes from the Kola Alkaline Province – Alteration Versus Primary Magmatic Signatures // *Lithos*. 2006. № 91. P. 229–249.
5. *Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н.* Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // *ДАН*. 2007. Т. 415. № 3. С. 383–388.
6. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N., Zaitseva M.V., Korish E.H., Bazikov N.S., Terentiev R.A.* 2.6 Ga High-Si Rhyolites and Granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and Application for the Archean Palaeocontinental Correlations // *Precambrian Research*. 2019. № 322. P. 170–192.
7. *Бочаров В.Л., Фролов С.М.* Апатитоносные карбонатиты КМА // Воронеж, Изд-во “Петровский сквер”, 1993, 123 с.
8. *Альбеков А.Ю., Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Кузнецов В.С., Сальникова Е.Б., Холин В.М.* Изотопный U–Pb возраст апатитоносных карбонатитов Курского блока Воронежского кристаллического массива // *ДАН*. 2017. Т. 473. № 3. С. 320–321.
9. *Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Larionova Yu.O., Bazikov N.S., Tsybulyaev S.V.* A Buried Paleoarchean Core of the Eastern Sarmatia, Kursk Block: U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd Isotope Mapping and Paleotectonic Application // *Precambrian Research*. 2021. № 353. 106021.
10. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal’nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S.* The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Research*. 2018. № 311. P. 1–23.
11. *Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ва-

- албара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия и геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
12. *Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю.* Физико-химические условия метаморфизма магнетит-грюнерит-рибекитовых пород Приоскольского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2002. № 1. С. 95–103.
 13. *Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю.* Петрология недосыщенных калием метапелитов Воронежского кристаллического массива с рассмотрением парагенезиса оливин-жидрит-ортопироксен-гранат магнетит // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 283–311.
 14. *Chakhmouradian A.R.* High-field-strength Elements in Carbonatitic Rocks: Geochemistry, Crystal chemistry and Significance for Constraining the Sources of Carbonatites // Chem. Geol. 2006. № 235. P. 138–160.
 15. *Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.* Comparative *in situ* U-Th-Pb Geochronology and Trace Element Composition of Baddeleyite and Low-U Zircon from Carbonatites of the Palaeozoic Kovdor Alkaline-ultramafic Complex, Kola Peninsula, Russia // Gondwana Research. 2012. № 21. P. 728–744.
 16. *Gervasoni F., Klemme S., Rohrbach A., Grützner T., Berndt J.* Experimental Constraints on the Stability of Baddeleyite and Zircon in Carbonate- and Silicate-carbonate Melts // American Mineralogist. 2017. № 102. P. 860–866.
 17. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U-Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite // D.G. Gee, V.L. Pease (Eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society London Memoirs. 2004. № 30. P. 69–74.
 18. *Pirajno F.* Intracontinental Anorogenic Alkaline Magmatism and Carbonatites Associated Mineral Systems and the Mantle Plume Connection // Gondwana Research. 2015. № 27. P. 1181–1216.

THE ARCHAEOAN CARBONATITES AND ALKALINE ROCKS OF THE KURSK BLOCK, SARMATIA: AGE AND GEODYNAMICAL SETTING

**K. A. Savko^{a,b}, S. V. Tsybulyaev^a, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov^c, N. S. Bazikov^{a,#},
E. H. Korish^a, R. A. Terentiev^a, and V. V. Panevin^a**

^a Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation

^b Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Staryi Oskol Branch,
Staryi Oskol, Russian Federation

^c Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation

[#] E-mail: nickolass@yandex.ru

Neoarchaean intraplate granitoid (2.61 Ga) and carbonatite magmatism are established in the Kursk block of Sarmatia in close spatial association. Alkaline pyroxenites, carbonatites and syenites of the Dubravinsky complex are presented by two relatively large intrusions and some small plutons. They underwent amphibolite facies metamorphism at about ca. 2.07 Ga. The alkaline-carbonatite magmatism age is 2.59 Ga according to SIMS isotope dating of zircon from syenites. Close age and spatial conjugation allow to consider the Dubravinsky carbonatite complex to be formed in intraplate conditions. The mantle plume upwelling caused metasomatic alteration and consequent partial melting of sublithosphere mantle and enriched magmas intrusion into the crust. Contamination of alkaline mantle melts in the crust by Archaean TTGs caused syenites melts formation in form of dykes which dissect pyroxenites and carbonatites

Keywords: carbonatites, Archaean, geochronology

УДК 550.4:552.11(470.5)

ОРБИКУЛЯРНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА МАГМАТИЧЕСКОЙ ИМПРЕГНАЦИИ В ОФИОЛИТАХ

© 2021 г. В. Р. Шмелев¹*, В. Г. Котельников², М. В. Червяковская¹

Представлено академиком РАН Н.С. Бортниковым 28.12.2020 г.

Поступило 28.12.2020 г.

После доработки 26.01.2021 г.

Принято к публикации 01.02.2021 г.

В офиолитах Войкарского массива (Полярный Урал) установлены перидотиты необычного орбикулярного строения, отнесенные к импрегнированному типу образований. Орбикулы этих пород сложены вторичным клинохлор-диопсидовым агрегатом, содержащим зерна первичного клинопироксена и паргасита. Морфология и состав орбикул позволяют относить их к сегрегациям (глобулам) расплава в оливиновой матрице перидотитов, испытавшим частичную кристаллизацию *in situ*. Согласно результатам геохимического моделирования, эти расплавы имели переходные к бонинитам характеристики, отвечающие надсубдукционным условиям. Формирование орбикулярных перидотитов было сопряжено с процессом блокировки межзерновых каналов миграции просачивающихся базальтоидных расплавов.

Ключевые слова: офиолиты, Войкарский массив, дуниты, орбикулярные структуры, импрегнация, “замороженные” расплавы

DOI: 10.31857/S2686739721050182

Горные породы с экзотической орбикулярной текстурой могут иметь различное происхождение, обусловленное неравновесной кристаллизацией и смешением расплавов, диффузией, реакционным взаимодействием и другими причинами [1]. Среди ультраосновных пород офиолитовых комплексов хорошо известны орбикулярные (нодулярные) дуниты и хромититы, образование которых соотносится с воздействием на мантийные перидотиты просачивающихся бонинитовых расплавов [2]. В офиолитах Полярного Урала [3, 4], наряду с ними, впервые было установлено присутствие отличных по составу и строению пород, названных орбикулярными перидотитами. Их детальное петрологическое изучение свидетельствует о первично магматической природе этих образований.

Орбикулярные перидотиты были обнаружены В.Г. Котельниковым в Войкарском офиолитовом массиве, в зоне контакта мантийных перидотитов с хромититами Кэршорского проявления и пород расслоенного клинопироксенит-габбрового комплекса (рис. 1). Более детальное изучение позво-

лило установить, что эти породы образуют мало-мощные (первые метры?) прослои и шширообразные обособления в дунитах, находящихся в основании расслоенного комплекса. Совместно с ними в разрезе присутствуют жилы- и пластообразные тела плагиоперидотитов и троктолитов полосчатого и такситового строения. Ориентировка шшировидности в этих породах преимущественно конформна контакту с мантийными перидотитами.

Вмещающие дуниты имеют гипидиоморфно-зернистую структуру, образованную агрегатом крупных зерен оливина и аксессуарного хромшпинелида. С появлением ксеноморфно-таблитчатых зерен (шширов) клинопироксена и/или плагиоклаза они переходят в диопсидсодержащие дуниты и плагиоперидотиты без изменения структуры оливиновой матрицы. По плагиоклазу псевдоморфно развивается сосюрит; его замещения хлоритом [5, 6] с образованием зональных агрегатов не установлено. Орбикулярные перидотиты подобны вмещающим дунитам, отличаясь присутствием многочисленных (до 10–30% объема породы) небольших (0.5–3 мм) округлых, эллипсоидных и ксеноморфных обособлений — орбикул (глобул) зонального строения, сложенных преимущественно вторичными минералами. В зависимости от положения в разрезе они характеризуются следующими особенностями строения.

¹ Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: shmelev@igg.uran.ru

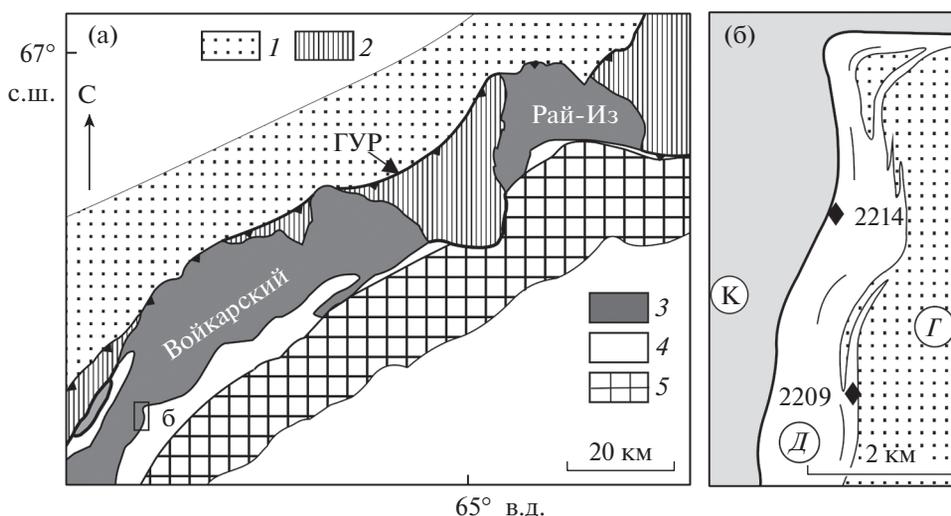


Рис. 1. Тектоническая схема офиолитовых массивов Полярного Урала (а) и фрагмент строения зоны контакта мантийных перidotитов и габбро Войкарского массива (б). а: 1 – палеозойские осадочные толщи; 2 – докембрийские (?) образования; 3 – мантийные перidotиты; 4 – дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс; 5 – Собский габбро-диорит-тоналитовый комплекс (D₁₋₃). ГУР – Главный Уральский разлом. б: индексы в кружках: дуниты переходного комплекса (Д), габбро (Г) и хромиты Кэршорского проявления (К). Залитые ромбы с номерами – положение орбикулярных перidotитов.

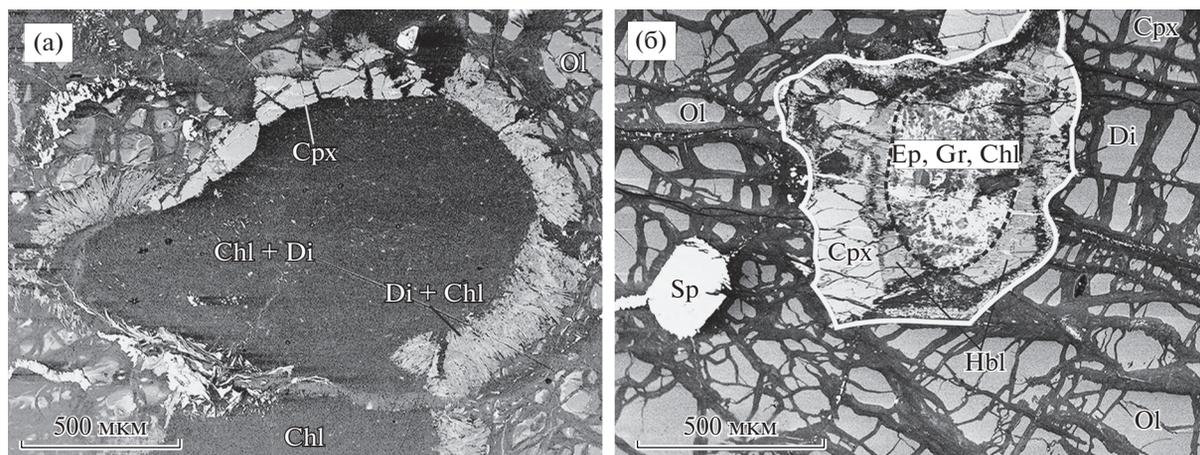


Рис. 2. Микростроение орбикулярных перidotитов Войкарского массива (изображение в отраженных электронах). а – перidotит с орбикулой каплевидной формы, состоящей из хлоритового ядра с каймой вторичного диопсида и раннего клинопироксена (обр. 2214); б – перidotит с орбикулой футляровидного строения, выполненной диопсид-хлоритовой и клинопироксен-паргаситовой каймами; ядро образовано агрегатом эпидот-гроссуляр-клинохлорового состава (обр. 2009). Обозначения на рисунке: Ol – оливин, Chl – хлорит, Di – диопсид (вторичный), Cpx – клинопироксен (первичный), Hbl – амфибол (паргасит), Sp – шпинель, Ep, Gr – эпидот, гроссуляр.

В перidotитах западной (нижней) части разреза, находящихся вблизи контакта с мантийными ультрабазитами (рис. 1б, обр. 2214), преобладает относительно простое строение орбикул с ядром, сложенным мелкочешуйчатым (пятнистым) агрегатом хлорита с тонкими разноориентированными пластинками диопсида (рис. 2а). На границе с оливином ядро окружено узкой (50–80 мк) каймой поперечно-шестоватого диопсида в тонком сростании с хлоритом. В составе кайм также отмечаются участки, сложенные обычным диоп-

сидом (рис. 2а), идентичным клинопироксену в матрице дунитов. Орбикулы нередко сливаются в более крупные обособления.

В перidotитах восточной (верхней) части разреза, расположенных вблизи контакта с габброидными (рис. 1б, обр. 2209), картина строения усложняется появлением зональных орбикул с внешней тонкой хлорит-диопсидовой оторочкой, которая “сменяется” к центру каймой клинопироксена, а затем амфибола (паргасита); центральная часть орбикул сложена здесь агрегатом хлори-

та, эпидота, гроссуляра и серпентина (рис. 26). Амфибол не только присутствует в диопсид-хлоритовом матриксе орбикул, но также образует включения в зернах шпинели.

Минералогия перидотитов характеризуется следующими особенностями. Оливин отвечает форстериту (Fo_{87-90}), а ранний клинопироксен диопсиду ($X_{Mg} = 91-94$) с умеренными содержаниями глинозема (2.2–4.2%) и оксида хрома (0.4–1.3%). Вторичный диопсид орбикул более магниален ($X_{Mg} = 94-97.5$) и обеднен элементами примесей. Амфибол отвечает паргаситу с высокими содержаниями глинозема (12.8–13.8%). Плаггиоклаз представлен битовнитом (An_{80-84}), а хлорит магниальным клинохлором. Шпинель перидотитов относится к обычному умеренно глиноземистому (21–23% Al_2O_3) и магниальному ($X_{Mg} = 40-60$) типу. В орбикулярных разновидностях она является более низкохромистой ($X_{Cr} = 37-45$) и малотитанистой (0.05–0.35% TiO_2), в сравнении со шпинелью дунитов и плаггиоперидотитов. В целом шпинель демонстрирует пологий тренд вариаций составов, в отличие от шпинели с “бонинитовым” трендом в дунитах и жильных пироксенитах мантийной части разреза (рис. 3).

В петрохимическом отношении орбикулярные перидотиты сопоставимы с диопсидсодержащими дунитами, обнаруживая невысокие содержания глинозема (1.25–2.34%), оксида кальция (0.7–1.79%) и стронция (4.6–7.0 г/т). Для них устанавливается пологий субхондритовый тип распределения РЗЭ. Плаггиоперидотиты отличаются повышенным (30–60 г/т) содержанием стронция и положительной Eu-аномалией (рис. 4а).

Клинопироксен демонстрирует общее высокое содержание РЗЭ с положительным наклоном ($La_N/Yb_N = 0.03-0.20$) спектров распределения элементов. При этом первичный клинопироксен орбикул обнаруживает пониженный уровень средних и тяжелых лантаноидов; паргасит обладает подобным распределением РЗЭ (рис. 4а). В целом состав изученных клинопироксенов оказывается близок таковому в жильных дунитах, пироксенитах и породах расслоенной серии Войкарского массива [7, 9].

Геохимическое моделирование показывает, что редкоземельные составы расплавов, равновесные с клинопироксеном перидотитов, обладают сходством с составами океанических базальтоидов Войкарской офиолитовой ассоциации. При этом расплавы равновесные с клинопироксеном и амфиболом орбикул демонстрируют переходные к бонинитам характеристики (рис. 4б). В сравнении с N-MORB базальтами все модельные расплавы имеют повышенный уровень Rb, Ba, Th, Pb, Sr и пониженный Zr, что согласуется с

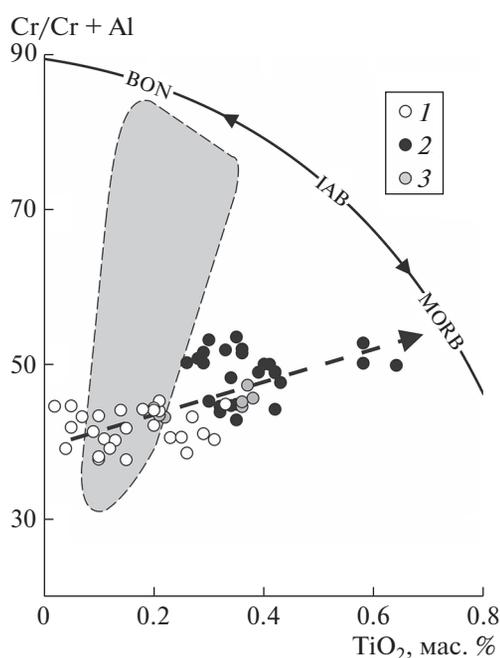


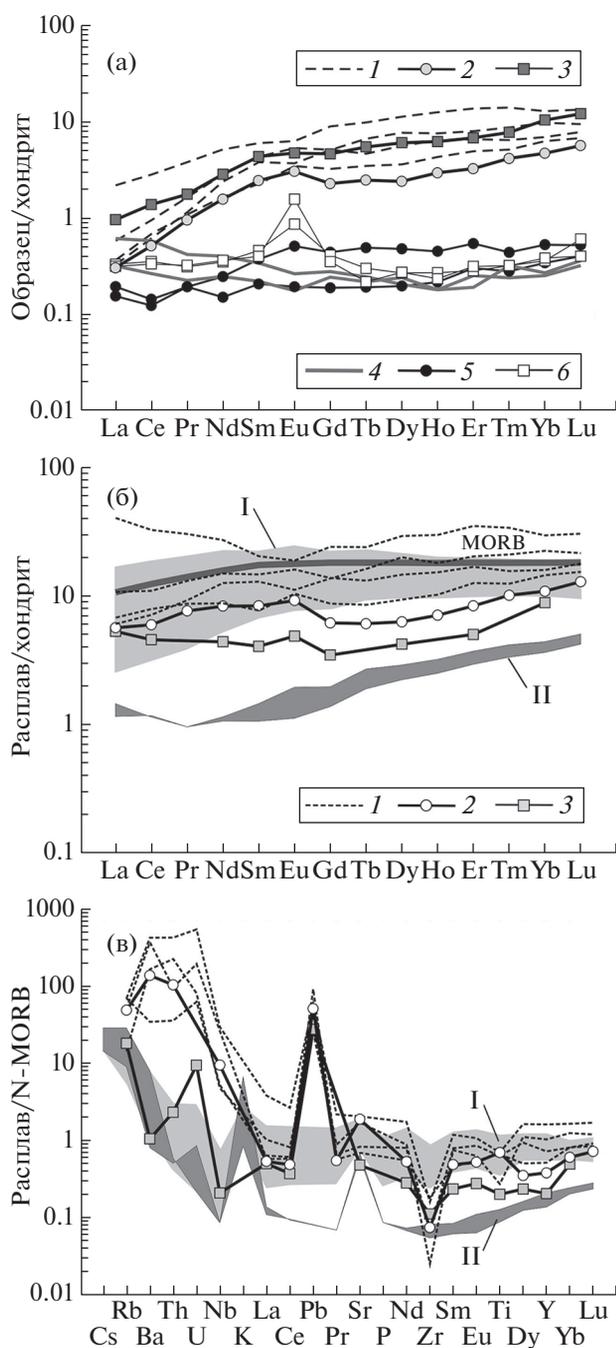
Рис. 3. Состав шпинели в перидотитах расслоенного комплекса Войкарского массива. 1 – орбикулярные перидотиты, 2 – дуниты, 3 – плаггиоперидотиты. Затененная область – поле составов шпинели в дунитах, клинопироксенитах и вебстеритах мантийного разреза офиолитов Полярного Урала [4, 7]. BON, IAB, MORB – состав шпинели в бонинитах, базальтах островных дуг и океанических базальтах по [8] соответственно. Пунктиром показан тренд вариаций составов шпинели.

