

ISSN 2686-7397

Том 519, Номер 1

Ноябрь 2024

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 519, номер 1, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Напряжённость магнитного поля Земли в раннем мелу по результатам изучения траппов архипелага Земля Франца-Иосифа

В. В. Абашев, член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин, А. А. Елисеев, академик РАН В. А. Верниковский, Н. Э. Михальцов, Е. В. Виноградов 389

Возраст и состав средне-верхнеюрских отложений центральной зоны Полоусного террейна (Северная Якутия)

Е. В. Ватрушкина, М. В. Герцева, В. В. Костылева, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов 396

СТРАТИГРАФИЯ

Новые данные к региональной стратиграфической шкале палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (изотопная геохимия и возраст супракрустальных комплексов террейна Инари, Кольский полуостров)

А. Б. Вревский, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов, П. А. Львов 405

Новые находки вендских макрофоссилий в верхнем докембрии возвышенности Четласский камень Тиманского кряжа (Архангельская область)

А. В. Колесников, В. Н. Паньков, В. А. Панькова, И. В. Латышева, А. В. Шацлло, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов 414

Rb–Sr возраст аутигенного глауконита и U–Pb возраст детритового циркона из отложений рифея и венда Мезенской синеклизы, Восточно-Европейская платформа (скважина Кельтменская-1)

Т. С. Зайцева, Е. Ю. Голубкова, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк, Е. Г. Довжилова, О. К. Каурова 420

Средне-позднечетвертичная стратиграфия и условия осадконакопления в Норвежском море на основе комплекса данных по палеомаркерам

Е. А. Новичкова, Л. Л. Дёмина, Д. П. Стародымова, А. Г. Матуль, М. Д. Кравчишина, М. П. Чеховская, Н. С. Оськина, Л. А. Лозинская, С. В. Сломнюк, А. С. Соломатина, К. С. Якимова 427

ГЕОХИМИЯ

Термодинамическая модель системы $H_2O-LiCl-NaCl$ для исследования флюидных включений: расчёт по уравнениям Питцера

М. А. Мисюра, С. А. Бушмин, О. В. Александрович, М. Е. Мамыкина, Е. В. Савва 436

Изотопный состав серы куваевита ($Ir_5Ni_{10}S_{16}$) и толовкита ($IrSbS$): первые данные

И. Ю. Баданина, В. В. Мурзин, К. Н. Малич 445

ПЕТРОЛОГИЯ

Ассимиляция карбонатов базитовыми магмами: фассаитовые габбро Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье)

Член-корреспондент РАН Е. В. Скляров, А. В. Лавренчук, Д. В. Семенова 453

МИНЕРАЛОГИЯ

Необычная рудная минерализация кремнистых отложений Южно-Камбального центрального термального поля (Камчатка)

Г. А. Пальянова, С. Н. Рычагов, Е. Н. Светова, Т. Н. Мороз, Ю. В. Сереткин, Е. И. Сандимирова, академик РАН Н. С. Бортников 464

Спектроскопия минералов благородных металлов Василюновского медно-золото-платиноидного рудопроявления (Полярный Урал, Россия)	474
<i>Р. И. Шайбеков, С. И. Исаенко, Е. М. Тропников</i>	
Кристаллическая структура и КР-спектроскопия синтетического калиевого рихтерита	489
<i>Е. В. Лиманов, В. Г. Бутвина, О. Г. Сафонов, А. В. Спивак, А. В. Кузьмин, академик РАН Л. Я. Аранович</i>	
Золотая минерализация кальцит-доломитовых карбонатитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь): первые данные	500
<i>К. Н. Малич, Г. В. Липенков, Д. А. Озорнин, М. В. Наумов, И. Ю. Баданина, В. А. Булатов, А. А. Войтин</i>	

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Растительность и среда обитания раннего плейстоцена в районе пещеры Таврида (центральный Крым) по данным изучения микрофитофоссилий	509
<i>Д. А. Лопатина, О. Г. Занина, академик РАН А. В. Лопатин</i>	

ГЕОФИЗИКА

Аэрогравиметрические измерения над Байкалом	517
<i>В. Н. Конешов, П. С. Михайлов</i>	

СЕЙСМОЛОГИЯ

Новый подход к контролю опасности техногенных землетрясений в окрестности горнодобывающих предприятий	527
<i>Академик РАН В. В. Адушкин, А. Н. Беседина, Г. Г. Кочарян, И. Э. Семенова, С. А. Жукова, О. Г. Журавлева</i>	