надсубдукционной природой офиолитов Войкарского массива [4, 6, 12].

Проведенное изучение перидотитов переходной зоны Войкарского массива позволяет сделать следующие выводы.

(1) Орбикулярные перидотиты структурно конформны диопсидсодержащим дунитам и плаггиоперидотитам, что свидетельствует о сопряженности их формирования. Они подобны жильным пироксенитам и габбро в подстилающих мантийных перидотитах массива, являясь, очевидно, как и последние, результатом магматической импрегнации субстрата под воздействием просачивающихся базальтоидных расплавов [7].

(2) Орбикулярные обособления относятся к гетерогенным образованиям, состоящим из хлорит-диопсидового “мезостазиса” с включениями зерен первичного диопсида и амфибола. Мезостазис не обнаруживает признаков замещения ранних минералов (например, плаггиоклаза). Овальная морфология, плавные границы орбикул и элементы ранней зональности в них (клинопироксен-паргасит) позволяют рассматривать орбикулы как сегрегации (глобулы) расплава в



оливиновой матрице, испытавшие частичную кристаллизацию *in situ*.

(3) Импрегнация перидотитов (дунитов) осуществлялась под воздействием MORB-подобных надсубдукционных расплавов, что подтверждается вариациями составов шпинели и результатами геохимического моделирования. Вместе с тем расплавы, равновесные с клинопироксеном и амфиболом орбикул, демонстрируют переходные к бонинитам характеристики состава (рис. 4б, 4в).

В целом орбикулярные перидотиты являются полигенными породами, возникшими при импрегнации дунитов переходного комплекса офиолитов проторасплавами и продуктами их кристаллизации. Присутствие орбикулярных сегрегаций необычно для перидотитов, но согласуется с данными о существовании “замороженных” расплавов (frozen melts) базитового состава в разрезах офиолитов [14]. Появление орбикул очевидно следует связывать с нарушением режима инфильтрации вследствие изменения состава, вязкости расплавов (при смешении) и их флюидонасыщенности. Благодаря этому происходила блокировка (закупорка) межзерновых каналов миграции с образованием “тромбов” (орбикул) расплава в оливиновой матрице. Низкотемпературный метаморфизм способствовал изменению состава и структуры орбикулярных перидотитов – проторасплав орбикул был преобразован в стекловатый диопсид-клинохлоровый мезостазис зонального строения, а оливин серпентинизирован. Определенное сходство с данным типом пород обнаруживают субвулканические ультрамафиты Платиноносного пояса Урала [15], однако в последних проторасплав, очевидно, имел интеркумулусную, а не импрегнационную природу.

Таким образом, в перидотитах Войкарского офиолитового массива на Полярном Урале впервые обнаружены свидетельства существования просачивающихся “замороженных” расплавов. Выделяемые орбикулярные перидотиты следует относить к особому типу импрегнированных расплавом пород в офиолитах, формирование которых было сопряжено с надсубдукционной обстановкой.

Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в породах, минералах (а) и модельных расплавах, равновесных с клинопироксеном и амфиболом перидотитов (б, в). Содержания нормированы к хондриту и базальту N-MORB [10]. а: 1 – клинопироксен в матрице дунитов и орбикулярных перидотитов, 2, 3 – клинопироксен и амфибол орбикул соответственно, 4 – дуниты (диопсидсодержащие), 5 – орбикулярные перидотиты, 6 – плагиоперидотиты. Концентрации элементов в породах определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на установке ELAN 9000. Микроэлементный состав минералов определен методом лазерной абляции в Институте геологии и геохимии УрО РАН [11]. б: 1 – расплавы равновесные с клинопироксеном матрицы дунитов и орбикулярных перидотитов, 2, 3 – расплавы равновесные с клинопироксеном и амфиболом орбикул соответственно. I, II – области составов базальтов и бонинитов Войкарской офиолитовой ассоциации [12]. Модельные расплавы рассчитаны на основе коэффициентов разделения элементов [13]. в: мультиэлементная диаграмма с нормализацией содержаний к базальту N-MORB типа. Обозначения соответствуют рис. 4б.

БЛАГОДАРНОСТИ

Аналитические исследования проведены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, сотрудникам которой авторы выражают благодарность.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственной темы (№№ АААА-А18-118052590029-6 и АААА-А18-118053090045-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Leveson D.J.* // Geological Society of America Bulletin. 1966. V. 77. P. 409–426.
2. *González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., et al.* // Lithos. 2014. V. 189. P. 140–158.
3. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.
4. *Шмелев В.Р.* // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649–672.
5. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема формирования офиолитов. М.: Наука, 1984. 212 с.
6. *Шарков Е.В., Чистяков, А.В., Лазыко Е.Е.* // Геохимия. 2001. № 9. С. 915–932.
7. *Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., et al.* // J. Petrol. 2011. V. 52. № 12. P. 2483–2521.
8. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., et al.* // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 36–53.
9. *Pertsev A.N., Savelieva G.N., Simakin S.G.* // Ofioliti. 2003. № 28. P. 33–41.
10. *Sun S.S., McDonough W.F.* // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Sp. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
11. *Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л.* // Ежегодник-2019. Тр. ИГГ УрО РАН. 2020. Вып. 167. С. 144–146.
12. *Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K-P., et al.* // Z. dt. Ges. Geowiss. 2012. V. 163/1. P. 9–42.
13. *Bedard J.H.* // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 747–771.
14. *Müller T., Koepeke J., Garbe-Schönberg C.-D., et al.* // Lithos. 2017. V. 272–273. P. 31–45.
15. *Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* // Зап. ВМО. 1990. Вып. 1. Ч. 119. С. 51–62.

ORBICULAR PERIDOTITES OF THE POLAR URALS: NEW EVIDENCE OF MAGMATIC IMPREGNATION IN THE OPHIOLITES

V. R. Shmelev^a, V. G. Kotelnikov^b, and M. V. Chervyakovskaya^a

^a Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation

^b A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation

[#] E-mail: shmelev@igg.uran.ru

Presented by Academician of the RAS December 28, 2020

In the ophiolites of the Voikar massif (Polar Urals), peridotites of an unusual orbicular structure were found, attributed to the impregnated type of rocks. Orbicules of these rocks are composed of a secondary clinocllore-diopside aggregate containing grains of primary clinopyroxene and pargasite. The morphology and composition of the orbicules make it possible to attribute them to segregations (globules) of the melt in the olivine matrix of peridotites, having experienced partial crystallization *in situ*. According to the results of geochemical modeling, these melts had characteristics transitional to boninites, corresponding to supra-subduction conditions. The formation of orbicular peridotites was associated with the process of blocking intergranular migration channels of the percolating basaltic melts.

Keywords: ophiolites, Voikar massif, dunites, orbicular structures, impregnation, “frozen” melts,

УДК 550.343.6

ДЕФИЦИТ СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ КАК ИНДИКАТОР ПОСТСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОСКАЛЬЗЫВАНИЯ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОН СУБДУКЦИИ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин¹, И. А. Воробьева^{1,*},
С. В. Баранов^{1,2}, член-корреспондент РАН В. О. Михайлов^{3,4}

Поступило 04.12.2020 г.
После доработки 21.01.2021 г.
Принято к публикации 22.01.2021 г.

Демонстрируется относительное снижение доли сильных афтершоков в первые дни после землетрясений в зонах субдукции и показана связь этого явления с асейсмичным сбросом напряжений.

Ключевые слова: зоны субдукции, сильные землетрясения, постсейсмические деформации, афтерслип, афтершоки

DOI: 10.31857/S2686739721050170

Известно, что землетрясения сопровождаются постсейсмическими процессами, которые начинаются сразу после основного толчка и проявляются в афтершоках и асейсмических деформациях [1, 2]. Если косейсмическая подвижка происходит практически мгновенно, то постсейсмические движения, обусловленные релаксационными процессами, могут продолжаться годы и охватывать территории в тысячи километров после сильнейших землетрясений. Связанные с этими процессами смещения наблюдаются на земной поверхности и могут быть измерены методами наземной и спутниковой геодезии. Главными движущими механизмами постсейсмической деформации являются вязкоупругая релаксация напряжений в коре и верхней мантии Земли и постсейсмическое проскальзывание (афтерслип), отражающее фрикционные свойства контакта тектонических плит в очаговой зоне сильного землетрясения. Афтерслип может проявляться в виде

афтершоков и/или медленного асейсмического проскальзывания (крипа) [3, 4].

Постсейсмические движения тесно связаны с афтершоковыми процессами [1], в частности, скорость деформаций затухает гиперболически как $1/t$ и может быть, как и частота афтершоков, аппроксимирована законом Омори [5]. При этом рядом исследователей было показано, что афтершоки ответственны за очень малую часть постсейсмических деформаций, не более нескольких процентов [6].

В настоящее время роль афтерслипа и вязкоупругой релаксации в постсейсмических деформациях является предметом интенсивного изучения, однако, несмотря на ряд выполненных исследований [1, 2, 7–9], окончательной теории здесь пока не выработано. Особый интерес представляет период непосредственно после основного толчка, так как данные GPS часто фиксируются один раз в сутки, что недостаточно для надежной регистрации движений земной поверхности и разделения косейсмического и постсейсмического смещения [10].

В настоящей работе мы используем анализ магнитудно-частотных распределений афтершоков во времени. В ряде работ [11, 12] была доказана связь формы графиков повторяемости с типом деформаций и сейсмическим сцеплением, в частности, показано, что значительное асейсмическое проскальзывание (крип) вызывает дефицит сильных событий и приводит к загибу графика повторяемости. На примере трех сильных землетрясений в зонах субдукции мы покажем, что имеется дефицит сильных афтершоков в области

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия

² Кольский филиал Федерального Исследовательского Центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, Апатиты, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: vorobiev@mitp.ru

погружающейся плиты (в слабе) в начальной постсейсмической стадии, что свидетельствует о значительном афтерслипе. В этом контексте афтерслип подобен крипу, представляющему собой асейсмическое движение вдоль разлома, с той лишь разницей, что постсейсмическое скольжение возникает в результате землетрясения.

Мы анализируем афтершоки Кроноцкого землетрясения на Камчатке, 1997 г., $M_w7.8$; Симуширского землетрясения на Курильских островах, 2006 г., $M_w8.3$ и землетрясения Тохоку в Японии, 2011 г., $M_w9.0$. Афтершоки в слабе из каталога ANSS с $M \geq 4.7$ показаны на рис. 1а–с. События, произошедшие на Тихоокеанской плите восточнее глубоководных желобов (включая второе Симуширское землетрясение 11.01.2007 $M_w8.1$), а также поверхностные события материковой Японии удалены. Длительность афтершоковой последовательности определяется по выходу сейсмичности на фоновый уровень. В районе Тохоку до сих пор наблюдается повышенный уровень сейсмической активности, поэтому для него исследуем интервал времени в 3000 дней; после Симуширского землетрясения – в 1000 дней. После Кроноцкого землетрясения активность падает до уровня фона в течение месяца, и мы исследуем 30 дней.

Рост магнитуды афтершоков и числа сильных событий во времени наблюдается для всех трех землетрясений (рис. 1 а–с). Графики повторяемости ранних афтершоков также показывают недостаток сильных событий по сравнению с поздними афтершоками, что проявляется в большем наклоне, наблюдаемом для сильных ранних афтершоков (рис. 1 а–с). Таким образом, распределение ранних афтершоков по магнитуде имеет черты, характерные для зон со значительным асейсмическим проскальзыванием. Недостаток сильных событий проявляется в различные временные отрезки, примерно 10 дней после землетрясений Тохоку и Симуширского, и 0.3 дня после Кроноцкого. Загиб графика повторяемости также происходит на различной магнитуде: около $M6$ после Тохоку, $M5.5$ после Симуширского и $M5$ после Кроноцкого. Различие может объясняться особенностями строения зоны субдукции в очаговых зонах исследуемых землетрясений.

Значительные асейсмические смещения были зафиксированы для всех трех исследуемых землетрясений [6, 9, 13, 14], однако вклад афтерслипа и вязкоупругой релаксации все еще остается предметом дискуссии. В случае Симуширского землетрясения модель вязкоупругой релаксации с аномально низкой вязкостью астеносферы 2×10^{17} Па с объясняет наблюдаемые смещения, но в отличие от модели афтерслипа не согласуется с постсейсмическими изменениями гравитационного поля по моделям спутников GRACE [13]. Анализ пост-

сейсмических деформаций землетрясения Тохоку показывает, что в начальной стадии процесса основной вклад дает афтерслип, а вязкоупругая релаксация играет второстепенную роль [9, 14].

Лей и Канамори и соавт. [15] предложили модель гетерогенного межплитового сцепления на запертых участках зон субдукции (рис. 2). Были выделены обширные области сильного сцепления, так называемые аспериты, в которых происходят большие косейсмические подвижки; зоны стабильного асейсмического слипа (зоны низкого сцепления); а также зоны условно-стабильного проскальзывания (небольшие изолированные аспериты), которые проявляют сейсмическую активность преимущественно после значительных сейсмических смещений в прилежащих зонах сильного сцепления (афтершоки). В межсейсмический период в таких областях могут наблюдаться повторяющиеся землетрясения (repeating earthquakes). Эффективность модели гетерогенного сцепления в зонах субдукции [15] была показана при изучении постсейсмических деформаций сильнейших землетрясений Тохоку, Япония, $M_w9.0$ [14, 16], и Мауле, Чили, $M_w8.8$ [4].

При сильном землетрясении происходит разрушение большой зоны сцепления, однако область постсейсмических деформаций значительно превышает размеры области больших косейсмических подвижек, захватывая обширные зоны слабого сцепления, где происходит постсейсмическое проскальзывание (рис 2) и сосредоточено большинство афтершоков [6, 14]. В начальной стадии постсейсмического процесса под воздействием высоких скоростей афтерслипа происходит загиб графика повторяемости афтершоков, отражающий дефицит сильных событий. В основе этого явления лежит эффект конечного размера – максимальная магнитуда афтершоков ограничена характерным размером небольших изолированных аспериты в областях слабого сцепления зоны субдукции. Со временем скорость афтерслипа падает, и распределение землетрясений по магнитуде принимает нормальную форму. Это явление подобно корреляции загиба графика повторяемости со скоростью крипа [11, 12].

Наш анализ показывает, что афтерслип играет определяющую роль в начальный период постсейсмического процесса, что согласуется с результатами других исследований [6, 9, 13, 14]. Характерная форма графика повторяемости ранних афтершоков свидетельствует о значительном асейсмическом проскальзывании, что может дополнительно увеличить вклад афтерслипа в наблюдаемые ранние постсейсмические движения. Медленные объемные деформации земной коры под воздействием вязкоупругой релаксации, по видимому, начинают преобладать на более поздних стадиях постсейсмического процесса [9, 14].

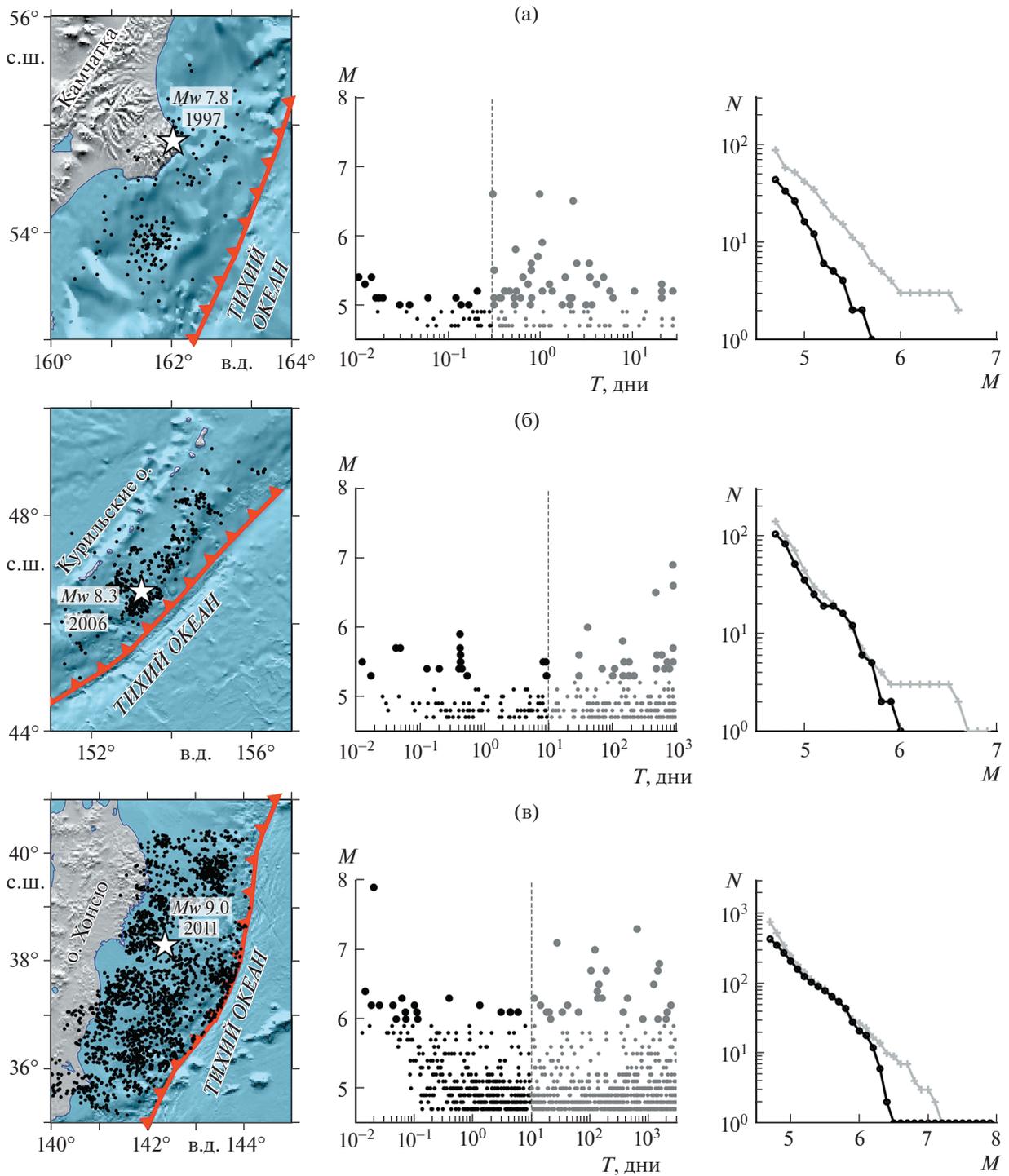


Рис. 1. Афтершоки трех сильных землетрясений (ANSS, $M \geq 4.7$). А) Кроноцкое, Камчатка 1997, $M_w 7.8$; В) Симуширское, Курильские острова 2006, $M_w 8.3$; С) Тохоку, Япония 2011, $M_w 9.0$. Карты афтершоков в слабе, временная последовательность магнитуды афтершоков и графики повторяемости ранних (черная линия, точки) и поздних (серая линия, +) афтершоков. Граница ранних афтершоков для каждого землетрясения отмечена штриховой линией.

Учет дефицита сильных событий непосредственно после основного толчка может быть полезен при моделировании афтершоковых последовательностей: игнорирование этого факта мо-

жет привести к неверной оценке вероятности повторных сильных землетрясений.