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Энергетика циклонов и антициклонов в их развитии	535
<i>М. Г. Акперов, академик РАН Г. С. Голицын, академик РАН В. А. Семенов</i>	
Многолетние изменения активности волновых возмущений в области мезопаузы	543
<i>В. И. Перминов, Н. Н. Перцев, академик РАН В. А. Семенов, П. А. Далин, В. А. Суходоев</i>	

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Пилотная национальная сеть мониторинга дыхания почвы на территории России: первые результаты и перспективы развития	550
<i>И. Н. Курганова, Д. В. Карелин, академик РАН В. М. Котляков, А. С. Прокушкин, Д. Г. Замолотчиков, А. В. Иванов, Д. В. Ильясов, Д. А. Хорошаев, В. О. Лопес де Гереню, А. А. Бобрик, С. В. Брянин, О. Ю. Гончарова, В. В. Ершов, Д. Г. Иванов, С. Ю. Зорина, В. В. Каганов, Е. А. Капица, Г. Н. Копчик, М. А. Кузнецов, А. С. Куманяев, А. В. Куприн, А. В. Мамай, А. И. Матвиенко, А. В. Махныкина, А. С. Мостовая, Е. В. Мошкина, С. Ю. Моченов, Н. С. Рябов, Д. В. Сапронов, Н. В. Сиденко, Л. Г. Соколова, А. С. Сорокин, Г. Г. Суворов, О. Э. Суховеева, А. С. Чумбаев, Н. Ю. Шмакова</i>	

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Геоэкологический феномен в условиях маловодья и зарегулирования реки Дон	560
<i>Академик РАН Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко</i>	

CONTENTS

Vol. 519, no. 1, 2024

GEOLOGY

Early cretaceous absolute geomagnetic paleointensities based on results for the traps of the Franz Josef Land archipelago

V. V. Abashev, Corresponding member of the RAS D. V. Metelkin, A. A. Eliseev, Academician of the RAS V. A. Vernikovskiy, N. E. Mikhaltsov, E. V. Vinogradov 389

Age and composition of the middle-upper jurassic deposits in the central zone of the polousnyi terrane (Northern Yakutia)

A. Yu. Lebedev, I. A. Alexandrov, V. V. Ivin 396

STRATIGRAPHY

New data for the regional stratigraphic scale of the paleoproterozoic of the Fennoscandian shield (isotopic geochemistry and age of supracrustal complexes, Inari terrane, Kola peninsula)

A. B. Vrevskiy, Corresponding member of the RAS A. B. Kuznetsov, P. A. Lvov 405

A new findings of vendian macrofossils in the upper precambrian of Chetlasskiy kamen hill of the Timan range (Arkhangelsk region)

A. V. Kolesnikov, V. N. Pan'kov, V. A. Pan'kova, I. V. Latysheva, A. V. Shatsillo, Corresponding member of the RAS N. B. Kuznetsov 414

Rb–Sr age of authigenic glauconite and U–Pb age of detrital zircon from riphean and vendian deposits of the Mezen syncline, Eastern European platform (Keltmen–1 bore-hole)

T. S. Zaitseva, E. Yu. Golubkova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov, Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk, E. G. Dovzhikova, O. K. Kaurova 420

Middle to late quaternary stratigraphy and sedimentation paleoenvironment of the Norwegian sea based on a paleomarker

E. A. Novichkova, L. L. Demina, D. P. Starodymova, A. G. Matul, M. D. Kravchishina, M. P. Chehovskaia, N. S. Oskina, L. A. Lozinskaia, S. V. Slomnyuk, A. S. Solomatina, K. S. Iakimova 427

GEOCHEMISTRY

Thermodynamic model of the H₂O–LiCl–NaCl system for fluid inclusions study: calculation using Pitzer equations

M. A. Misyura, S. A. Bushmin, O. V. Aleksandrovich, M. E. Mamykina, E. V. Savva 436

Sulfur isotope composition of kuvaevite (Ir₅Ni₁₀S₁₆) and tolovkite (IrSbS): first results

I. Yu. Badanina, V. V. Murzin, K. N. Malitch 445

PETROLOGY

Assimilation of carbonates by mafic magma: fassaite gabbro of the Olkhon terrane (Western Baikal region)

Corresponding member of the RAS E. V. Sklyarov, A. V. Lavrenchuk, D. V. Semenova 453

MINERALOGY

Unusual ore mineralization of siliceous rocks of the South-Kambaly central thermal field (Kamchatka)

G. A. Palyanova, S. N. Rychagov, E. N. Svetova, T. N. Moroz, Yu. V. Seryotkin, E. I. Sandimirova, Academician of the RAS N. S. Bortnikov 464