Характерные изменения графика повторяемости ранних афтершоков могут проявляться в раз-

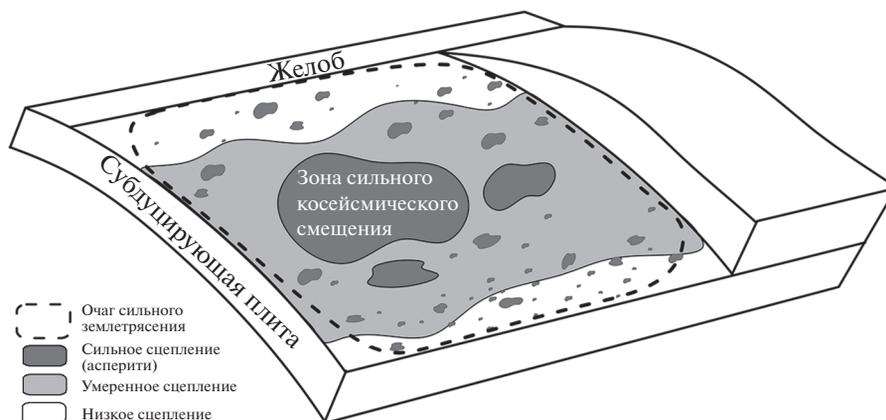


Рис 2. Гетерогенное межплитовое сцепление в зоне субдукции и модель очага сильного землетрясения.

ной степени и на различных временных интервалах, а после некоторых событий могут не проявляться вовсе; это определяется уникальным строением зоны субдукции в очаге конкретного сильного землетрясения. Однако мы предполагаем, что эффект должен, в той или иной степени, проявляться после сильнейших землетрясений, очаги которых простираются на сотни километров и захватывают всю ширину сейсмогенной области от океанического желоба до зоны пластических деформаций в глубине.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИТПЗ РАН по теме НИР № АААА-А19-119011490127-6 и при поддержке Мегагранта Министерства образования и науки № 14. W03.31.0033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Marone C.J., Scholtz C.H., Bilham R.* On the Mechanics of Earthquake Afterslip // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. Is. B5. P. 8441–52. <https://doi.org/10.1029/91JB00275>
2. *DeMets C.* Afterslip No Longer an Afterthought // *Nature*. 1997. № 386. Is. 6625. P. 549. <https://doi.org/10.1038/386549a0>
3. *Ozawa S., Nishimura T., Munekane H., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire.* Preceding, Coseismic, and Postseismic Slips of the 2011 Tohoku Earthquake, Japan // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B07404. <https://doi.org/10.1029/2011JB009120>
4. *Lin Y.-N. N., et al.* Coseismic and Postseismic Slip Associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula Barrier Effect // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 3142–3159. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50207>
5. *Wennerberg L., Sharp R.V.* Bulk-Friction Modeling of Afterslip and the Modified Omori Law // *Tectonophysics*. 1997. V. 277. P. 109–136. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00081-4)
6. *Bürgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M.* Rapid Aseismic Moment Release Following the 5 December 1997 Kronotsky Kamchatka Earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 1331–1334. <https://doi.org/10.1029/2000GL012350>
7. *Barbot S., Fialko Yu.* A Unified Continuum Representation of Post-seismic Relaxation Mechanisms: Semi-analytic Models of Afterslip, Poroelastic Rebound and Viscoelastic Flow // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 182. № 3. P. 1124–1140. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04678.x>
8. *Sun T., Wang K.* Viscoelastic Relaxation Following Subduction Earthquakes and its Effects on Afterslip Determination // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 1329–1344. <https://doi.org/10.1002/2014JB011707>
9. *Muto J., Moore J.D.P., Barbot S., Iinuma T., Ohta Y., Iwamori H.* Coupled Afterslip and Transient Mantle Flow after the 2011 Tohoku Earthquake // *Sci. Adv.* 2019. V. 5. № 9: eaaw1164. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1164>
10. *Twardzik, C., Vergnolle, M., Sladen, A. et al.* Unraveling the Contribution of Early Postseismic Deformation Using Sub-daily GNSS Positioning // *Sci Rep.* 2019. V. 9. P. 1775. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-39038-z>
11. *Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C.* Break of Slope in Earthquake Size Distribution and Creep Rate Along the San Andreas Fault System // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. № 3. P. 6869–6875. <https://doi.org/10.1002/2016GL069636>
12. *Vorobieva I.A., Soloviev A.A., Shebalin P.N.* Mapping of Interplate Coupling in the Kamchatka Subduction Zone from Variations in the Earthquake Size Distribution // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 484. № 2. P. 173–176. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19020077>

13. Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли пост-сейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.
14. Diao F., et al. Overlapping Post-seismic Deformation Processes: Afterslip and Viscoelastic Relaxation Following the 2011 Mw 9.0 Tohoku (Japan) Earthquake // Geophys. J. Int. 2014. V. 196. P. 218–229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt376>
15. Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Koper K.D., Hutko A.R., Ye L., Yue H., Rushing T.M. Depth-varying Rupture Properties of Subduction Zone Megathrust Faults // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. P. B04311 1–21. <https://doi.org/10.1029/2011JB009133>
16. Silverii F., Cheloni D., D'Agostino N., Selvaggi G., Boschi E. Post-seismic Slip of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake from GPS Observations: Implications for Depth-dependent Properties of Subduction Megathrusts // Geophys. J. Int. 2014. V. 198. P. 580–596. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu149>

DEFICIT OF LARGE AFTERSHOCKS AS AN INDICATOR OF AFTERSLIP IN THE SOURCES OF EARTHQUAKES IN SUBDUCTION ZONES

**Corresponding member of the RAS P. N. Shebalin^{a, #}, I. A. Vorobieva^{a, #}, S. V. Baranov^{a, b},
and Corresponding member of the RAS V. O. Mikhailov^{c, d}**

^a *Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *Federal research center Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

^c *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: vorobiev@mitp.ru*

We found a deficit of large aftershocks in the first days after earthquakes in subduction zones, and demonstrate a connection of this phenomenon with aseismic stress release

Keywords: subduction zone, large earthquakes, post-seismic deformation, afterslip, aftershocks

УДК 550.334

БЫСТРИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ (21.09.2020 г., $M_w = 5.4$): ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕРЕХОДА ОЧАГА В МЕТА-НЕСТАБИЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ

© 2021 г. С. А. Борняков^{1,2,*}, А. А. Добрынина^{1,2,3}, К. Ж. Семинский^{1,2}, В. А. Саньков^{1,2},
Н. А. Радзиминович¹, Д. В. Салко¹, А. Н. Шагун¹

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 22.01.2021 г.

Поступило 22.01.2021 г.

После доработки 01.02.2021 г.

Принято к публикации 02.02.2021 г.

Представлены результаты изучения Быстринского землетрясения 21 сентября 2020 г. в Южном Прибайкалье. Отражены его геодинамическая позиция, механизм и основные параметры очага. Приведены данные деформационного мониторинга, показывающие предшествующий землетрясению шестидневный аномальный рост деформаций горных пород. Показано, что сценарий развития деформационного процесса перед землетрясением аналогичен сценарию подготовки динамической подвижки разрыву при экспериментальном воспроизведении процесса прерывистого скольжения “stick-slip”. На основе подобия в реализации деформационных процессов в природе и в модели констатируется, что деформационная аномалия, проявившаяся непосредственно перед Быстринским землетрясением, представляет собой явление закономерное и может рассматриваться как его краткосрочный предвестник.

Ключевые слова: Южном Прибайкалье, Быстринское землетрясение, форшоки, афтершоки, механизм очага, деформационный мониторинг, мета-нестабильность, предвестник

DOI: 10.31857/S2686739721050042

Быстринское землетрясение с магнитудой $M_w = 5.4$ произошло 21 сентября 2020 г. в 18:04 по UTC. Эпицентр главного толчка Быстринского землетрясения (координаты $51^{\circ}77'$ с.ш., $103^{\circ}43'$ в.д. по данным Байкальского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (БФ ФИЦ ЕГС РАН) приурочен к Торско-Быстринской междувпадинной перемычке, в пределах которой сочленяются Главный Саянский и Тункинский разломы (рис. 1). Землетрясение было вызвано левосторонней сдвиговой подвижкой по плоскости СЗ-простираения с падением на юг, что согласуется с кинематикой Главного Саянского разлома. Ось сжатия в очаге горизонтальна и ориентирована СВ–

ЮЗ, ось растяжения наклонна (23°) и ориентирована СЗ–ЮВ.

Энергия основного толчка оценивается в 2.28×10^{17} Н м (по S-волнам) и в 6.05×10^{16} Н м (по P-волнам), моментная магнитуда равна 5.4, размеры очага составляют 2.10×0.68 км, смещение в очаге – 8 см, величина сброшенного напряжения – 3.55×10^6 Па. Расчет приведенных очаговых параметров производился по стандартной методике по спектру землетрясения, адаптированной для Байкальской рифтовой системы с учетом региональных характеристик затухания сейсмических волн [2, 6].

Быстринское землетрясение предвлялось 6 форшоками, сильнейшие из которых с энергетическим классом $K = 5.1$ произошли 9 и 18 сентября. За 3 нед. после землетрясения было зарегистрировано около 25 афтершоков, из которых 16 произошли в первые сутки после основного события.

Подготовка Быстринского землетрясения нашла отражение в данных деформационного мониторинга, проводимого на постоянной основе инструментальным комплексом (ИК) авторской

¹ Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

² Иркутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

³ Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: bornyak@crust.irk.ru

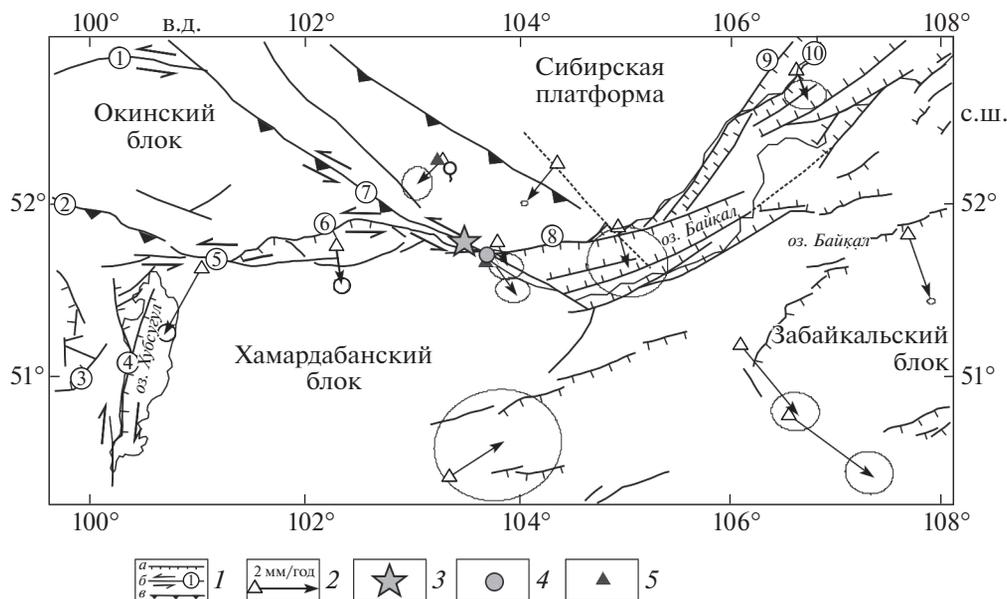


Рис. 1. Схема неотектонических структур южной части Байкальской рифтовой системы. 1 – активные разломы: *a* – сбросы, *b* – сдвиги, *v* – взбросы; 2 – векторы горизонтальных смещений земной поверхности по данным GPS измерений (по Deverchere et al., 2018); 3 – эпицентр Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. ($M = 5.4$); 4 – пункт деформационного мониторинга “Талая”; 5 – временные сейсмические станции. Цифрами в кружках обозначены главные активные разломы: 1 – Жомболокский, 2 – Южно-Окинский, 3 – Дархатский, 4 – Хубсугульский, 5 – Байкало-Мондинский, 6 – Тункинский, 7 – Главный Саянский, 8 – Обручевский, 9 – Приморский, 10 – Морской.

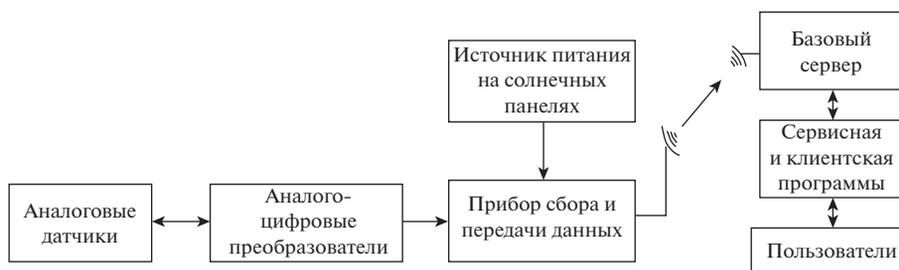


Рис. 2. Блок-схема инструментального комплекса для мониторинга геофизических параметров.

разработки в пункте “Талая”, расположенном на территории одноименной сейсмостанции “Талая” БФ ФИЦ ЕГС РАН, удаленной от эпицентра землетрясения на 18 км (рис. 1). Основное назначение ИК измерять и точно привязывать во времени показания с датчиков разного типа, записывать их во флэш-память с последующей передачей в режиме on-line по системе сотовой связи на удаленный базовый сервер. ИК-комплекс включает в себя прибор сбора и передачи данных (ПСПД), аналого-цифровые преобразователи (АЦП), аналоговые датчики, систему автономного питания, базовый сервер, а также серверную и клиентскую программы управления (рис. 2).

В ПСПД использована шина RS485, позволяющая одновременно подключить до 32 АЦП. Количество используемых датчиков определяется

количеством каналов АЦП. При одно- и двухканальном исполнении к ним может быть подключено 32 или 64 датчика соответственно.

Посредством ИК в пункте “Талая” проводится мониторинг деформаций горных пород пространственной сетью из десяти штанговых датчиков, расположенной в штольне (рис. 3). Штанговый датчик состоит из измерительного элемента, тензодатчика (1) и штанги из металлического квадратного профиля длиной 6 м (2), поддерживаемой подвижными упорами (3), исключаящими ее прогиб (рис. 4). Вся эта конструкция закреплена на бетонных тумбах (4), имеющих жесткое сцепление со скальным основанием (5).

За 6 дней до землетрясения восемь датчиков из десяти зарегистрировали изменение скорости накопления деформаций горных пород. Наиболее

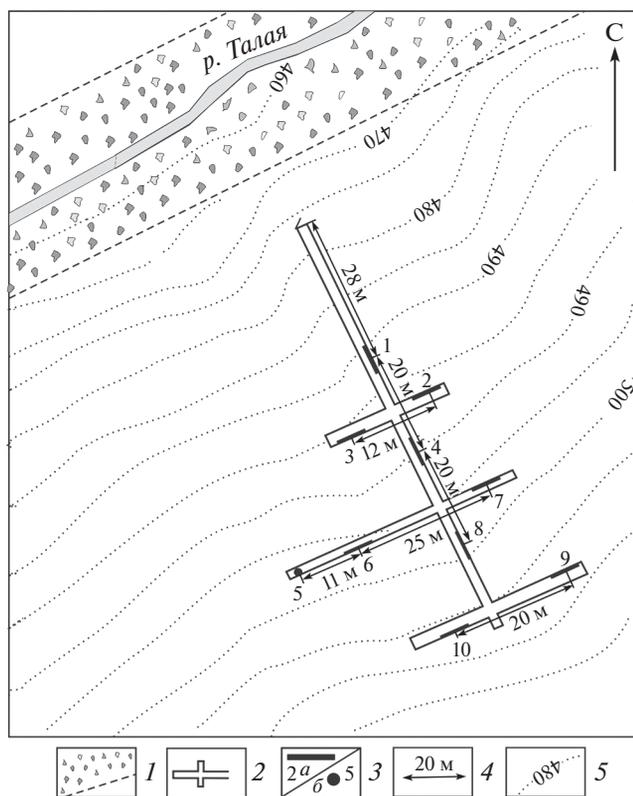


Рис. 3. Пространственная сеть штанговых датчиков в штольне пункта “Талая”. 1 – зона разлома; 2 – контуры штольни; 3 – штанговые датчики, расположенные горизонтально (а), вертикально (б) и их номера; 4 – расстояния между датчиками; 5 – изолинии рельефа с указанием высоты относительно уровня моря.

отчетливо аномальные изменения в деформационном процессе проявились на датчиках 1, 4 и 8, ориентированных на очаговую область. Для примера на рис. 2 приведен временной ряд деформаций, зарегистрированных датчиком 8 за период с 5 сентября по 2 октября 2020 г. Из графика видно, что с 5 по 16 сентября деформация в целом уменьшалась, а с 16 сентября начала возрастать. При этом по мере приближения к моменту землетрясения деформационный процесс развивался с ускорением, что следует из графика посуточного приращения деформации (рис. 5, врезка А). После землетрясения деформации снова стали уменьшаться с постепенным их выходом на фоновые значения (рис. 5).

Быстринское землетрясение представляет собой уникальный пример реализации модели “stick-slip” [5] в ее современной синергетической интерпретации, предложенной китайскими учеными на основе комплекса лабораторных экспериментов [7, 8]. Ими показано, что в нагруженной системе из двух контактирующих по разрыву блоков деформационный процесс, предшествующий реализации импульсной подвижки, развива-

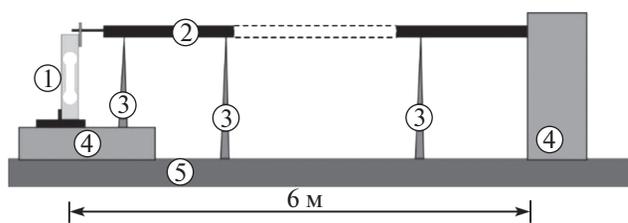


Рис. 4. Схема установки штангового датчика в штольне. Пояснения цифр 1–5 даны в тексте.

ется в рамках двух стадий. Первая, метастабильная стадия, начинается в момент достижения максимального значения нагрузки в точке А графика “нагрузка–время” (рис. 6). Ее переход во вторую, мета-нестабильную стадию начинается с началом снижения регистрируемой нагрузки за счет зарождения первичных изолированных микродефектов в плоскости межблокового контакта. Эта стадия по динамике развития деформационного процесса подразделяется на подстадии ранней и поздней мета-нестабильности (рис. 6). В первую подстадию происходит медленный спад напряжений за счет постепенного увеличения количества изолированных микродефектов. Во вторую подстадию, именуемую также “подстадией ускоренного синергизма”, деформационный процесс существенно ускоряется с последующим его переходом в динамическую подвижку. Синергизм проявляется в тот момент, когда квазистатическое состояние трансформируется в квазидинамическое благодаря кооперативному взаимодействию активных микродефектов через их быстрый рост и слияние между собой [7, 8].

Динамика развития деформационного процесса, зарегистрированного в пункте мониторинга “Талая” за 6 дней до землетрясения полностью укладывается в описанные выше представления о ранней и поздней мета-нестабильности в заключительную мета-нестабильную стадию эволюции его очага. Деформационный процесс в первую подстадию развивался (с 16 по 20 сентября) с медленным ускорением и существенно ускорился во вторую подстадию (20 сентября) с кратковременным замедлением непосредственно перед главным толчком, произошедшим 21 сентября (рис. 5).

Дополнительным аргументом в пользу вышеописанного могут служить характерные вариации информационной энтропии [1, 3], рассчитанной по временному ряду деформаций с окном 1 сут со смещением на 1 сут (рис. 7). Согласно приведенному графику, резкое снижение энтропии началось с 13 сентября, т.е. за два-три дня до начала роста деформаций (рис. 5). Это указывает на то, что в эти два-три дня происходило изменение динамического состояния разломно-блоковой среды в очаговой области и переход деформационно-

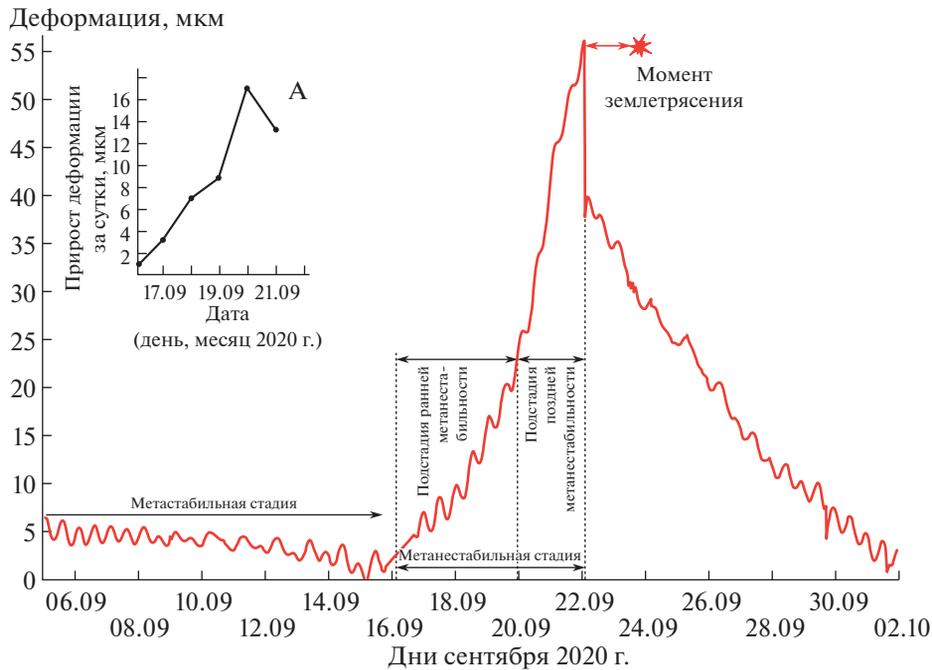


Рис. 5. График деформаций, зарегистрированных штанговым датчиком 8 с 5 сентября по 2 октября 2020 г. в штольне сейсмостанции “Талая”. На врезках: А – график посуточного прироста деформаций с 16 по 22 сентября 2020 г.; Б – отражение во временном ряду данных тремор подобного смещения перед Быстринским землетрясением.

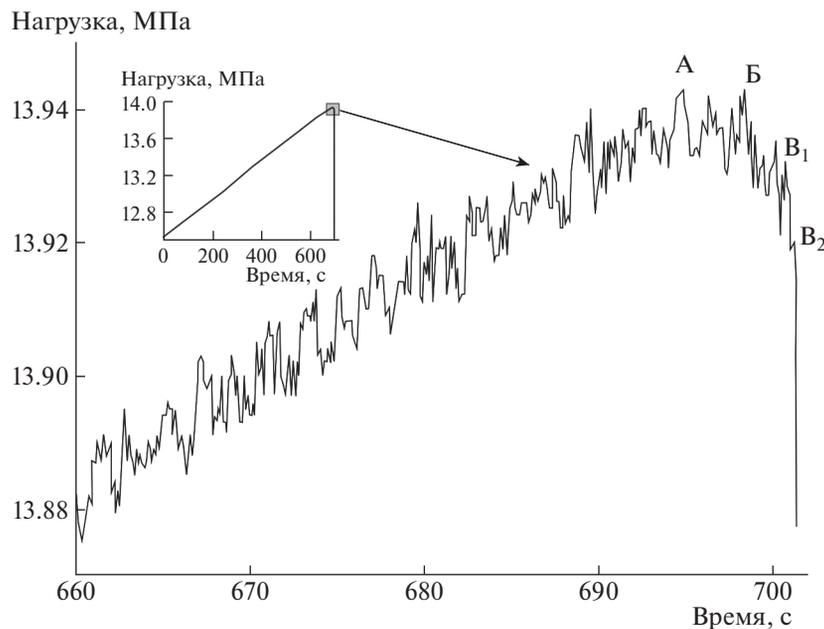


Рис. 6. Изменение во времени приложенной к модели нагрузки при моделировании процесса прерывистого скольжения “stick-slip”. Буквами А, Б, В₁, В₂ отмечены временные интервалы реализации метастабильной стадии (А–Б) и мета-нестабильной стадии (Б–В₂) с разделением последней на подстадии ранней (Б–В₁) и поздней (В₁–В₂) нестабильности.

го процесса из метастабильной стадии в мета-нестабильную.

Таким образом, в представленных результатах деформационного мониторинга отчетливо проявились признаки заключительной мета-нестабильной стадии подготовки Быстринского землетрясения, что позволяет особенности динамики развития предваряющих его аномальных деформаций рассматривать как возможный краткосрочный предвестник.

Таким образом, в представленных результатах деформационного мониторинга отчетливо проявились признаки заключительной мета-нестабильной стадии подготовки Быстринского землетрясения, что позволяет особенности динамики развития предваряющих его аномальных деформаций рассматривать как возможный краткосрочный предвестник.

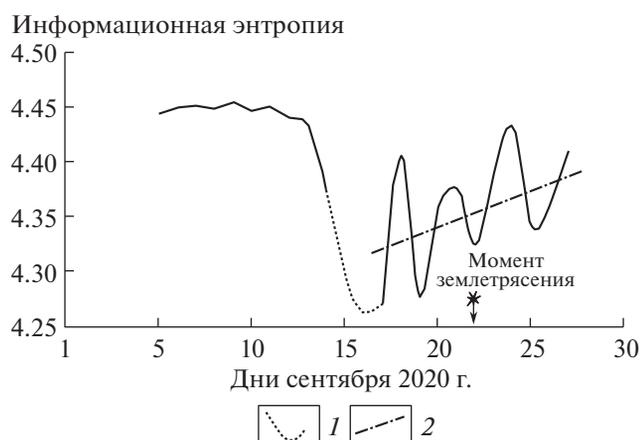


Рис. 7. Вариации информационной энтропии до и после Быстринского землетрясения. 1 – отсутствие данных; 2 – тренд изменения информационной энтропии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Байкальскому и Бурятскому филиалам Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”, КГБУ “Центр реализации мероприятий по природопользованию и охране окружающей среды Красноярского края”, Институту астрономии и геофизики Монгольской академии наук, а также Объединению научно-исследовательских сейсмологических институтов (Incorporated Research Institutions for Seismology) за предоставленные записи волновых форм землетрясений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и

BYSTRINSKY EARTHQUAKE IN THE SOUTHERN PRIBAIKALYE (21.09.2020, $M_w = 5.4$): GENERAL CHARACTERISTIC, BASIC PARAMETERS AND DEFORMATION SIGNS OF THE TRANSITION OF THE FOCI TO THE META-UNSTABLE STATE

S. A. Bornyakov^{a,b,#}, A. A. Dobrynina^{a,b,c}, K. Y. Seminsky^{a,b}, V. A. Sankov^{a,b}, N. A. Radziminovich^a, D. V. Salko^a, and A. N. Shagun^a

^a Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^b Irkutsk Research Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^c Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation

[#]E-mail: bornyak@crust.irk.ru

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev January 22, 2021

The article presents the results of the study of the Bystrinsky earthquake on September 21, 2020 in South Pribaikalya. The geodynamic position of the earthquake foci, its mechanism and basic parameters are reflected. The deformation monitoring data showing the six-day anomalous growth of rock deformations prior to the earthquake are given. It is shown that the scenario of the deformation process before the earthquake is similar to the scenario of preparing dynamic slip during the experimental reproduction of the intermittent “stick-slip” process. On the basis of similarity in the implementation of deformation processes in nature and in the model it is stated that the deformation anomaly, which appeared just before the Bystrinsky earthquake, is a regular phenomenon and can be considered as its short-term precursor.

Keywords: South Pribaikalya, Bystrinsky earthquake, forshocks, aftershocks, mechanism of foci, deformation monitoring, meta-instability, precursors

Государственного фонда естественных наук Китая в рамках научного проекта № 21-55-53019 с использованием Уникальной научной установки (УНУ) “Южно-Байкальский инструментальный комплекс для мониторинга опасных геодинамических процессов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бриллюэн Л. Научная неопределенность и информация. М.: Мир, 1966. 271 с.
2. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60–75.
3. Зубарев Д.Н., Морозов В.Г., Рёнке Г. Статистическая механика неравновесных процессов. М.: Физматлит, 2002. 431 с.
4. Салко Д.В., Борняков С.А. Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинамических полигонах // Приборы. 2014. № 6. С. 24–28.
5. Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a Mechanism for Earthquake // Science. 1966. V. 153. P. 990–992.
6. Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechelnitsky V.V., Déverchère J. Spatial Changes of Seismic Attenuation and Multiscale Geological Heterogeneity in the Baikal Rift and Surroundings from Analysis of Coda Waves // Tectonophysics. 2016. V. 675. P. 50–68.
7. Ma J., Sherman S.I., Guo Y.S. Identification of Meta-instable Stress State Based on Experimental Study of Evolution of the Temperature Field during Stick-slip Instability on a 5° Bending Fault. // Sci China Earth Sci. 2012. V. 55. P. 869–881.
8. Ma J., Guo Y., Sherman S.I. Accelerated Synergism along a Fault: A Possible Indicator for an Impending Major Earthquake // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. No 2. P. 87–99.

УДК 551.24

ОСАДОЧНЫЕ ВОЛНЫ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ В НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ КАРСКОГО МОРЯ

© 2021 г. Б. В. Баранов^{1,*}, академик РАН М. В. Флинт¹, Н. А. Римский-Корсаков¹,
С. Г. Поярков¹, К. А. Дозорова¹

Поступило 09.02.2021 г.
После доработки 10.02.2021 г.
Принято к публикации 11.02.2021 г.

По данным, полученным в 69-м, 72-м и 81-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2017, 2018 и 2020 г. в рамках программы ИО РАН “Экосистемы морей Сибирской Арктики”, впервые проведена реконструкция придонных течений на основании характера распределения осадочных волн в Новоземельской впадине Карского моря. Выделены поля осадочных волн, определена их ориентировка, морфология, высоты и длины волн и сделано заключение о том, что они формируются за счет придонных течений. Предполагается, что этими течениями являются склоновые потоки, образующиеся в результате каскадинга. Он может возникать в зимний период на шельфе при формировании плотной придонной воды, которая стекает вдоль наклонного дна в сторону Новоземельской впадины или при затоке более плотных Баренцевоморских вод в Карское море через пролив Карские ворота.

Ключевые слова: Карское море, Новоземельская впадина, морфология рельефа, осадочные волны, придонные течения, каскадинг

DOI: 10.31857/S2686739721050030

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Карского моря основными элементами общей циркуляции вод являются Ямальское течение, Восточно-Новоземельское течение и течение в трого Святой Анны, которые распространяются в основном, следуя изобатам. Отмечается, что сезонные и межгодовые вариации течений в верхнем перемешанном слое моря и, особенно, на глубинах изучены слабо, весьма переменчивы и поэтому необходимы дополнительные натурные и модельные исследования с целью рассмотрения их зависимости от внешних воздействий [3, 7].

Подобного рода натурные исследования включают в себя также изучение аккумулятивных форм рельефа, таких как осадочные волны. Известно, что характер распределения осадочных волн используется для реконструкции придонных течений [11], а склоновые плотностные потоки влияют на осадконакопление, формируя поля осадочных волн на подножье склона [9].

В настоящей работе реконструкция придонных течений на основании характера распределения осадочных волн впервые рассмотрена для Новоземельской впадины Карского моря, района, принципиально важного для взаимодействия бассейна с прилежащими районами Баренцева моря и глубоководной Арктики. Реконструкция сделана с использованием данных, которые были получены в 69-м, 72-м и 81-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2017, 2018 и 2020 г. соответственно. Экспедиции проводилась в рамках программы Института океанологии РАН “Экосистемы морей Сибирской Арктики” [5].

Региональная батиметрическая съемка, проведенная в рейсах, охватывала всю Новоземельскую впадину, детальная съемка была выполнена на полигонах в ее центральной части (рис. 1а). Галсы детальной съемки, в основном, располагались в субширотном направлении, расстояние между ними составляло 300–350 м. При съемке использовался однолучевой эхолот EA-600 фирмы “Kongsberg” с рабочей частотой 12 кГц, который также давал возможность получать данные о строении осадочного чехла до глубины в 20 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведенных исследований было установлено, что на всех батиметрических про-

¹ Институт океанологии им. П.П. Шишова
Российской академии наук, Москва, Россия
*E-mail: bbaranov@ocean.ru

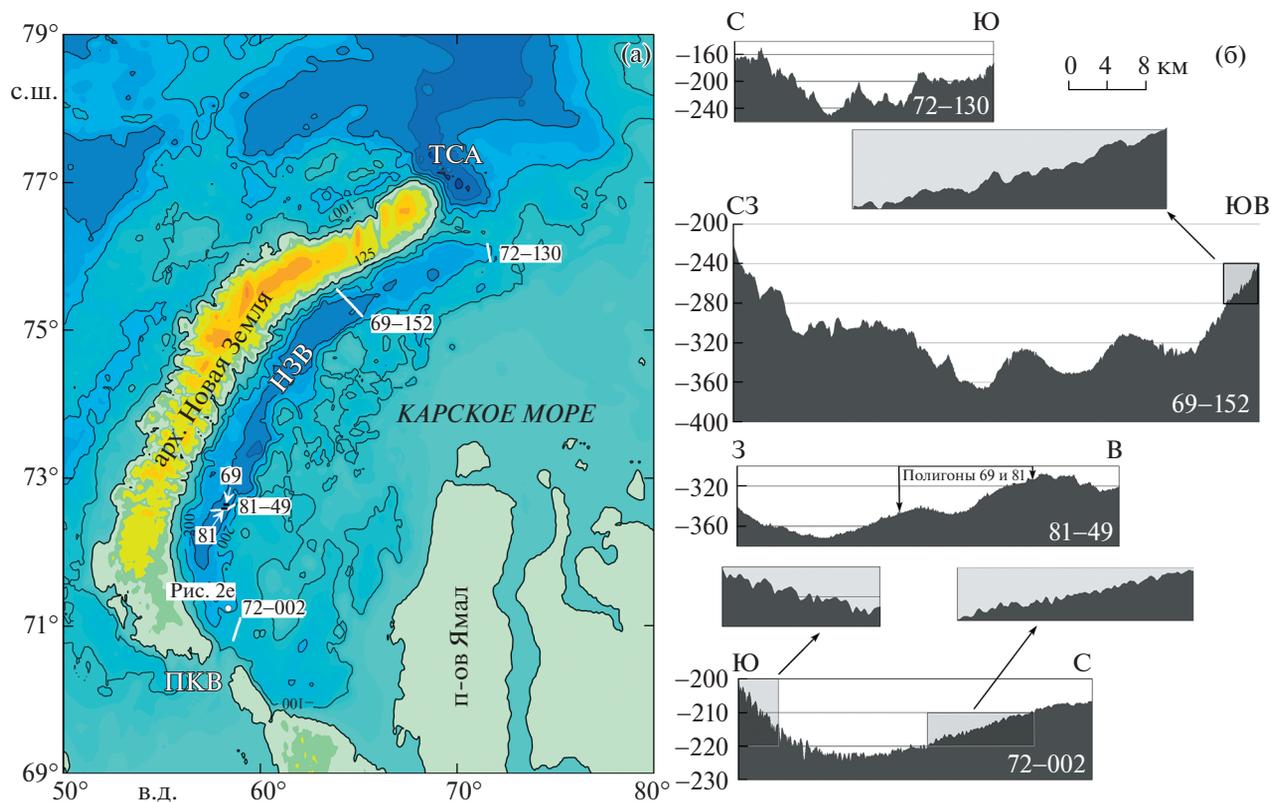


Рис. 1. (а) Батиметрическая карта Карского моря (грид GEBCO) с положением полигонов (черные прямоугольники) и батиметрических профилей (белые линии) с номерами. Изобаты проведены через 100 м. Белым кружком показано место получения эхограммы, приведенной на рис. 2е. Сокращения: ТСА – трог Святой Анны, НЗВ – Новоземельская впадина, ПКВ – пролив Карские Ворота. (б) Фрагменты батиметрических профилей, иллюстрирующие характер рельефа в Новоземельской впадине. Вертикальная шкала дана в метрах. Местоположение профилей показано рис. 1а. Для дальнейшего пояснения см. текст.

филях, пересекающих Новоземельскую впадину, в ее осевой части или на склонах наблюдаются холмистые поднятия различной размерности. Поперечные их размеры колеблются от 4 до 12 км, высота может достигать первых десятков метров, как, например, для поднятий, расположенных в осевой долине на профиле 72–130 и поднятий к юго-востоку от оси впадины на профиле 69–152 (рис. 1б). На нескольких параллельных галсах съемки удалось установить, что подобные поднятия ориентированы параллельно или под острым углом к простиранию впадины и ее склонов. В отсутствие сейсмических данных природа поднятий остается неопределенной, поскольку некоторые из них могут представлять собой не осадочные тела, а выходы коренных пород мелового и более древнего возраста, как это было установлено ранее [2].

В пределах поднятий и на их склонах рельеф часто является неровным, волнообразным, и есть основания полагать, что он имеет аккумулятивную природу. Детальная характеристика участков волнообразного рельефа была получена на полигонах 69 и 81 в центральной части Новоземельской впадины (рис. 1а и рис. 2а, 2б).

Полигоны располагались у подножья склона Новоземельской впадины в интервале глубин 324–384 м, и были приурочены к склону одного и вершине другого поднятия (рис. 1б, проф. 81–49). Общая площадь полигонов составляла около 50 км²; южная граница полигона 69 располагалась на расстоянии трех километров от северной границы полигона 81.

Примечательной формой микрорельефа обоих полигонов является наличие многочисленных гряд, гребни которых протягиваются на расстояние от 1 до 3 км, ориентированы в субмеридиональном направлении под углом 20–40° к простиранию склона и представляют собой осадочные волны (рис. 2а, б). Относительная высота осадочных волн не превышает 4 м, длина находится в интервале от 50 до 300 м, а количество гряд на один километр колеблется от 2 до 5 (рис. 2в, г). В поперечном разрезе волны имеют различные профили, поскольку они могут быть симметричными, асимметричными с более крутыми восточными или западными сторонами, а также иметь до двух гребней на одном основании.

На полигонах 69 и 81 на эхограммах фиксируется осадочный слой мощностью до 4 м с отсутстви-

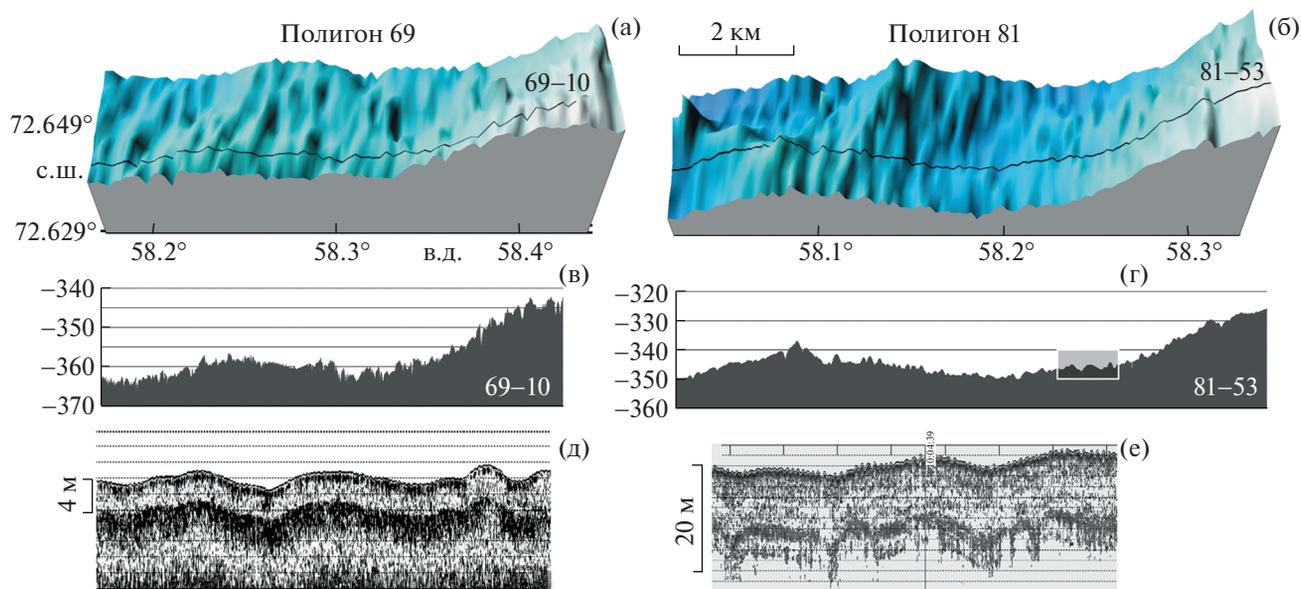


Рис. 2. (а, б) Трехмерные модели рельефа дна для двух полигонов в Новоземельской впадине с осадочными волнами. Линии – положение батиметрических профилей (в, г), иллюстрирующих характер рельефа на полигонах; (д, е) фрагменты эхограмм, показывающие особенности поперечных сечений осадочных волн и строение осадочного чехла. Прямоугольником отмечен фрагмент эхограммы 2д на профиле 81–53. Местоположение полигонов и эхограммы 2е см. рис. 1а.