Spectroscopy of noble metals minerals of the Vasilinovsk copper-gold-platinum ore occurrence (Polar Ural, Russia)	474
<i>R. I. Shaibekov, S. I. Isaenko, E. M. Tropnikov</i>	
Crystal structure and RAMAN spectroscopy of synthetic potassium richterite	489
<i>E. V. Limanov, V. G. Butvina, O. G. Safonov, A. V. Spivak, A. V. Kuzmin, Academician of the RAS L. Ya. Aranovich</i>	
Gold mineralization from calcite-dolomite carbonatite of the Guli massif (Maimecha-Kotui province, Polar Siberia): first results	500
<i>K. N. Malitch, G. V. Lipenkov, D. A. Ozornin, M. V. Naumov, I. Yu. Badanina, V. A. Bulatov, A. A. Voitin</i>	

PALEONTOLOGY

Early pleistocene vegetation and environments near the Taurida cave (central Crimea) based on microphytofossil data	509
<i>D. A. Lopatina, O. G. Zanina, Academician of the RAS A. V. Lopatin</i>	

GEOPHYSICS

Aerogravimetric measurements over Baikal	517
<i>V. N. Koneshov, P. S. Mikhailov</i>	

SEISMOLOGY

A new approach to control the hazard of technogenic earthquakes in mine	527
<i>Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. N. Besedina, G. G. Kocharyan, I. E. Semenova, S. A. Zhukova, O. G. Zhuravleva</i>	

CLIMATIC PROCESSES

Energy of cyclones and anticyclones in their development	535
<i>M. G. Akperov, Academician of the RAS G. S. Golitsyn, Academician of the RAS V. A. Semenov</i>	
Long-term changes in the activity of wave disturbances in the mesopause region	543
<i>V. I. Perminov, N. N. Pertsev, academician of the RAS V. A. Semenov, P. A. Dalin, V. A. Sukhodoev</i>	

SOIL SCIENCE

The pilot national network of soil respiration monitoring in Russia: the first results and prospects	550
<i>I. N. Kurganova, D. V. Karelin, Academician of the RAS V. M. Kotlyakov, A. S. Prokushkin, D. G. Zamolodchikov, A. V. Ivanov, D. V. Ilyasov, D. A. Khoroshaev, V. O. Lopez De Gertheny, A. A. Bobrik, S. V. Bryanin, O. Yu. Goncharova, V. V. Ershov, D. G. Ivanov, S. Yu. Zorina, V. V. Kaganov, E. A. Kapitsa, G. N. Kopsik, M. A. Kuznetsov, A. S. Kumanyaev, A. V. Kuprin, A. V. Mamai, A. I. Matvienko, A. V. Makhnykina, A. S. Mostovaya, E. V. Moshkina, S. Yu. Mothenov, N. S. Ryabov, D. V. Sapronov, N. V. Sidenko, L. G. Sokolova, A. S. Sorokin, G. G. Suvorov, O. E. Sukhoveeva, A. S. Chumbaev, N. Yu. Shmakova</i>	

GEOECOLOGY

Geocological phenomenon in the lack of water conditions and regulation of the Don river	560
<i>G. G. Matishov, K. S. Grigorenko</i>	

УДК 550.38

НАПРЯЖЁННОСТЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В РАННЕМ МЕЛУ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ТРАППОВ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

© 2024 г. В. В. Абашев^{1,2,*}, член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин^{2,1}, А. А. Елисеев^{2,1},
академик РАН В. А. Верниковский^{1,2}, Н. Э. Михальцов^{1,2}, Е. В. Виноградов^{2,1}

Поступило 21.05.2024 г.

После доработки 08.07.2024 г.

Принято к публикации 09.07.2024 г.

Приводятся сведения об абсолютной величине напряжённости магнитного поля Земли в начале мелового суперхрона С34n, полученные по базальтам о. Гукера архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), которые рассматриваются в качестве одного из проявлений крупной изверженной провинции Высокоширотной Арктики. Хорошая сохранность информации о древнем геомагнитном поле в изученных базальтах обусловлена наличием псевдооднородных зёрен первично-магматического титаномагнетита. Полученные определения палеонапряжённости методом Телье-Коз, с учётом других необходимых обоснований, удовлетворяют общепринятым критериям надёжности и свидетельствуют, что интенсивность магнитного поля Земли 125 млн лет назад, в момент формирования траппов архипелага ЗФИ, была в 4 раза ниже современной. Согласно нашим оценкам, среднее значение виртуального дипольного момента составляет 1.7×10^{22} А·м². Новые определения поддерживают представления о низкой величине палеонапряжённости на рубеже баррема–апта, наличии корреляционной связи между напряжённостью геомагнитного поля, частотой инверсий и формированием мантийных плюмов.