ем отражающих горизонтов, который подстилается высокоотражающим рефлектором, конформным рельефу дна (рис. 2д). В Новоземельской впадине напротив пролива Карские ворота (рис. 1а) проникновение в осадки увеличивается, и в верхней части разреза можно выделить три рефлектора, ниже которых на глубине около 10 м располагается высокоотражающий горизонт (рис. 2е). Отражения, по крайней мере, в верхней части разреза являются конформными друг другу и дну, что свидетельствует о продолжающемся процессе формирования осадочных волн.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

При исследованиях, выполненных в трех рейсах нис “Академик Мстислав Келдыш” в центральной части Новоземельской впадины, было обнаружено поле осадочных волн площадью более 50 км². Участки неровного волнообразного рельефа наблюдаются на всех пересекающих Новоземельскую впадину батиметрических профилях (рис. 1б), что дает основание предполагать широкое распространение осадочных волн на ее дне и бортах. Осадочные волны, как известно, формируются из материала, переносимого многократно повторяющимися плотностными осадочными потоками. Они могут быть обусловлены постоянно действующими придонными течениями или периодическим турбулентным переносом материала. В зависимости от этого осадочные волны образуются в различных условиях и имеют различные параметры [10].

Местоположение осадочных волн на дне и склонах Новоземельской впадины, вариации в их размерах и поперечных сечениях дают основание в соответствии с классификацией [10] предположить, что в данном случае формирование осадочных волн происходит за счет придонных течений. На полигонах было установлено, что осадочные волны ориентированы субпараллельно или под острым углом к простираению склона, поэтому придонные потоки должны быть направлены перпендикулярно или под углом к простираению осадочных волн, т.е. вниз по склону.

Наиболее вероятно, что подобного рода течениями являются склоновые течения, возникающие в результате каскадинга. Процесс каскадинга (или шельфовой конвекции) возникает, когда плотная вода, сформированная в результате переохлаждения или образования льда на континентальном шельфе, под действием силы тяжести стекает вниз по континентальному склону. Каскадинг на арктическом континентальном склоне является важным процессом, формирующим вертикальную структуру водной толщи Арктики, но прямые наблюдения этого явления здесь крайне редки [1].

В Карском море подобного рода наблюдения не проводились, но процессы каскадинга изучались методом математического моделирования [6]. В модели было получено, что в зимний период у северо-западного побережья Новой Земли происходит формирование плотной придонной воды, которая стекает вдоль наклонного дна в

сторону трога Св. Анны. Это свидетельствует и о возможности образования плотной придонной воды на шельфе, окружающем Новоземельскую впадину, а следовательно, генерации каскадинга на ее склонах.

Другая возможность возникновения каскадинга, вероятно, реализуется при затопке через пролив Карские Ворота более плотных баренцевоморских вод в Карское море. Было установлено [8], что скорости течения являются изменчивыми и в отдельные интервалы времени они увеличиваются до 150 см/с; при этом входящая струя занимает большую часть пролива, достигая ширины 30 км и глубины 80 м. За Карскими Воротами поток меняет свое направление с северо-восточного на восточное и становится более мощным и глубоким. Ранее было показано [4], что в южной части Новоземельской впадины над восточным ее склоном глубже пикно-халоклина и примерно до глубины 200 м прослеживается относительно теплая и соленая вода баренцевоморского происхождения.

Осадочные волны, фиксируемые на склоне Новоземельской впадины напротив пролива Карские ворота, могут генерироваться этим потоком баренцевоморских вод из-за гидравлического скачка, вызываемого изменением градиента уклона склона вдоль его профиля, аналогично тому, как это происходит на западном склоне Большой Багамской банки [9]. Наблюдаемое сокращение длин осадочных волн и их амплитуд при удалении от пролива (рис. 1б, проф. 72–002), вероятно, обусловлено уменьшением скорости потока баренцевоморских вод.

Анализ полученных данных позволил впервые выделить в Новоземельской впадине поля осадочных волн, определить их ориентировку, морфологию, высоты и длины волн и выдвинуть предположение о том, что они формируются за счет придонных течений. В качестве подобного рода течений рассматриваются склоновые потоки, возникающие в результате каскадинга. Каскадинг может возникать в период образования сезонного льда на шельфе и формирования плотной придонной воды, которая стекает вдоль наклонного дна в сторону Новоземельской впадины, а также при затопке более плотных баренцевоморских вод в Карское море через пролив Карские Ворота.

В заключение следует отметить, что не исключена возможность существования вдоль склонов Новоземельской впадины топографически привязанных контурных течений, которые могут являться важным компонентом переноса вод в Карском море вместе с поверхностными Ямальским и Восточно-Новоземельским течениями. С учетом возможных механизмов формирования можно предположить, что наибольшая активность склоновых течений будет проявляться поздней

осенью и зимой, а контурных течений – в летний период.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН по базовой теме № 0128-2021-0004 при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60228 “Арктика”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашик И.М., Иванов В.В., Кассенс Х. и др. Основные результаты океанологических исследований Северного Ледовитого океана в последнее десятилетие // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1. (103). С. 42–56.
2. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Структура и происхождение Восточно-Новоземельского желоба // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1991. № 2. С. 82–87.
3. Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
4. Зацепин А.Г., Поярко С.Г., Кременецкий В.В. и др. Гидрофизические характеристики глубоководных желобов в юго-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 526–539.
5. Флинт М.В., Поярко С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей сибирской Арктики – 2020 (81-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 412–417. <https://doi.org/10.31857/S0030157421020040>
6. Платов Г.А., Голубева Е.Н. Взаимодействие плотных шельфовых вод Баренцева и Карского морей с вихревыми структурами // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 6. С. 549–571. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-6-549-571>
7. Шука С.А., Кременецкий В.В., Недоспасов А.А., Корж А.О. Структура течений Карского моря. Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований // Материалы научной конференции. 2015. М.: АПР. С. 34–39.
8. Шука С.А., Кременецкий В.В., Недоспасов А.А., Корж А.О. Структура течений в проливе Карские Ворота. Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований // Материалы научной конференции. 2015. М.: АПР. С. 39–43.
9. Schnyder J.S.D., Eberli G.P., Betzler Ch., et al. Morphometric Analysis of Plunge Pools and Sediment Wave Fields along Western Great Bahama Bank // Marine Geology. 2018. V. 397. P. 15–28.
10. Wynn R.B., Stow D.A.V. Classification and Characterization of Deep-water Sediment Waves // Marine Geology. 2002. V. 192. P. 7–22.
11. Wynn R.B., Masson D.G. Chapter 15: Sediment Waves and Bedforms. // Developments in Sedimentology. Eds. M.Rebesco, A. Camerlengi. Elsevier B.V., 2008. V. 60. P. 289–300. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)00215-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)00215-X)

SEDIMENTARY WAVES AND RECONSTRUCTION OF BOTTOM CURRENTS IN THE NOVAYA ZEMLYA TROUGH OF THE KARA SEA

**B. V. Baranov^{a, #}, Academician of the RAS M. V. Flint^a, N. A. Rimskiy-Korsakov^a,
S. G. Poyarkov^a, and K. A. Dozorova^a**

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: bbaranov@ocean.ru*

Bottom currents reconstruction based on the analysis of sedimentary waves distribution has been first carried out for Novaya Zemlya Trough of the Kara Sea. Data obtained in the 69-th, 72-nd and 81-st cruises of RV “Akademik Mstislav Keldysh” held in 2017, 2018 and 2020, correspondingly, in frames of IO RAS Program “Ecosystems of the Siberian Arctic” were used. The fields of sedimentary waves were outlined, their orientation, morphology, wave heights and lengths were determined. It was inferred, that they were formed by bottom currents. It was supposed that these currents are represented by downslope flows, originated as a result of cascading. It may occur either during winter period on the shelf due to forming of dense bottom water that streams down along sloping bottom towards the Novaya Zemlya Trough or due to inflow of denser Barents Sea waters into the Kara Sea through the Kara Strait.

Keywords: Kara Sea, Novaya Zemlya Trough, relief morphology, sedimentary waves, bottom currents, cascading

УДК 551.46 (268.1+262.24)

ЦИКЛИЧНОСТЬ КЛИМАТА В ПРИАЗОВЬЕ: ГОЛОЦЕН И СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД (XIX–XXI вв.)

© 2021 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,2,*}, Л. В. Дашкевич¹, Е. Э. Кириллова¹

Поступило 02.12.2020 г.

После доработки 13.12.2020 г.

Принято к публикации 03.02.2021 г.

В статье на основе методов палеогеографии показана цикличность климата в Приазовье. Представлены результаты бурения косы Долгой Азовского моря. Диатомовые и палинологические спектры, датировки грунтовых колонок указывают на цикличность климатических изменений и ускоренное заиление дельты Дона при зарегулированном стоке. Скорость осадконакопления в Азовском море на протяжении древне- и новоазовского этапов изменялась от 0.2 до 2.0 мм/год. В современный период в условиях маловодья и отсутствия паводков седиментация глинистых илов достигала на авандельте 10–30 мм/год. На основе анализа гидрометеорологической информации отрезок истории (1884–2020 гг.) можно разделить на три периода: I – холодный, II – переходный, III – теплый. Исследование указанной специфики развития природных явлений дает основание ожидать в ближайшие десятилетия очередной переходный период с резкими межгодовыми колебаниями температур, с чередованием теплых и суровых зим.

Ключевые слова: климатическая изменчивость, палеоклимат, поздний голоцен, цикличность водного режима, лавинная седиментация

DOI: 10.31857/S2686739721050091

ВВЕДЕНИЕ

Исследования климатической изменчивости в Приазовье и Нижнем Дону требуют комплексного подхода с целью определения тенденций в будущем. Среди ритмических явлений природы циклические колебания в отличие от периодических событий характеризуются переменной их продолжительностью [1]. Циклы колебаний могут быть многовековыми, вековыми и внутривековыми, с продолжительностью соответственно – 1800–1900, 100, 30–40, 17, 11 лет и др. [1–3].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Натурные данные ЮНЦ РАН собраны в 2000–2020 гг. В 2016–2020 гг. впервые проведено бурение (до 20–30 м) на косах Очаковской, Чумбурской, Беглицкой и Долгой [4]. Колонки донных отложений отбирались гравитационной и вибрационной трубками с НИС “Денеб” и “Профессор

Панов”. Послойно отобраны раковины моллюсков с описанием видовой принадлежности, степени сохранности и фотографированием материала. Для палинологического и диатомового анализов из колонок (до 2.8 м) отбирались пробы с частотой 2–5 см. Это позволило охарактеризовать растительный покров побережья Приазовья [5, 6]. Возраст ново- и древнеазовских отложений установлен по более 100 датировкам [4–6]. Абсолютный возраст определялся радиоуглеродным методом (¹⁴C) по образцам раковин моллюсков в СПбГУ. Календарный возраст установлен с помощью программ “CalPal 2007_HULU” и “OxCal 4.2”, калибровочная кривая “IntCal 13”.

Климатическая изменчивость в зимний сезон оценена по историческим рядам наблюдений за температурой воздуха на гидрометеостанциях в Таганроге, Геническе, Керчи [7–10]. Для каждой зимы за 1884–2020 гг. рассчитаны средние за сезон значения температуры и отклонения от многолетней нормы (1961–1990 гг., принят Всемирной метеорологической организацией для долгосрочной оценки изменений климата). Согласно методике [9] была дана оценка характера зимних сезонов.

¹ Федеральный исследовательский центр “Южный научный центр Российской академии наук”, Ростов-на-Дону, Россия

² Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Мурманск, Россия

*E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

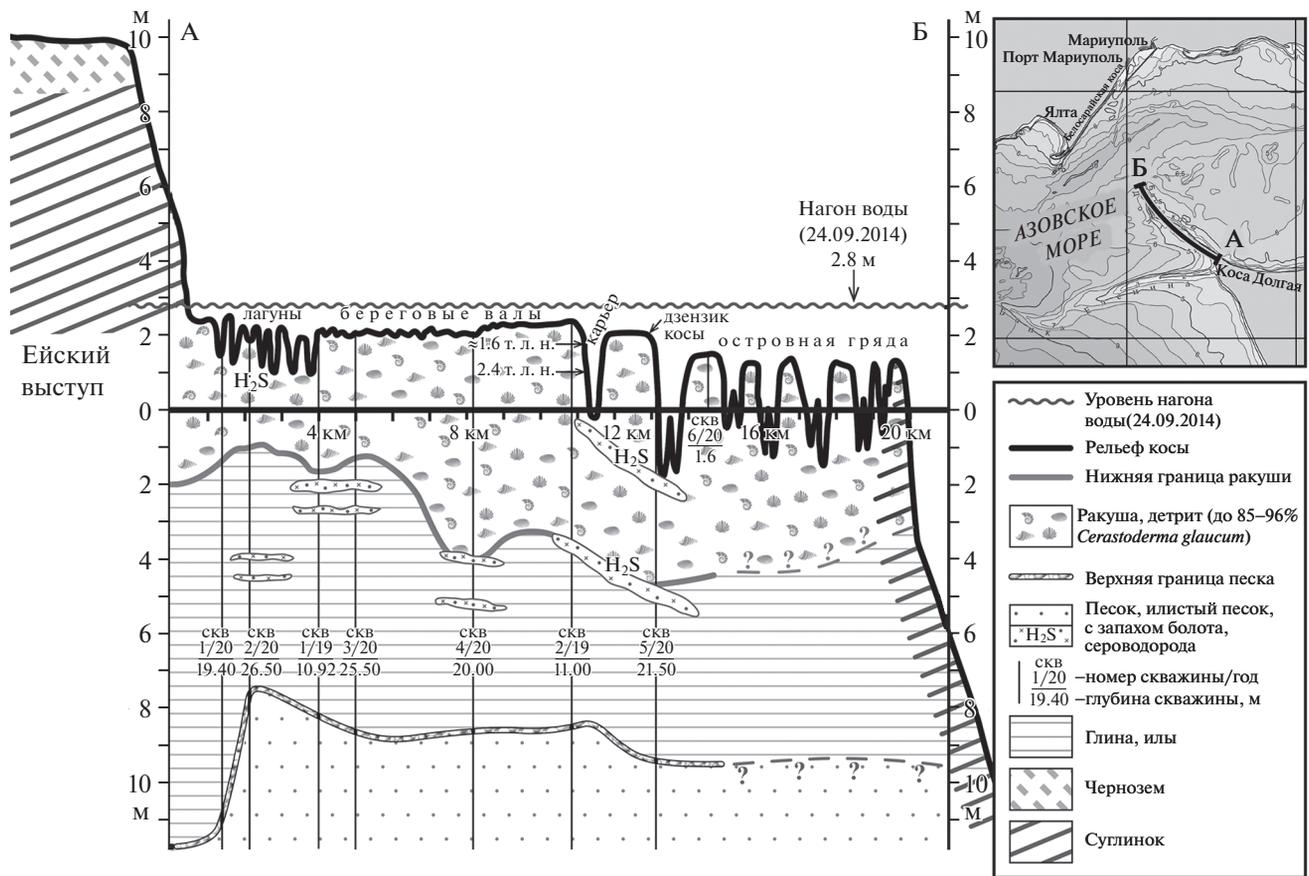


Рис. 1. Геоморфологический разрез косы Долгой (по данным бурения).

ПАЛЕОКЛИМАТ

На протяжении последних тысячелетий в Приазовье растительный покров и климат не оставались постоянными [4–6, 11]. Вторая половина голоцена включала четыре относительно прохладные и гумидные (5500–4000, 3200–2500, 1800–1500, 650–150 л.н.) и три более теплые и засушливые фазы (4000–3200, 2500–1800, 1500–650 л.н.). Почвообразование происходило в атлантическое (~6000–5500 л.н.) и суббореальное (4500–2500 л.н.) время. В период греческой колонизации (2700–2400 л.н.) возникло земледелие [5].

Существенно дополнили представления о палеоклимате Азовского моря данные бурения на косе Долгой в 2019–2020 гг. [4]. Суммируя новую информацию по скважинам бурения, датировкам абсолютного возраста ракушечных отложений, можно проанализировать палеогеографию косы (рис. 1). Аккумулятивное тело косы сформировалось в основном в период от 1920 ± 110 (ЛУ-9756) до 2500 ± 150 (ЛУ-9757) лет назад, во время нимфейской трансгрессии [4]. Раковины и детрит моллюсков представлены в основном родом *Cerastoderma Poli*, 1795 (более 95%). Нимфейская трансгрессия ассоциируется с накоплением на

шельфе отложений новоазовского возраста (3.1–0 тыс. л.н.). На ритмику развития косы указывают шесть генераций древних береговых валов. С 1890 по 2000 г. прослеживаются процесс волнового размыва и уменьшение длины косы Долгой (за 1890–1958 гг. – на 1.35 км).

АРИДИЗАЦИЯ КЛИМАТА

За 1884–2020 гг. более трети суровых зим пришлись на конец XIX–начало XX вв., а теплых – на начало XXI века. Наиболее морозные (среднезимняя температура около –6°C) зафиксированы в 1891, 1896 и 1911 г. (рис. 2). Можно выделить условно “холодный” (до середины 1940-х годов) и “теплый” (с середины 1980-х годов) периоды. Их разделяет переходный период с достаточно резкими межгодовыми колебаниями температур. Самая суровая и снежная зима была в 1953–1954 гг.: на побережье средняя температура воздуха за зимний сезон составила –9°C. На переходный этап пришлась и самая теплая зима в 1965–1966 гг., со среднезимней температурой воздуха +3.3°C. Для всех периодов в Приазовье характерно чередование суровых и теплых зим. Второй по тепло-

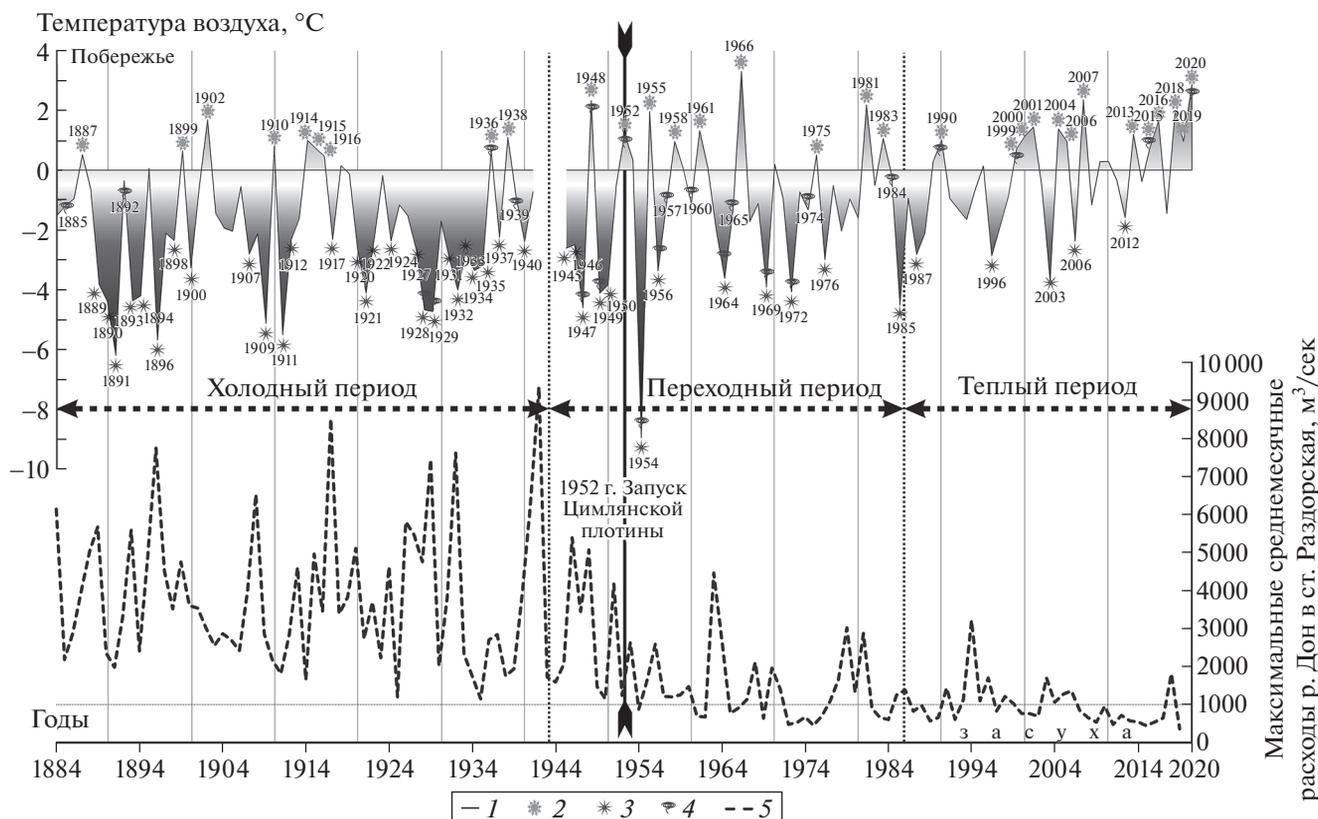


Рис. 2. Климатические изменения в Приазовье по гидрометеорологическим данным (1884–2020 гг.) 1 – средняя температура воздуха за зимний сезон в Приазовье, 2 – теплые зимы, 3 – суровые зимы, 4 – пыльные бури в Ростовской области, 5 – максимальные среднемесячные расходы р. Дон ст. Раздорская ($\text{м}^3/\text{сек}$).