Ключевые слова: палеомагнетизм, палеонапряжённость, меловой суперхрон С34n, метод Телье-Коз, траппы, архипелаг Земля Франца-Иосифа, крупные изверженные провинции

DOI: 10.31857/S2686739724110016

На протяжении геологической истории магнитное поле испытывало многократные инверсии. Согласно данным мировой шкалы магнитной полярности (GPTS), за последние 170 млн лет продолжительность большинства магнитохрон составляет от 0.1 до 1 млн лет. Исключением является только длительный меловой, от апта до сантона (84–121 млн лет) суперхрон (обозначаемый CNS, Джалал или С34n), когда в течение ~ 40 млн лет, магнитное поле Земли характеризуется прямой полярностью, при практически полном отсутствии инверсий. Согласно теоретическим моделям ([1–4] и др.), такой продолжительный интервал времени стабильного

состояния геомагнитного поля отражает перестройку глубинных термодинамических процессов, в том числе во внешнем жидком ядре, которые вызваны отводом накопленного избыточного тепла плюмами, возникающими на границе ядро–мантия, и/или активизацией конвективных течений в мантии. Соответственно интервалы суперхрон должны отличаться преобладающей высокой напряжённостью геомагнитного поля. Это, в целом, подтверждают результаты статистического анализа базы данных палеонапряжённости, указывающие на существование обратной корреляции между частотой инверсий и напряжённостью геомагнитного поля [5]. Так большинство имеющихся для интервала С34n определений отвечают средним значениям виртуального дипольного момента (VDM) 4.8×10^{22} А·м². При этом начало эпохи сравнительно высокого геомагнитного поля, согласно результатам этого анализа, намечается незадолго до начала суперхрона, около 135 млн лет назад. Предшествующий ему юрско-раннемеловой (135–200 млн лет) интервал характеризуется частыми

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*E-mail: abashev@ipgg.sbras.ru

инверсиями, а соответствующие этому интервалу значения VDM сравнительно ниже, в среднем 2.5×10^{22} А·м². Однако, в ряде работ ([6, 7] и др.) приводятся фактические данные, отвергающие такую корреляцию VDM с частотой инверсий, и свидетельствующие о наличии интервалов экстремально слабого геомагнитного поля во время С34п. В рамках поставленной проблемы необходима аккумуляция всесторонне обоснованных данных по палеонапряжённости для юрско-мелового интервала. Наиболее подходящим источником такой информации являются мощные вулканические разрезy крупных магматических провинций. Непосредственным объектом нашего исследования стали базальтовые покровы архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), которые представляют один из ареалов Баренцево-морской части крупной магматической

провинции Высокоширотной Арктики (HALIP). До настоящего времени базальты ЗФИ были детально изучены на предмет сохранности и ориентировки вектора естественной остаточной намагниченности [8, 9]. С использованием геохронологических данных доказано, что формирование базальтов и фиксация установленного в них палеомагнитного сигнала приходится на конец баррема—апт (125 млн лет назад).

В данной работе мы представляем первые для архипелага ЗФИ результаты изучения палеонапряжённости на примере серии мощных базальтовых покровов, бронирующих остров Гукера. В частности, представляемые в анализе базальты опробованы в бухте Тихая восточнее м. Седова, а также в обнажениях на м. Альберта Маркама и м. Медвежий (рис. 1).