вому рангу за более чем 130 лет наблюдений стала зима 2019–2020 гг. В XXI веке число дней со льдом в зимний сезон в Таганрогском заливе в среднем составляло около 50 дней.

В конце XX–XXI веке Приазовье находится в условиях дефицита водных ресурсов, отсутствия половодья, исключительно большого испарения и засухи [11, 12]. Преобладание устойчивых антициклонов приводит к сильным восточным ветрам-суховеям. За период 1884–2020 гг. число сильных пыльных бурь в Ростовской области составило более 20 [12] (рис. 2), за последние 20 лет – в 2015 и 2020 г.

ВНУТРИВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА

В 1884–2020 гг. водный режим Дона изменялся с определенной цикличностью (рис. 2). Анализ максимальных среднемесячных расходов р. Дон у ст. Раздорской позволил выделить характерные периоды: I – 1884–1942 гг. ($3200 \text{ м}^3/\text{с}$); II – 1943–1985 гг. ($1200 \text{ м}^3/\text{с}$); III – 1986–2020 гг. ($1000 \text{ м}^3/\text{с}$). Если ориентироваться на средние минимальные

расходы воды, то по периодам они следующие: I – $400 \text{ м}^3/\text{с}$, II и III – $325\text{--}335 \text{ м}^3/\text{с}$.

С 1952 г. естественный ход речного стока зарегулирован Цимлянской плотиной. Минимально гарантированный судоходный попуск – $340 \text{ м}^3/\text{с}$. После зарегулирования реки сброс воды объемом в 30 км^3 являлся оптимальным (в расчет при проектировании брались влажные 1941–1942 гг., когда у ст. Раздорской расходы воды достигали $6300\text{--}9300 \text{ м}^3/\text{с}$ [11, 12]). В многоводный период сток Дона достигал 52 км^3 . В маловодные годы изъятие даже 24 км^3 речной воды для нужд Цимлянского водохранилища усиливает черноморскую адвекцию в Азовское море [11]. К маловодным отнесены 2009, 2011, 2014 и 2015, 2020 г. В 2015 г. объем половодья на Цимлянском водохранилище не превышал величины 4 км^3 (35% нормы), а максимальный расход – $790 \text{ м}^3/\text{с}$ (25% нормы). В 2020 г. среднегодовой расход составил $316 \text{ м}^3/\text{с}$, в ноябре минимальный – $280 \text{ м}^3/\text{с}$.

Осадконакопление в эпоху зарегулирования Дона. С 1952 г. из-за зарегулирования стока естественный процесс седиментации на Нижнем Дону претерпел радикальные изменения. Сокращение сбросов воды, отсутствие паводкового дренажа

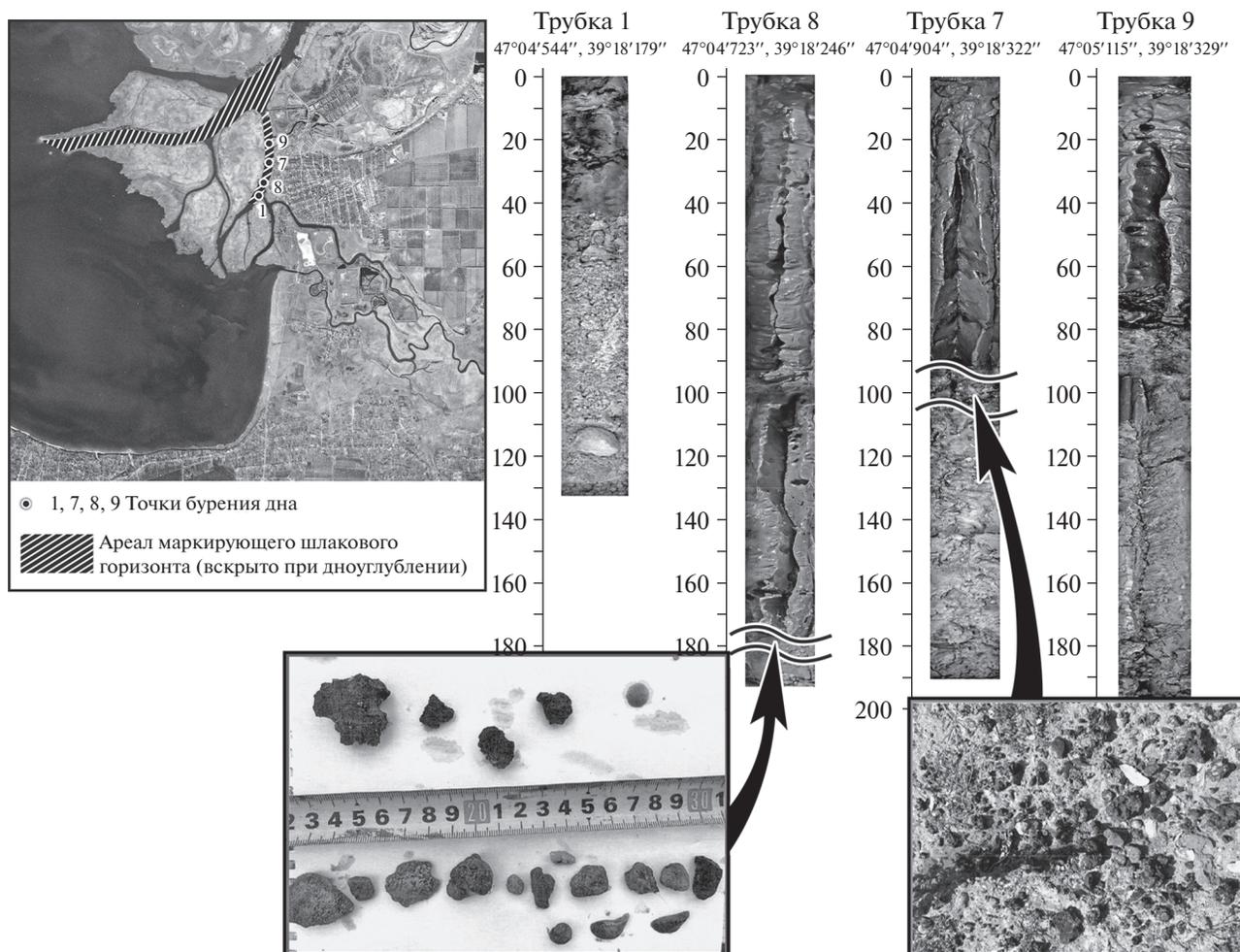


Рис. 3. Маркирующий горизонт по угольному шлаку 1860–1960 гг.

привели к заилению дельты. В устьевой зоне на- слоился характерный покров илистых отложений мощностью 1.0–2.5 м. Край дельты на 10–40 м выдвинулся в Азовское море.

Эпоха паровых судов (1860–1960 гг.) на Ниж- нем Дону маркируется шлаковым горизонтом, вскрытым грунтовыми трубками и при дноуглуб- лении. Пароходы, курсировавшие от Ростова-на- Дону до Азова, Кагальника, Таганрога, брали на борт за одну загрузку порядка 85 т угля [13]. На дне судоходных каналов сформировался пласт до 3–10 см угольного шлака (рис. 3).

Маркирующий шлаковый горизонт, с резким несогласием залегающий на аллювиальных мел- ко-среднезернистых песках (сформировались па- водковыми течениями до зарегулирования Дона), позволил рассчитать скорость седиментации во второй половине XX–XXI веков. Скорость осад- конакопления в Азовском море на протяжении древне- и новоазовского этапов изменялась от 0.2 до 2.0 мм/год [4–6, 11]. Учитывая расположение маркирующего горизонта на глубине 1–2 м (рис. 3),

скорость седиментации глинистых илов в совре- менный период достигала на авандельте 10– 30 мм/год. В сравнении со скоростью накопления новоазовских отложений на шельфе указанные величины на полтора порядка выше.

ВЫВОДЫ

Анализ гидрометеорологических и палеогео- графических данных (с древнеазовской транс- грессии, пик 6000–3000 л.н.) дает основания для реконструкций. 1) По данным бурения аккумуля- тивных форм [4–6] частые изменения уровня Азовского моря предопределили стратифициро- ванный характер осадочных толщ. Диатомовые и палинологические спектры, датировки грунто- вых колонок указывают на цикличность клима- тических изменений и ускоренное заилиение дель- ты при зарегулированном стоке. 2) Отрезок исто- рии (1884–2020 гг.) можно разделить на три периода: I – холодный, II – переходный, III – теп- лый (маловодный). В конце XX и XXI века преобла-

дали засушливые годы, с сокращением запасов воды в бассейне р. Дон и осолонением Таганрогского залива. В условиях маловодья и отсутствия паводков в дельте развивалась лавинная седиментация. Исследование указанной специфики развития природных явлений дает основание ожидать в ближайшие десятилетия очередной переходный период с резкими межгодовыми колебаниями температур, с чередованием теплых и суровых зим, относительно влажным климатом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Публикация подготовлена в рамках гранта РФФИ № 16-17-10170-П (Матишов Г.Г.) и ГЗ ЮНЦ РАН № АААА-А18-118122790121-5 (Дашкевич Л.В.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Калесник С.В.* Общие географические закономерности Земли. М.: Мысль, 1970. 283 с.
2. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 286 с.
3. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. т. 3. М.: Недра, 1967. 440 с.
4. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В.* Исследования отложений кос Азовского моря (на примере косы Долгой) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 1. С. 158–161. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010165>
5. *Матишов Г.Г., Дюжова К.В., Ковалева Г.В. и др.* Новые данные об осадконакоплении и биоостратиграфии древне- и новоазовских отложений (Азовское море) // *ДАН*. 2016. Т. 467. № 4. С. 463–467. <https://doi.org/10.7868/S0869565216100194>
6. *Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Арсланов Х.А. и др.* Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений Азовского моря // *ДАН*. 2018. Т. 479. № 6. С. 655–658. <https://doi.org/10.7868/S0869565218120113>
7. *Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008 / NOAA Atlas NESDIS 65*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2008. 148 p.
8. *Гидрологический справочник морей СССР т. 3 Азовское море / под ред. Н.М. Книповича, Г.Р. Бергмана.* Л.-М.: Гидрометеиздат, 1937. Вып. 2–3. 731 с.
9. *Гидрометеорологический справочник Азовского моря / под ред. А.А. Аксенова* Л: Гидрометеорологическое изд., 1962. 856 с.
10. <http://meteo.ru>
11. *Матишов Г.Г.* Климат, водные ресурсы и реконструкция гидротехнических сооружений с учетом интересов населения, рыболовства и сельского хозяйства, судоходства и энергетики. – Доклад на расшир. засед. Президиума ЮНЦ РАН. Ростов н/Д: изд. ЮНЦ РАН, 2016. 64 с.
12. *Панов В.Д., Лурье П.М., Ларионов Ю.А.* Климат Ростовской области: вчера, сегодня, завтра. Ростов н/Д: Донской изд. дом, 2006. 488 с.
13. *Труды отдела торговых портов. Вып. 12. Азовское море. Техн.-эконом. обзор. / А.В. Ивановский,* СПб.: Гос. типография. 1904. 172 с.

CYCLICITY OF CLIMATE IN THE SEA OF AZOV REGION: THE HOLOCENE AND THE CURRENT PERIOD (19–21 CENTURIES)

Academician of the RAS G. G. Matishov^{a,b,#}, L. V. Dashkevich^a, and E. E. Kirillova^a

^a Federal Research Centre “The Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation

^b Murmansk Marine Biological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation

[#]E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

The cyclicity of climate in the Sea of Azov Region is described in the paper applying the palaeogeographic methods. The results of drilling on the Dolgaya Spit of the Sea of Azov are presented. The diatoms and palynological analyses, ground cores' dating indicate the cyclic pattern of climatic variability and accelerated silting of the Don delta in case of regulated runoff. The rate of sedimentation in the Sea of Azov during the Ancient and New Azov stages varied from 0.2 to 2.0 mm/year. The sedimentation of clayey silts in the delta-front area in the current period of low water conditions and no floods was 10–30 mm/year. Based on the analysis of hydro-meteorological information, the time lag (1884–2020) may be divided into three periods: I – cold, II – transitional, III – warm. The study of the indicated specific features of the natural processes and phenomena development gives grounds to expect the next transitional period with sharp interannual fluctuations of temperatures and alternation of warm and severe winters in the coming decade.

Keywords: climatic variability, palaeoclimate, Late Holocene, cyclicity of water regime, avalanche sedimentation

УДК 34.35.51, 34.31.15

ВОЗДЕЙСТВИЕ УЛЬТРАЗВУКА МАЛОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ НА СОСТОЯНИЕ ТОКСИГЕННЫХ ЦИАНОБАКТЕРИЙ

© 2021 г. Академик РАН В. А. Румянцев^{1, 2}, В. Н. Рыбакин^{1, 2, *}, И. В. Рудский¹, А. Н. Коровин¹

Поступило 02.02.2021 г.

После доработки 07.02.2021 г.

Принято к публикации 08.02.2021 г.

На специальной созданной лабораторной установке впервые были выполнены эксперименты по исследованию механизмов воздействия ультразвука малой интенсивности на токсигенные цианобактерии вида *Synechocystis sp.*, доминирующие на Северо-Западе России. Установлено, что в случае токсигенных цианобактерий действие ультразвука вызывает запуск двух стрессозащитных метаболических механизмов: 1) синтез полисахаридов и белков для увеличения толщины клеточных стенок и слизистого чехла; 2) синтез токсинов для борьбы с внешним воздействием. Оба механизма чрезвычайно энергозатратны и приводят к истощению жизненных ресурсов цианобактерий и ускорению процесса гибели клеток.

Ключевые слова: ультразвук малой интенсивности, токсигенные, цианобактерии, “цветение” воды, механизмы воздействия

DOI: 10.31857/S2686739721050145

К одной из острейших глобальных экологических проблем относится “цветение” воды, в котором наибольшую угрозу представляет цветение токсигенных видов цианобактерий. Последние обладают механизмом биосинтеза опасных токсинов: микроцистина, нодулярина, анатоксина и других. По характеру воздействия на человека Всемирной организацией здравоохранения они относятся к блокираторам, нейротоксинам и цитотоксинам [1].

Для внутренних водоемов наиболее перспективным и “экологически чистым” решением проблемы цианобактериального “цветения” воды считается использование ультразвука малой интенсивности.

Несмотря на достигнутые положительные результаты в использовании ультразвука в борьбе с цианобактериальным “цветением” водоемов, осталось много не выясненных моментов в отношении поведения токсигенных цианобактерий. В сообщении даны результаты впервые выполненных лабораторных исследований по воздей-

ствию ультразвука на токсигенные цианобактерии одного из доминирующих на северо-западе Российской Федерации вида *Synechocystis sp.* В опытах использовали чистые культуры, культивируемые в 100%-ной среде Громова № 6. Штамм *Synechocystis sp.* представляет собой одноклеточные бактерии, которые достаточно равномерно распределяются по объему емкости. Это позволяло отбирать репрезентативные пробы для микроскопии, люминесцентной микроскопии и спектрофотометрии, которые применяли как методы контроля [2].

Эксперименты осуществлялись с помощью специально созданной программируемой установки с 10 каналами с ультразвуковыми излучателями с рабочим диапазоном частот f от 40 до 300 кГц, напряжением питания U на источнике ультразвукового излучения от 1 до 4 В и одного контрольного канала без излучателя. Излучатели АД-20 производства концерна “Океанприбор” размещались под дном стеклянных емкостей и были отделены от стола звукопоглощающим материалом и экранированы фольгой. Пространственное распределение и величина звукового давления, создаваемого ультразвуковыми колебаниями, оценивались с помощью гидрофона, откалиброванного в диапазоне 20–200 кГц. Для освещения суспензий цианобактерий использовались люминесцентные лампы Hagen Sun Glo, спектр излучения которых близок к солнечному. Равномерность светового потока и освещенность

¹ Институт озераведения Российской Академии наук, Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: v.n.rybakin@gmail.com

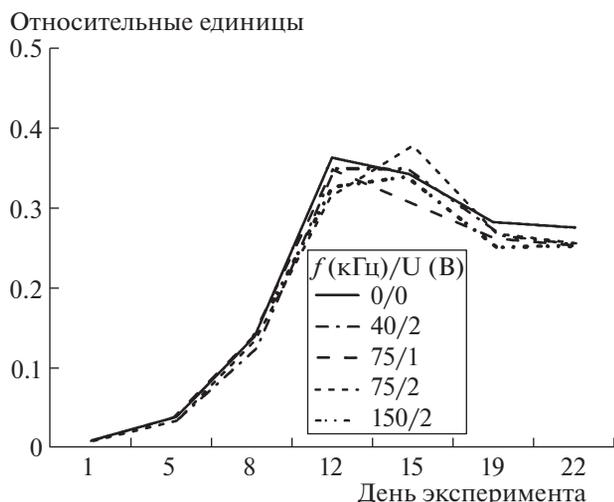


Рис. 1. Изменения показателя оптического поглощения при различных параметрах ультразвукового облучения.

в 260 Лм на боковой поверхности экспериментальных емкостей контролировались с помощью люксметра Mastech MS 6610. В эксперименте поддерживались условия, близкие к оптимальным для роста цианобактерий в природной среде по концентрации растворенных минеральных веществ — в 5.0%-среде Громова № 6 и диапазоне температур 22–26°C.

Оценка концентраций клеток во всех экспериментальных емкостях проводилась посредством измерения оптического поглощения суспензии цианобактерий на однолучевом сканирующем спектрофотометре “Shimadzu” UV-mini 1240. Была выявлена высокая корреляция показателя оптического поглощения с концентрацией клеток, что было также отмечено в работах [3, 4].

На рис. 1 можно видеть достаточно идентичный ход показателя оптического поглощения не-

зависимо от параметров ультразвука. Учитывая отмеченную выше корреляцию, можно заключить, что концентрация клеток в экспериментальных емкостях под воздействием ультразвука начинает снижаться примерно с 12-го по 15-й день облучения.

С помощью флуоресцентного микроскопа МИКМЕД-2.16 был проведен учет количества живых и мертвых клеток цианобактерий (табл. 1). В качестве начального состояния были приняты характеристики цианобактерий в первый день эксперимента: процент мертвых клеток 2.2, состояние клеток — ярко-красные, почти все делящиеся.