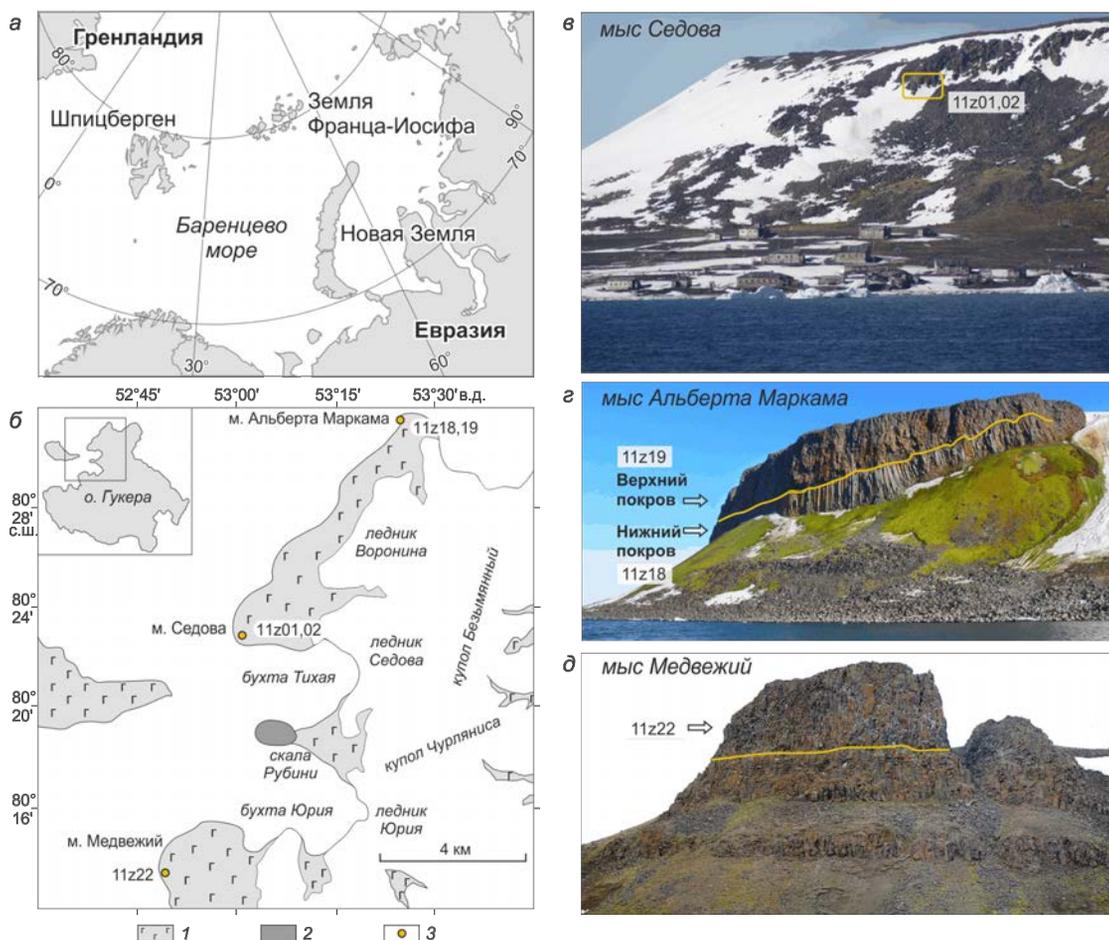


Рис. 1. Геологическое строение северной части о. Гукера, район бухты Тихой. а — схема расположения архипелага Земля Франца-Иосифа; б — схема геологического строения о. Гукера: 1 — раннемеловые базальты и долериты нерасчлененные; 2 — шток скалы Рубини; 3 — точки палеомагнитного опробования; в — общий вид клифа бухты Тихой с указанием местоположения обнажения 11z01, 02; г — фото разреза на мысе Альберта Маркама с указанием местоположения обнажения 11z18, 19; д — фото разреза на мысе Медвежий с указанием местоположения обнажения 11z22.

Носителем первичной намагниченности в исследуемых базальтах является титаномagnetит с температурами Кюри $\sim 250\text{--}300^\circ\text{C}$ [8, 9]. В этом же диапазоне происходит потеря основной части намагниченности в ходе ступенчатой температурной чистки. При нагреве не выше 300°C существенных минералогических изменений в образцах практически не происходит. Анализ гистерезисных параметров свидетельствует о преобладании псевдооднодоменных, реже ещё более мелких — однодоменных частиц [8, 9]. В целом петромагнитные характеристики, магнитная минералогия, результаты изучения компонентного состава намагниченности указывают на потенциальную перспективность для определения абсолютной величины древнего геомагнитного поля.

Определение абсолютных значений палеонапряжённости V_{anc} проводилось методом Телье-Коэ с выполнением процедуры контрольных точек (check-points) [10]. Для большинства исследованных образцов диаграммы Арай-Нагата (АН) и Зийдервельда имеют общие характерные черты (рис. 2). Как правило, на них прослеживаются две компоненты. На первых шагах чистки, уже при $100\text{--}120^\circ\text{C}$, разрушается хаотически ориентированная компонента, имеющая вязкую природу. Преимущественно при нагреве от $\sim 160^\circ\text{C}$ и вплоть до полной потери природной намагниченности разрушается единственная регулярная характеристическая компонента. На АН-диаграммах позиции check-points совпадают или близки к первичным точкам, что указывает на отсутствие химических изменений в процессе нагрева. Также наблюдается чёткий прямолинейный участок (fit-интервал), по которому делалась оценка V_{anc} и рассчитывались связанные с ней параметры (рис. 2). Подавляющее большинство полученных определений V_{anc} отвечают необходимым критериям надёжности [11]. Эти оценки, в частности, подтверждают результаты экспериментов методом Вилсона-Буракова. Соответствующие графики демонстрируют подобие кривых NRM и TRM* (см. рис. 2), а полученные в итоге значения V_{anc}^* близки к оценкам V_{anc} методом Телье-Коэ.