Воздействие ультразвука на цианобактерии ускоряет естественный процесс отмирания клеток.

Цианобактерии вида *Synechocystis sp.* обладают слабо развитым слизистым чехлом, напрямую связанным с функциональными особенностями всех внеклеточных структур. Клеточная стенка и слизистый чехол у цианобактерий становятся более толстыми под влиянием факторов внешней среды: в случаях солевого стресса (хлорид натрия), воздействия тяжелых металлов (кобальт, кадмий) и недостатка биогенов (железо) [5]. Рост толщины чехла был обнаружен и после воздействия на цианобактерии ультразвука (рис. 2).

В связи с этим важным становится факт наличия или отсутствия биосинтеза токсинов. Для его выяснения использовали метод биоиндикации с помощью дафний *Daphnia magna* [6], в котором уровень токсичности воды определяется относительным количеством погибших организмов. Данные по токсичности проб при разных параметрах ультразвукового облучения представлены в табл. 2.

Представленные данные позволяют отметить несколько важных моментов. Высокий процент гибели дафний на первом этапе эксперимента свидетельствует о том, что токсигенные ци-

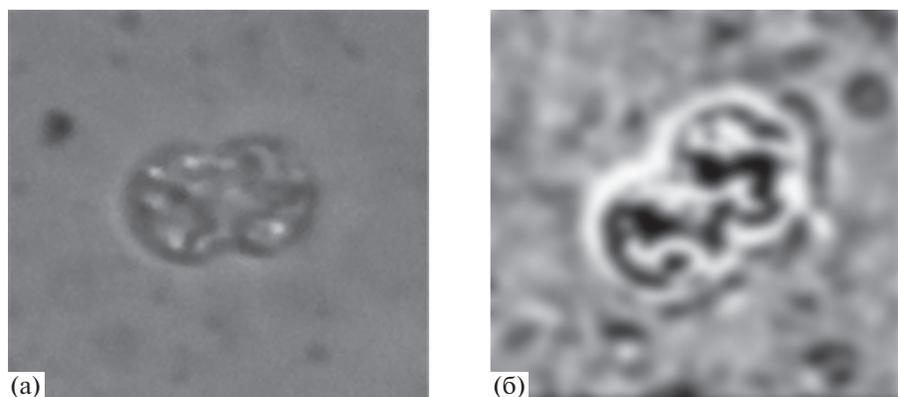


Рис. 2. Микрофотографии клеток цианобактерий *Synechocystis sp.* (а) контроль — $f = 0$ кГц, $U = 0$ В; (б) после акустического облучения — $f = 75$ кГц, $U = 2$ В.

Таблица 1. Изменения состояния клеток, полученные с помощью флуоресцентной микроскопии

Параметры ультразвука, кГц/В	Процент мертвых клеток	Состояние клеток
8-й день эксперимента		
контроль	2.2	Клетки ярко-красные в небольших скоплениях. Состояние культуры хорошее.
150/2	0.5	Клетки ярко-красные с зеленоватым центром. В скоплениях. Состояние культуры хорошее.
300/4	2.3	Большинство клеток розовые с зеленым центром. Встречаются темно-красные, старые клетки. Культура угнетена.
22-й день эксперимента		
контроль	7.9	80% клеток темно-красные, остальные – ярко-красные. Клетки в скоплениях. Культура старая с ослабленной жизненной активностью.
150/2	42.3	Половина клеток очень темные, половина розово-красные. Клетки в небольших скоплениях. Культура в стационарной фазе, начинается отмирание клеток.
300/4	33	Клетки очень темные (99%), в скоплениях по 2–3 клетки. Умирающая культура.

анобактерии для защиты от ультразвукового облучения, кроме роста слизистого чехла, запускают второй механизм – биосинтез токсинов и их выделение в водную среду. Он наиболее отчетливо проявляется в течение примерно двух недель, а затем процент гибели дафний падает, что свидетельствует о снижении и полном прекращении биосинтеза токсинов, несмотря на продолжающееся ультразвуковое облучение. Объяснение этому факту состоит в том, что возникшее под воздействием ультразвука стрессовое состояние цианобактерий приводит к резкому возрастанию энергозатрат на синтез экзополисахаридов для роста слизистого чехла и белков для обновления разрушаемых акустической вибрацией внеклеточных белковых структур. К серьезным энергетическим потерям приводит и биосинтез клетками токсинов, которые токсигенные цианобактерии используют в наиболее опасные для их существования моменты. Одновременное поддержание двух механизмов биосинтеза приводит к истощению накопленного и невозполнимого энергетического запаса, и наступает фаза отмирания и гибели цианобактерий.

Таблица 2. Результаты определения токсичности проб воды

Параметры ультразвука, кГц/В	Процент гибели дафний		
	8-й день	15-й день	22-й день
75/1	70	10	20
75/2	90	50	0
75/4	60	20	0
0/0	80	50	50
40/2	30	70	0
40/4	90	70	30
150/2	70	30	0
150/4	20	30	10
300/1	20	10	10
300/2	80	40	0
300/4	80	0	0

Полученные результаты, кроме научного интереса, представляются крайне важными с практической точки зрения, так как свидетельствуют о возможности создания на базе ультразвука малой интенсивности инновационных технологий борьбы с токсигенными цианобактериями.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою благодарность Н.Г. Медведевой за предоставленную культуру клеток, Л.Л. Капустиной, Г.Г. Митруковой и А.О. Загребину за помощь при проведении данного исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Темы № 0154-2019-0002 Плана НИР ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН на 2019–2023 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. World Health Organization. Guidelines for safe recreational water environments. V. 1. Coastal and fresh waters. Chapter 8. Algae and Cyanobacteria In Fresh Water. 2003. P. 136–158.
2. Сиделев С.И., Голоколенова Т.Б., Чернова Е.Н. и др. Анализ фитопланктона Цимлянского водохранилища (Россия) на наличие цианобактериальных гепато- и нейротоксинов // Микробиология. 2015. Т. 84. № 6. С. 732–742. <https://doi.org/10.7868/S0026365615060130>
3. Волошко Л.Н., Пиневиц А.В. Разнообразие токсинов цианобактерий // Астраханский вестник экологического образования. 2014. № 1 (27). С. 68–80.
4. Гладышев М.И., Колмаков В.И., Кравчук Е.С. и др. Прорастание акинет цианобактерий из донных отложений в эксперименте в водах “цветущего” и “нецветущего” водоемов // ДАН. 2001. Т. 378. № 1. С. 134–137.

5. Fisher M.L., Allen R., Luo Yingqin, et al. Export of Extracellular Polysaccharides Modulates Adherence of the Cyanobacterium *Synechocystis* // PLOS ONE. P. 1–10. September 2013. V. 8 /Issue 9//. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0074514>
6. Загребин А.О., Румянцев В.А., Тонкопий В.Д. Разработка методов биоиндикации ксенобиотиков для оценки качества вод // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 1. С. 92–96. <https://doi.org/10.7868/S0321059616010181>

EFFECT OF LOW-INTENSITY ULTRASOUND ON THE STATE OF TOXICOGENIC CYANOBACTERIA

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev^{a,b}, V. N. Rybakin^{a,b,#}, I. V. Rudskiy^a, and A. N. Korovin^a

^a Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^b St. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

[#] E-mail: v.n.rybakin@gmail.com

Experiments aimed to investigate the mechanisms of low-intensity ultrasound effects on the toxic cyanobacteria of the *Synechocystis* sp. species, which dominates in North-West of Russia, were performed for the first time on the special laboratory installations. It has been established that in the case of toxic cyanobacteria, the action of ultrasound causes the launch of two stress-protective metabolic mechanisms: 1. Synthesis of polysaccharides and proteins to increase the thickness of cell walls and mucous cover. 2. Synthesis of toxins to combat external effects. Both mechanisms are extremely energy consuming and lead to the depletion of the life resources of cyanobacteria and accelerate the process of cell death.

Keywords: low-intensity ultrasound, toxic, cyanobacteria, water blooming, mechanisms of influence

УДК 621.039.7

МУРАТАИТОВЫЕ МАТРИЦЫ ДЛЯ ИММОБИЛИЗАЦИИ АКТИНИДОВ, ПОЛУЧЕННЫЕ В “ХОЛОДНОМ” ТИГЛЕ ИНДУКЦИОННОГО НАГРЕВА

© 2021 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев¹ *, О. И. Стефановская²,
М. С. Никольский¹, М. В. Скворцов², Б. С. Никонов¹

Поступило 28.01.2021 г.

После доработки 03.02.2021 г.

Принято к публикации 04.02.2021 г.

Перспективными материалами (матрицами) для изоляции отходов ядерной энергетики с долгоживущими радионуклидами, в первую очередь актинидами, служат кристаллические фазы. Плавлением в “холодном” тигле индукционного нагрева получена потенциальная матрица номинального состава, мас. %: 50 TiO₂, 10 MnO, 10 CaO, 5 Al₂O₃, 5 Fe₂O₃, 10 ZrO₂, 10 CeO₂ (имитатор актинидов). В образце доминирует целевая фаза муратаита, имеются кричтонит и стекло. Появление стекла связано с контаминацией расплава огнеупорной обмазкой тигля. Как и в других образцах, полученных плавлением, муратаит образует зональные кристаллы, центр которых обогащен тяжелыми элементами (Zr и Ce). На муратаит приходится до 80% имитаторов радиоактивных отходов. Облучение дозой в 22 млн Грей привело к частичной аморфизации кричтонита. По результатам динамического теста с однократным просачиванием раствора скорость выщелачивания Се (порошок, вода, 70°C) составляет 10⁻⁴–10⁻⁵ г/(м² сут).

Ключевые слова: ядерная энергетика, радиоактивные отходы, актиниды, иммобилизация, муратаит, индукционное плавление, облучение, выщелачивание

DOI: 10.31857/S2686739721050200

Проблема изоляции радиоактивных отходов оборонной промышленности и ядерной энергетики актуальна многие десятилетия [1]. Главную опасность представляют отходы высокого уровня радиоактивности (ВАО) от переработки облученного ядерного топлива, содержащие радиоизотопы продуктов деления и трансурановых актинидов (Np, Pu, Am, Cm). Эти ВАО остекловываются в боросиликатные или алюмофосфатные композиции [1–3], однако более устойчивой и безопасной их формой служат кристаллические матрицы [1–11]. Роль такой матрицы особенно высока при изоляции долгоживущих ВАО, в частности их фракций, содержащих актиниды. Для этого предложены оксиды со структурой флюоритового типа и производными от нее – пироклор, цирконолит, муратаит [4–11]. Из-за различной плотности в керамике на единицу объема содержится в 1.5–2 раза больше отходов, чем в стеклах, даже при

одинаковой концентрации ВАО, что позволяет эффективнее использовать пространство подземного хранилища. Доля отходов в кристаллических матрицах обычно выше, чем в стеклах, они гораздо более устойчивы в нагретой воде и водных растворах. Керамические материалы в меньшей степени подвержены изменениям при разогреве из-за радиоактивного распада, тогда как стекла кристаллизуются [1] с увеличением их растворимости.

При выборе матриц ВАО необходимо учитывать возможность их промышленного синтеза. В ядерной индустрии для получения высокорadioактивных материалов (топливо, консервирующие матрицы отходов) применяется твердофазное спекание, в том числе под давлением, плавление в электропечах или тиглях индукционного нагрева [1–9]. Плавление керамик происходит в интервале 1350–1550°C, что значительно выше, чем у В–Si-(1100–1200°C) и Al–P-стекло (900–1000°C). Для получения тугоплавких матриц предложен метод индукционного плавления в “холодном” тигле, ИПХТ [2–4, 7–10] с температурами до 2000°C. Имитатором актинидов (Pu, Np, Am, Cm) при их синтезе обычно служат редкие земли [4–11], в частности церий, из-за близости кристаллохимических свойств *f*-элементов [12].

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: yudintsevsv@gmail.com

В сообщении изложены новые данные о строении и радиационной устойчивости матрицы ВАО, полученной ИПХТ, и состоящей из фаз муратаитового типа. По результатам прежних работ [4, 7] состав таких матриц определен как (мас. %): 5.0 Al_2O_3 , 10.0 CaO , 55.0 TiO_2 , 10.0 MnO , 5.0 Fe_2O_3 , 5.0 ZrO_2 , 10.0 ВАО (оксиды РЗЭ, актинидов или их смеси). Муратаит в них доминирует, имеются фазы со структурой рутила, кричтонита, пирохлора, цирконолита и перовскита. Титанат кальция, РЗЭ и актинидов со структурой перовскита обладает низкой устойчивостью в воде при повышенных температурах [11]. Чтобы избежать его появления, концентрация ZrO_2 увеличена на 5 мас. % со снижением доли TiO_2 . Для синтеза использован тигель с внутренним диаметром 58 мм, высотой 180 мм и площадью поверхности 26 см^2 . Стенки тигля сложены полыми медными трубками, в верхней его части находится узел для подвода и отвода охлаждающей воды. С внешней стороны стенки тигля покрыты обмазкой из огнеупорной глины. Для получения начальной ванны расплава в тигель загружалась шихта состава (мас. %): 50 TiO_2 , 10 MnO , 10 CaO , 5 Al_2O_3 , 5 Fe_2O_3 , 10 ZrO_2 , 10 CeO_2 . Для ее нагрева и инициации плавления использован графит. После частичного (50–80%) плавления смеси и стабилизации работы установки загружали новые порции шихты. Общая масса шихты составила 508 г, в том числе 128 г – начальная загрузка и 380 г – последующие порции. Температура поверхности расплава по данным оптического пирометра равна 1550–1650°C. Среднее значение мощности высокочастотного генератора в ходе эксперимента составило 5.05 кВт, при этом производительность установки равна 1.2 кг керамики в час, а удельные энергозатраты при получении 1 кг матрицы оцениваются значением в 5.7 кВт ч.

Влияние скорости охлаждения расплава на строение матрицы изучалось двумя способами. Небольшую его часть (100 г) отбирали с поверхности тигля для быстрой закалки, а остальное количество (около 400 г) охлаждали в самом тигле (рис. 1а) за счет снижения подводимой мощности и выключения установки. Исследование этих образцов позволяет выявить особенности строения краевой и центральной частей блока матрицы после слива расплава из тигля в контейнер для последующего захоронения. По данным 5 измерений методом гидростатического взвешивания на электронных весах с плотномером удельный вес образца составляет 4.01 $\text{г}/\text{см}^3$, что близко к значениям плотности титанатной керамики Синрок (Synroc) и в 1.5–1.6 раза больше, чем у стеклообразных матриц [1].

Образцы изучались рентгенофазовым методом (РФА) и в сканирующем электронном микроскопе с энерго-дисперсионным детектором (СЭМ/ЭДС).

Для оценки устойчивости к радиации их облучали на установке с источником Co-60 до значения дозы 22 млн Грей. С целью изучения коррозионной стойкости на примере образца из блока была проведена серия динамических испытаний с однократным прохождением раствора (single pass flow test, SPFT) через фракцию с размером зерен от 0.125 до 0.071 мм. Образец засыпали в сосуды из тефлона объемом 50 мл и помещали в термостат с температурой $70 \pm 2^\circ\text{C}$. Через тефлоновые трубки в сосуды подавали бидистиллированную воду со скоростью 1 мл/ч (серия 1, длительность эксперимента 9 сут) или 2 мл/ч (серия 2, 7 сут). Масса твердой фазы составляла 2.01 г (серия 1) и 1.77 г (серия 2). После прохождения через образец раствор поступал в емкости, откуда ежедневно отбирался на анализ атомной адсорбцией (Al, Ca, Fe, Mn) и индукционно-связанной масс-спектрометрией, ICP–MS (Ti, Zr, Ce). Предел обнаружения равен, в мкг/л: 8–10 для Al, Ca, Fe и Mn, 0.2 для Ti, 0.03 для Zr и 0.1 для Ce при точности определения содержания всех элементов в диапазоне ± 5 –10 отн. %.

Строение закаленного образца и керамики из блока с меньшей скоростью охлаждения показано на рис. 1, составы фаз приведены в табл. 1. По данным РФА и СЭМ/ЭДС в них имеются: муратаит, кричтонит и стекло. В образце из блока зерна фаз ожидаемо имеют более крупный размер, особенно кричтонит, при отсутствии значимых различий в валовом составе (табл. 1). Стекло появляется из-за растворения в расплаве обмазки тигля, его количество около 5% и примерно одинаково в обоих образцах. Типичная черта плавных керамик – это зональное строение зерен муратаита: от их центра к краям снижается содержание элементов с большими атомными массами (Zr) и возрастает концентрация легких элементов. Заметнее всего, почти в 3 раза, их составы различаются по содержанию ZrO_2 (выше в центре зерен), концентрация Al_2O_3 и Fe_2O_3 возрастает от центра к краям примерно в 1.5–2 раза, а количество остальных элементов увеличивается на 10–20 отн. %. Для кричтонита и стекла наблюдается дальнейшее снижение содержания ZrO_2 и Ce_2O_3 (табл. 1) по сравнению с муратаитом при увеличении концентрации TiO_2 или SiO_2 . Различия в составе определяют разную окраску зерен на СЭМ снимках (рис. 1б, 1в) – более светлую для центральных частей зерен муратаита и самую темную для фазы стекла. Валентность церия нами не изучалась, но из-за высокой температуры синтеза и с учетом данных публикации [6] и ряда других работ он, вероятнее всего, находится в виде Ce^{3+} и Ce^{4+} с доминированием состояния Ce^{3+} .

Искусственный муратаит кристаллизуется в нескольких типах структур с кратностью параметра элементарной ячейки 3, 5, 7 или 8 относи-

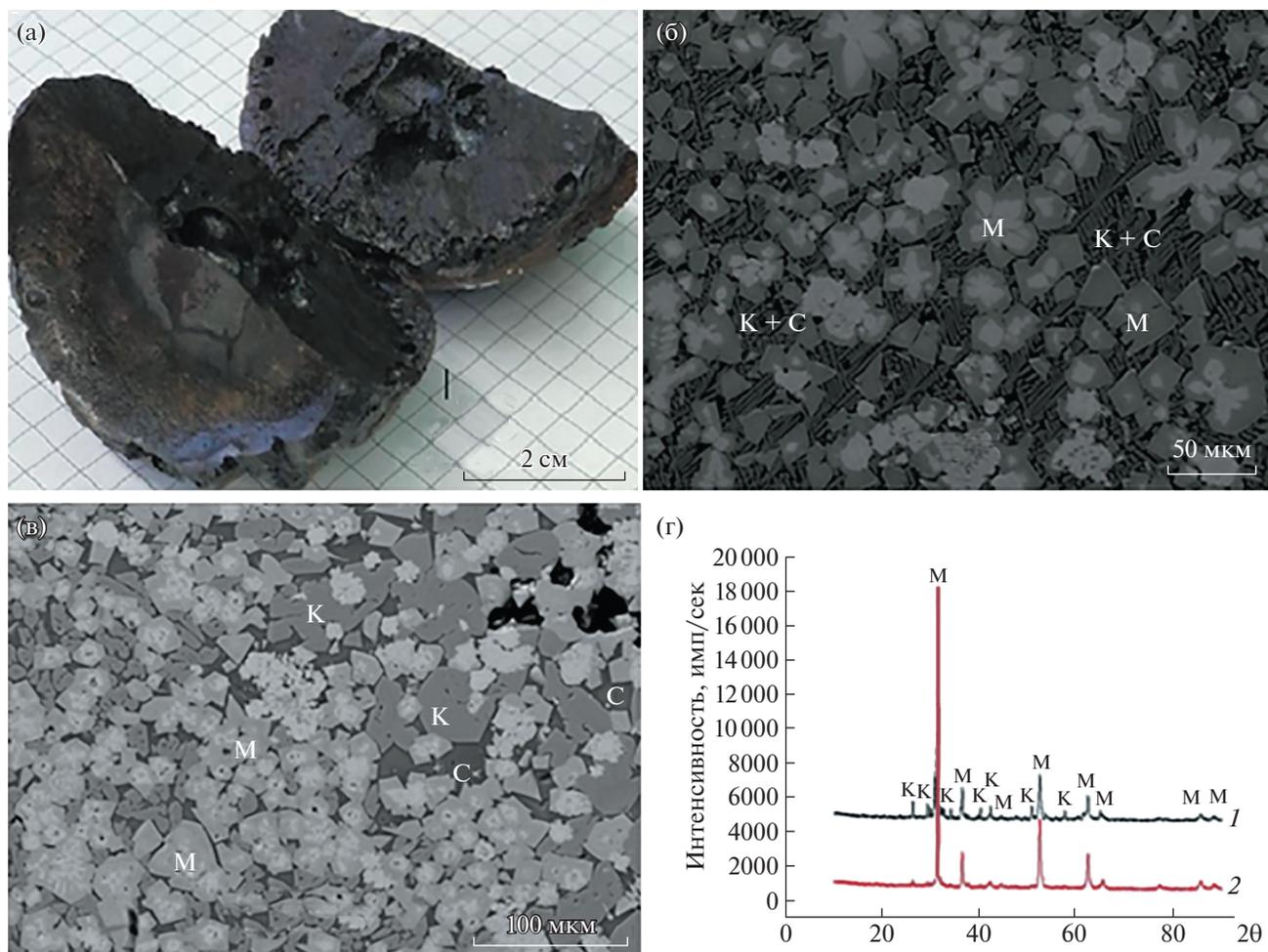


Рис. 1. Снимок блока керамики (а), СЭМ-изображение закаленного образца (б) и вещества из блока с меньшей скоростью охлаждения (в), рентгенограммы (г) закаленного образца: 1 – до и 2 – после облучения. М – муратаит, К – кричтонит, С – стекло. Черное на рис. 1в – поры.