Таким образом, удалось всесторонне обосновать и подтвердить 38 определений V_{anc} , полученных методом Телье-Коэ, которые использованы в дальнейшем анализе. В расчётах среднего в точке отбора значения V_{anc} участвует не менее 8 определений (табл. 1). Для расчёта VDM использована стандартная формула [12]:

$$\text{VDM} = 0.5 \times V_{\text{anc}} r^3 \sqrt{1 + 3\cos^2 I} \times 10^7,$$

где V_{anc} — среднее в точке отбора значение палеонапряжённости, r — радиус Земли, I — значение

магнитного наклона (использовано значение 75.6° , которое получено в результате осреднения всего массива палеомагнитных данных по базальтам ЗФИ [9]).

Полученные в итоге данные свидетельствуют, что на рубеже баррема-апта величина геомагнитного поля была минимум в 4 раза ниже современной. Рассчитанные средние в точках отбора значения VDM с учётом стандартного отклонения изменяются в пределах $(1.3\text{--}2.2) \cdot 10^{22} \text{ А}\cdot\text{м}^2$ (табл. 1). Эти аномально низкие значения палеонапряжённости подтверждают оценки величины VDM для рубежа ~ 125 млн лет назад, представленные ранее в [6]. Соответственно нет оснований отрицать реальность эпизодов резкого падения напряжённости в эпохи преобладающего безинверсионного режима геомагнитного поля. Согласно анализу данных мировой базы палеонапряжённости единичные низкие VDM встречаются на всём интервале преобладающего высокого поля ($135\text{--}84$ млн лет), связанного с меловым суперхроном (рис. 3). В рамках стандартных теоретических моделей такие изменения абсолютного значения величины геомагнитного поля носят случайный характер и объясняются ультракраткими событиями, не связанными со сколь-нибудь значимыми изменениями в режиме работы геодинамо и общей термодинамике внутренних оболочек Земли. Однако, набор имеющихся данных позволяет наметить во время C34n минимум два достаточно продолжительных интервала $\sim 127\text{--}122$ и $108\text{--}104$ млн лет, когда значения обычно высокого VDM отсутствуют, а средние значения снижаются до $\sim 2 \cdot 10^{22} \text{ А}\cdot\text{м}^2$. Третий чётко выраженный минимум приходится на ~ 135 млн лет и завершает юрско-раннемеловую эпоху низкого геомагнитного поля (рис. 3).

Анализ имеющихся данных о возрасте плюмовых проявлений [14] даёт основание вполне уверенно сопоставлять указанные эпизоды падения абсолютной величины напряжённости с пиками плюмового магматизма. Так согласно многочисленным U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениям основной объём траппов провинции Парана-Этендека сформированы в интервале $135\text{--}132$ млн лет [14]. Один из крупнейших в истории Земли максимумов плюмового магматизма приходится на ~ 125 млн лет [4, 15–17]. В частности, трапповые комплексы этого возраста широко представлены в составе провинции Онтонг-Ява (плато Манихики $\sim 127\text{--}126$ млн лет). Вторая вспышка магматизма в пределах этой же провинции, согласно геохронологическим оценкам, приходится на уровень ~ 95 млн лет (плато Хикуруанги