тельно исходной решетки флюорита [7, 10, 13]. Они обозначаются как C3, C5, C7, C8 (буква “С” означает кубическую симметрию, а цифра – кратность параметра ячейки) и составляют полисоматическую серию с крайними членами: муратаит C3 – пироклор [13]. Исходя из строения и состава зерен муратаита, можно предполагать наличие в этом образце двух разновидностей, вероятно C5 и C8. Более точное определение кристаллохимических параметров муратаита – задача будущих исследований, в том числе с применением современного метода дифракции отраженных электронов [14]. По содержанию ZrO_2 центральные части зерен близки к цирконолиту ($CaZrTi_2O_7$). Основное отражение цирконолита ($hkl = 221$) лежит в области углов $30.2\text{--}30.8^\circ$ и смещается в область меньших значений с ростом содержания Се [6]. Это примерно на 1° по 2θ меньше (рис. 1г), чем у главного отражения фаз муратаита с $hkl = 555$ (C5) или 888 (C8). Другие отражения цирконолита, в

частности с $hkl = 004$, не обнаружены, что ставит под вопрос его присутствие.

Минералы группы кричтонита с общей формулой $X^{II}A^{VI}B^{VI}C_{18}^{IV}T_2O_{38}$ ($A = Ba, K, Pb, Sr, La, Ce, Na, Ca; B = Mn, Y, U, Fe, Zr; C = Ti, Fe, Cr, Nb, V, Mn; T = Fe, Mg, Zn$) встречаются в ряде магматических и метаморфических пород [15]. Классический кричтонит обладает тригональной симметрией (пр. гр. $R\bar{3}, Z = 3$) с параметрами ячейки $a \sim 10.4 \text{ \AA}$ и $c \sim 21 \text{ \AA}$. Богатые титаном ($C = Ti$) разновидности встречаются в кристаллических матрицах радионуклидов [4, 7, 10, 11]. Содержание актинидов и их РЗЭ имитаторов в кричтоните обычно ниже, чем в муратаите. После облучения форма рефлексов кричтонита на рентгенограмме меняется: снижается их интенсивность и растет полуширина (ширина на середине высоты). Это обычное проявление разупорядочения (частичной аморфизации) структуры фаз. Облучение не сказывается на форме отражений муратаита, что поз-

Таблица 1. Составы образцов и фаз (среднее из 4–5 анализов), данные СЭМ/ЭДС ($\Sigma = 100\%$)

Оксид. мас. %	Закаленный образец керамики (рис. 1 б)					Образец, отобранный из блока (рис. 1 в)				
	Образец ^а	М _ц	М _{кр}	К	С	Образец ^а	М _ц	М _{кр}	К	С
Na ₂ O	0.5 (0.06) ^б	—	—	—	1.8	0.4 (0.06) ^б	—	—	—	1.7
Al ₂ O ₃	5.3 (0.05)	2.0	3.9	5.7	13.7	5.3 (0.05)	1.9	4.1	5.5	13.4
SiO ₂	4.4 (0.04)	—	0.4 ^в	1.6 ^в	26.0	4.1 (0.04)	0.4 ^в	0.5 ^в	0.4 ^в	26.3
K ₂ O	0.2 (0.02)	—	—	0.1	0.7	0.2 (0.02)	—	—	—	0.7
CaO	8.7 (0.05)	8.1	9.0	4.3	15.0	8.7 (0.05)	8.0	8.8	3.3	17.0
TiO ₂	48.2 (0.11)	42.2	51.8	60.0	20.8	48.4 (0.11)	42.0	51.7	62.9	16.6
MnO ^г	9.1 (0.08)	8.4	9.6	9.3	9.4	9.1 (0.08)	8.2	9.8	9.3	11.0
Fe ₂ O ₃ ^г	6.6 (0.07)	4.3	6.5	10.6	4.6	6.8 (0.07)	4.1	6.5	10.7	4.8
ZrO ₂	8.6 (0.13)	27.0	9.6	1.5	0.6	8.4 (0.12)	27.7	9.7	1.9	0.5
Ce ₂ O ₃ ^г	8.4 (0.12)	8.0	9.2	6.9	7.4	8.6 (0.12)	7.7	8.9	6.0	8.0

Примечание. ^а – среднее по 5 анализам площадок 400 на 400 мкм, ^б – среднеквадратичное отклонение (σ) в анализе содержания элементов. М – муратаит, центр (ц) и края (кр) зерен, К – кричтонит, С – стекло. Прочерк – ниже предела обнаружения элемента (2σ). ^в – возможен захват стекла. ^г – степени окисления элементов переменной валентности приняты как Mn²⁺, Fe³⁺ и Ce³⁺.

воляет предположить более высокую его устойчивость к гамма-радиации.

Условия опытов и содержания элементов в растворах по выщелачиванию, тест SPFT, даны в табл. 2. Скорость выщелачивания элемента (R_i), нормированная к его содержанию в образце, имеет размерность г/(см² сутки) и вычисляется по формуле [5]: $R_i = (C_i q)/(fS)$, здесь C_i – содержание элемента в растворе (г/см³), q – скорость потока (см³/сутки), f – доля элемента в составе керамики, S – площадь поверхности твердой фазы (см²).

По данным СЭМ/ЭДС-анализа доля элемента в керамике (f) составляет 0.06 для Ca, 0.07 для Mn, Ce и Zr, 0.29 для Ti. Поверхность твердой фазы (S , см²) рассчитана как $S = 3m/(gr)$, где m – масса образца (г), r – средний радиус частиц порошка матрицы (см), ρ – удельный вес керамики (г/см³). Масса твердой фазы в опытах равна 2.01 г (серия 1) и 1.77 г (серия 2). В опытах использована фракция зерен с размером от 0.125 и 0.071 мм, средний радиус принят за 4.9×10^{-3} см. С учетом плотности керамики 4.01 г/см³, рассчитанная площадь поверхности твердой фазы составила 308 см² (серия 1) и 271 см² (серия 2). Измеренная по адсорбции инертного газа K_г методом BET площадь поверхности зерен матрицы почти в 6 раз выше расчетной величины [5], что необходимо учитывать при вычислении значения R_i .

Метод SPFT используется при изучении стеклообразных и кристаллических матриц. Для последних он оптимален, поскольку керамики устойчивее к воздействию растворов по сравнению со стеклами. В результате их изменение в

водной среде происходит с меньшей скоростью и требует длительных опытов, высоких температур или агрессивных растворов.

Наибольшие содержания в растворах характерны для Ca и Mn, наименьшие – для Zr, Ti и Ce, как и в других работах [4, 5, 11]. Содержания Fe и, в ряде случаев Al, ниже предела обнаружения (0.01 мг/л). Значения pH растворов (7.7–8.4) лежат в слабощелочной области. Содержания всех элементов в растворах второй серии ниже, чем в растворах первой серии. В целом какой-либо отчетливой закономерности в изменении составов растворов со временем не обнаружено. Эти данные использованы для оценки скорости выщелачивания элементов из матрицы, в первую очередь церия, как имитатора актинидов. С учетом средних содержаний элементов для всего периода испытаний, равного 9 сут в первой серии и 7 сут во второй (табл. 2), нормированная скорость выщелачивания Ce составила $(6–9) \times 10^{-9}$ г/(см² сут) или менее 10^{-4} г/(м² сут). Mn выщелачивается с большей скоростью, чем Al или Fe. Это может быть связано с различной степенью окисления элементов – Al³⁺ и Fe³⁺, тогда как Mn, вероятно, частично находится в виде Mn²⁺. В расчетах использована вычисленная площадь поверхности твердой фазы. Поскольку значение, измеренное методом BET, выше в 5–6 раз, то реальные скорости выщелачивания элементов из образца должны быть несколько ниже.

В тесте SPFT содержания элементов в растворе и скорости выщелачивания проходят через максимум [5], затем снижаются с выходом на плато. Это обусловлено инконгруэнтным растворением

керамики – выносом на ранней стадии легко выщелачиваемых более крупных и низкозарядных катионов, например Ca^{2+} и Mn^{2+} . В результате поверхностный слой зерен обогащается титаном и цирконием, что защищает матрицу от дальнейшего взаимодействия с раствором. В исследованиях пироклоровой керамики при $T = 90^\circ\text{C}$ и $\text{pH} = 2$ первая стадия длится десятки (до 50) сут, после 150 сут выщелачивание стабилизируется [5]. Различие начальной и остаточной скоростей выщелачивания составляет 1–1.5 порядка, так, для церия она снижается с 10^{-2} до $10^{-3.5}$ г/(м² сут). Такой же разницы можно ожидать для начальной и остаточной скоростей выщелачивания в наших опытах при pH раствора = 7–8. Концентрации Са в растворах обеих серий лежат в узком диапазоне, поэтому полученные данные отвечают, вероятно, начальной скорости выщелачивания, а величина $R_{\text{Ca}} = (5-6) \times 10^{-2}$ г/(м² сут). Для Се она на три порядка ниже и оценивается в $(6-9) \times 10^{-5}$ г/(м² сут). Скорости выщелачивания Тi и Zr ниже, чем для Се в 5–6 и 10 раз соответственно. По мере взаимодействия матрицы с раствором и образования поверхностного слоя, обогащенного титаном и цирконием, можно ожидать дальнейшего падения скорости выщелачивания церия (имитатор актинидов) еще на порядок, до 10^{-5} г/(м² сут) и даже ниже. Из-за радиолитического разложения на контакте с матрицей может снизиться до значения 3–4, но подкисление будет подавлять реакция с контейнером, буфером и вмещающей породой. Поэтому близнейтральные–слабощелочные условия лучше отражают гидрохимическую обстановку в подземном хранилище радиоактивных отходов.

Таким образом, в результате проведенных исследований индукционным плавлением в холодном тигле получена матрица для изоляции ВАО актинидной (РЗЭ-актинидной, РЗЭ-Zr-актинидной) фракции. Она сложена доминирующим муратаитом зонального строения, небольшим количеством титаната со структурой минерала кричтонит и фазой стекла. Стекло образуется из-за контаминации расплава кремнеземом при частичном растворении огнеупорной обмазки тигля. Отличий в составе образцов с различной скоростью охлаждения не обнаружено. Они отличаются лишь размером зерен фаз – более крупным в образце, отобранном из блока с меньшей скоростью остывания и кристаллизации. Гамма-облучение образцов дозой 22 млн Грей не изменило рентген-дифракционную картину муратаита, но привело к некоторому снижению интенсивности и уширению рефлексов кричтонита. Это свидетельствует о его меньшей радиационной устойчивости, чем у муратаита. Модификация состава шихты позволила избежать появления перовскита в образце. Остаточная скорость выщелачивания

Таблица 2. Содержания элементов в растворах опытов, в мкг/л (10^{-9} г/см³), и pH раствора

№ пробы*	Ca	Al	Mn	Ti	Zr	Ce	pH
1–1	5360	<8	150	9.9	1.7	10.4	8.2
1–2	5120	150	310	<0.2	0.1	1.5	8.1
1–3	5210	120	470	<0.2	<0.03	0.1	7.8
1–4	6830	110	630	7.6	1.1	13.9	8.2
1–5	7930	<8	810	2.1	0.3	3.4	7.8
1–6	4870	<8	590	9.6	0.7	16.9	7.8
1–7	4880	<8	650	<0.2	<0.03	0.1	7.9
1–8	5290	<8	640	1.3	0.2	3.6	7.8
1–9	5270	<8	610	<0.2	0.2	0.8	7.7
<i>Серия 1, среднее</i>	<i>5640</i>	<i>42</i>	<i>540</i>	<i>3.4</i>	<i>0.4</i>	<i>5.7</i>	<i>7.9</i>
2–1	3160	100	280	<0.2	<0.03	<0.1	7.7
2–2	3320	13	360	2.3	0.2	7.9	7.8
2–3	3010	4	320	<0.2	0.1	2.0	8.2
2–4	3290	10	330	1.7	0.1	5.0	8.2
2–5	3930	10	290	3.7	0.2	11.7	8.4
2–6	3110	<8	230	<0.2	<0.03	0.7	8.0
2–7	3230	<8	220	0.2	<0.03	2.9	7.8
<i>Серия 2, среднее</i>	<i>3292</i>	<i>20</i>	<i>290</i>	<i>1.1</i>	<i>0.1</i>	<i>4.3</i>	<i>8.0</i>

Примечание. * – первая цифра – номер серии опытов, вторая – время отбора пробы раствора (сут).

ния Се (имитатор актинидов) в динамическом тесте оценивается в 10^{-5} г/(м² сут).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Е.Е. Осташкиной за облучение образцов и проведение опытов по их выщелачиванию, С.С. Данилову за помощь в анализе составов растворов после опытов, рецензенту за замечания, позволившие прояснить ряд вопросов и улучшить текст статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-29-12032) и, частично, в рамках темы НИР государственного задания ИГЕМ РАН (изучение образцов керамик в сканирующем электронном микроскопе).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lutz W., Ewing R.C. (eds.). Radioactive Waste Forms for the Future. Amsterdam: Elsevier, 1988. 778 p.
2. Ершов Б.Г., Минаев А.А., Попов И.Б., Юрик Т.К., Кузнецов Д.Г., Иванов В.В., Ровный С.И., Гужавин В.И.

- Сравнение физико-химических свойств матриц для иммобилизации радиоактивных отходов (РАО) и технологических процессов их получения // Вопросы радиационной безопасности. 2005. № 1. С. 13–22.
3. *Полуэкттов П.П., Суханов Л.П., Матюнин Ю.И.* Научные подходы и технические решения в области обращения с жидкими высокоактивными отходами // Российский химический журнал. 2005. Т. XLIX. № 4. С. 29–41.
 4. *Стефановский С.В., Пташкин А.Г., Князев О.А., Зеньковская М.С., Стефановская О.И., Варлакова Г.А., Бурлака О.А., Юдинцев С.В., Никонов Б.С.* Иммобилизация имитатора актиноидно-редкоземельной фракции высокоактивных отходов в матрицу на основе муратаита методом индукционного плавления в холодном тигле // Физика и химия обработки материалов. 2008. № 4. С. 18–25.
 5. *Icenhower J.P., Strachan D.M., Mcgrail B.P., Scheele R.D., Rodriguez E.A., Steele J.L., Legore V.L.* Dissolution Kinetics of Pyrochlore Ceramics for the Disposition of Plutonium // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 39–53.
 6. *Blackburn L.R., Sun S., Gardner L.J., Maddrell E.R., Stennett M.C., Hyatt N.C.* A Systematic Investigation of the Phase Assemblage and Microstructure of the Zirconolite $\text{CaZr}_{1-x}\text{Ce}_x\text{Ti}_2\text{O}_7$ system // Journal of Nuclear Materials. 2020. V. 535. Paper ID 152137.
 7. *Лаверов Н.П., Юдинцев С.В., Стефановский С.В., Омеляненко Б.И., Никонов Б.С.* Муратаитовые матрицы актинидных отходов // Радиохимия. 2011. Т. 53. Вып. 3. С. 196–207.
 8. *Юдинцев С.В., Стефановский С.В., Каленова М.Ю., Никонов Б.С., Никольский М.С., Кощеев А.М., Шепин А.С.* Матрицы для иммобилизации отходов редкоземельно-актинидной фракции, полученные методом индукционного плавления в холодном тигле // Радиохимия. 2015. Т. 57. Вып. 3. С. 272–282.
 9. *Amoroso J.W., Marra J., Dandeneau C.S., Brinkman K., Xu Y., Tang M., Maio V., Webb S.M., Chiu W.K.S.* Cold Crucible Induction Melter Test for Crystalline Ceramic Waste Form Fabrication: A Feasibility Assessment // Journal of Nuclear Materials. 2017. V. 486. P. 283–297.
 10. *Yudintsev S., Stefanovsky S., Nikonov B., Stefanovsky O., Nickolskii M., Skvortsov M.* Phase Formation at Synthesis of Murataite-crichtonite Ceramics // Journal of Nuclear Materials. 2019. V. 517. P. 371–379.
 11. *Юдинцев С.В., Данилов С.С., Винокуров С.Е., Стефановская О.И., Никонов Б.С., Никольский М.С., Скворцов М.В., Мясоедов Б.Ф.* Фазовый состав и гидротермальная устойчивость керамик на основе муратаита // Радиохимия. 2020. Т. 62. № 6. С. 505–511.
 12. *Shannon R.D.* Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides // Acta Crystallographica. Section A. 1976. V. A32. P. 751–767.
 13. *Krivovichev S., Yudintsev S., Pakhomova A., Stefanovsky S.* Murataite-pyrochlore Ceramics as Complex Matrices for Radioactive Waste Immobilization: Structural and Microstructural Mechanisms of Crystallization // ICAM 2019 (14th International Congress for Applied Mineralogy), S. Glagolev (Ed.): SPEES, Springer, 2019. P. 447–450.
 14. *Никольский М.С., Юдинцев С.В.* Дифракция отраженных электронов в исследовании матриц для иммобилизации актинидов на основе фаз муратаитового типа // Кристаллография. 2021. Т. 66. № 1. С. 124–135.
 15. *Lumpkin G.R., Blackford M.G., Colella M.* Chemistry and Radiation Effects of Davidite // American Mineralogist. 2013. V. 98. P. 275–278.

MURATAITE MATRICES FOR IMMOBILIZATION OF ACTINIDES OBTAINED IN A “COLD” CRUCIBLE WITH INDUCTION HEATING

Corresponding Member of the RAS **S. V. Yudintsev^{a,*}, O. I. Stefanovsky^b, M. S. Nickolsky^a, M. V. Skvortsov^b, and B. S. Nikonov^a**

^a Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* E-mail: yudintsevsv@gmail.com

Crystalline materials are promising materials for the isolation of nuclear waste with long-lived radionuclides. Potential matrix of actinides obtained by melting in a “cold” inductively-heated crucible has been studied. The sample is composed of major phase murataite, there is an admixture of crichtonite and glass. The appearance of glass is associated with contamination of the crucible coating. As in other melted samples murataite forms zonal crystals, the center of which is enriched in the heaviest elements, including Zr and actinide simulator (Ce). Murataite contains the overwhelming majority (80 rel.%) of radioactive waste imitators (cerium). Gamma irradiation of the sample with a dose of 22 million Gray did not lead to a change in the murataite’s structure but resulted in a partial disordering of the crichtonite structure. From the results of dynamic SPFT test (powder, water, 70°C) normalized leaching rate of Ce was estimated to be 10^{-4} – 10^{-5} g/(m² day).

Keywords: nuclear waste, actinides, immobilization, murataite, melting, irradiation, leaching