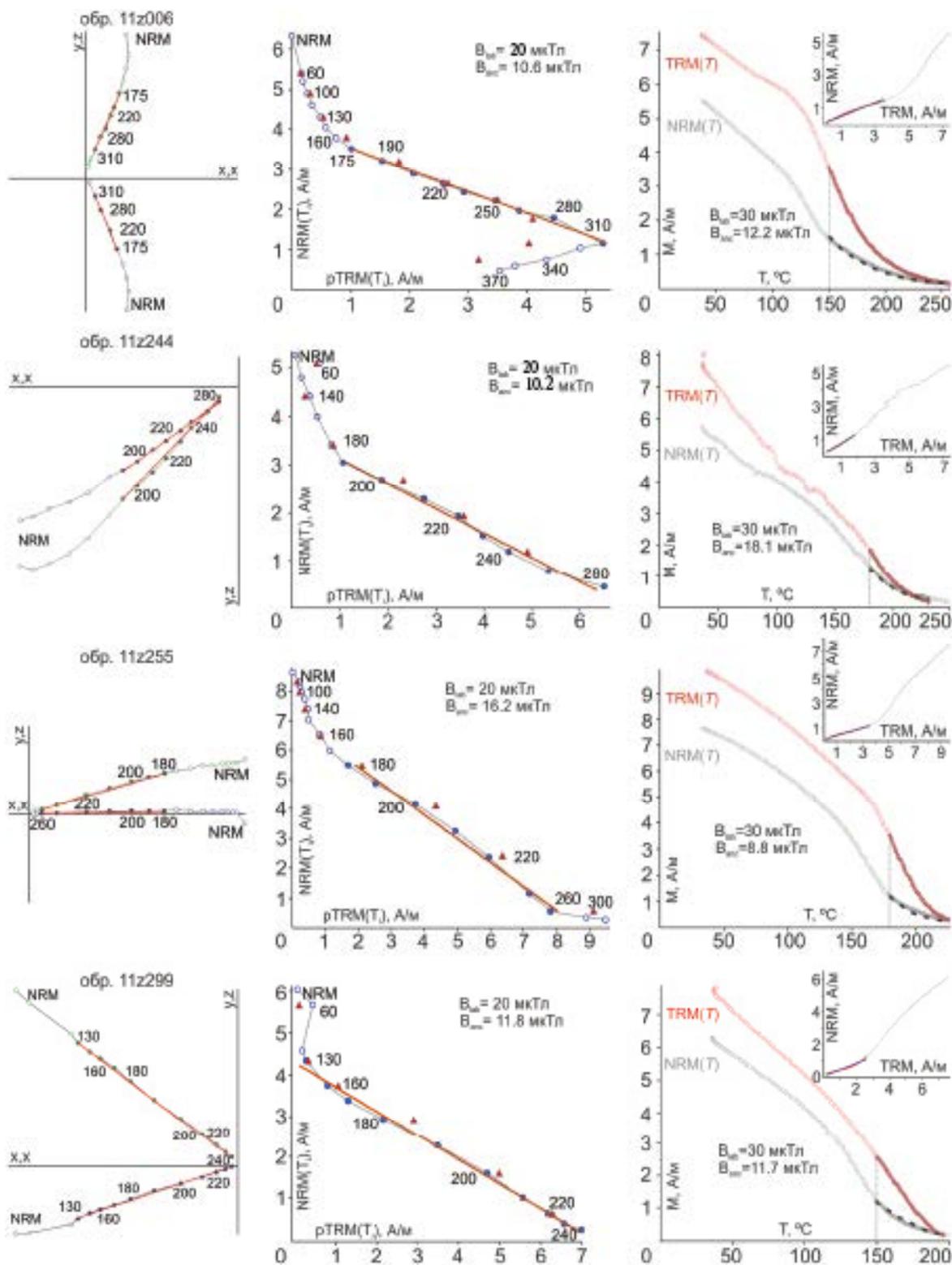


Рис. 2. Типичные графики по результатам палеомагнитных экспериментов для раннемеловых базальтов ЗФИ, слева–направо: ортогональная диаграмма Зийдервелда (в координатах образца) по результатам ступенчатого термо-размагничивания; диаграммы Арай–Нагата по оценке палеонапряжённости V_{anc} методом Телье–Коэ (заполненные и полые точки – экспериментальные значения, вошедшие и не вошедшие в интервал аппроксимации, красная прямая – линия тренда, треугольники – check-points); термомагнитные кривые NRM, TRM и TRM* и график зависимости NRM и TRM для оценки палеонапряжённости V_{anc} методом Вилсона–Буракова.

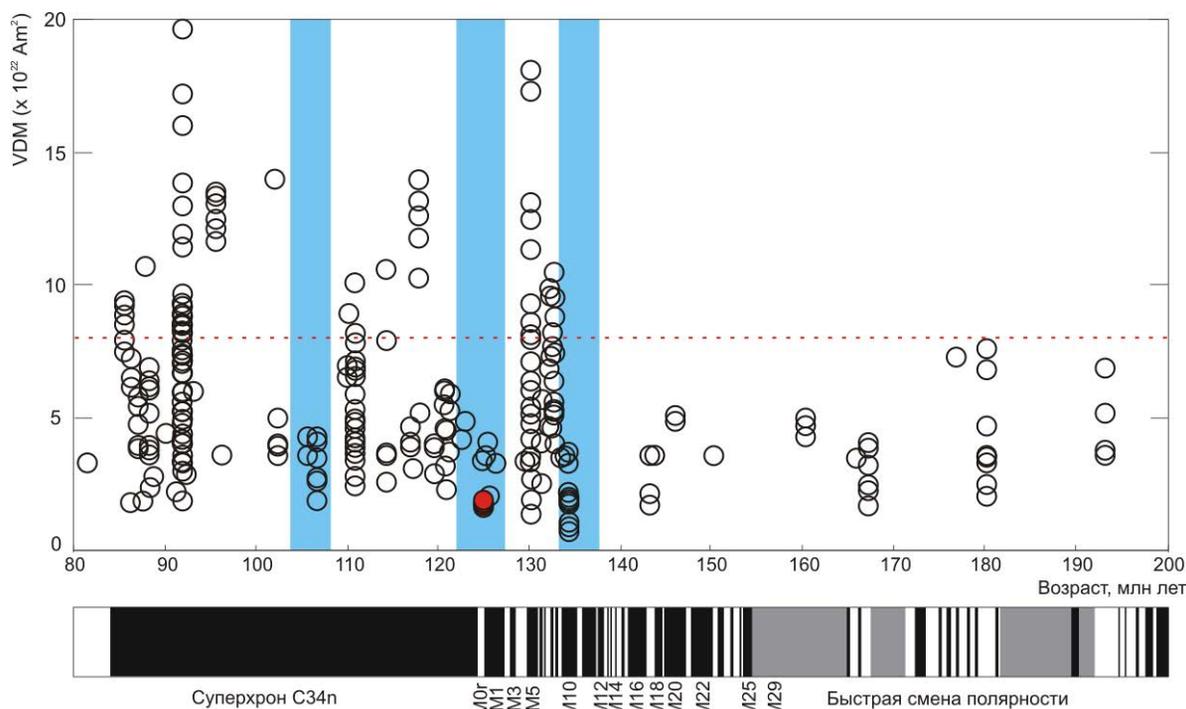


Рис. 3. Сопоставление полученных значений VDM (красные круги) (см. табл. 1) с имеющимися определениями (белые круги) для периода 80–200 млн лет по [5]. Внизу временная шкала геомагнитной полярности по [13], чёрный цвет соответствует интервалам прямой, белый – обратной, серый – смешанной (частые инверсии вне масштаба) полярности. Красной пунктирной линией показано современное значение VDM, голубыми вертикальными полосами выделены интервалы ультравысоких значений VDM.

Таблица 1. Средние значения Banc методом Телье-Коз и соответствующие VDM

Точка отбора	Палеоинтенсивность					VDM × 10 ²² Am ²		
	N/n	Banc μT	Banc St.err. μT	Banc St.err. %	Banc St.dev. μT	VDM	VDM St.err	VDM St.dev
11z01,02	12/12	11.3	0.6	5.4	2.1	1.6	0.1	0.3
11z18	8/8	12.3	0.8	6.7	2.3	1.7	0.1	0.3
11z19	8/8	12.2	1.1	8.7	3.0	1.7	0.2	0.4
11z22	10/10	13.2	0.7	5.5	2.3	1.9	0.1	0.3

Примечание. n/N – количество использованных в статистике к общему количеству изученных образцов; St.err – стандартная ошибка; St.dev – стандартное отклонение.

~110–93 млн лет; плато Онтонг-Ява ~96 млн лет) [14]. Приблизительно в это же время ~128–90 млн лет сформирован основной объём провинции Кергулен [14]. Наконец, главный максимум магматизма HALIP, согласно имеющимся оценкам, соответствует ~125–120 млн лет, а второй, вероятно значительно меньший по объёму, пик – интервалу ~96–92 млн лет [9, 18, 19]. С наиболее поздним эпизодом падения напряжённости можно также связать формирование

значительной части Карибской крупной изверженной провинции (~97–70 млн лет) и провинции Мадагаскар (~90 млн лет) [14].

Представления о корреляционной связи между напряжённостью геомагнитного поля, частотой инверсий, рядом других глобальных индикаторов и формированием мантийных плюмов не новы [1, 2, 17, 20]. Модели, объясняющие эту зависимость, предполагают перегрев внешнего ядра из-за того, что кондуктивный

перенос в мантии не справляется с отводом поступающего тепла. Это приводит к гиперактивному режиму работы геодинамо, что, в том числе, выражается в увеличении частоты инверсий. При этом сам механизм смены полярности предполагает снижение напряжённости во время инверсионного перехода. Таким состоянием можно описать весь юрско-раннемеловой (135–200 млн лет) интервал низкого поля (см рис. 3). Достижение критических температур на границе ядро–мантия, как мы полагаем, на уровне 135 млн лет вызывает возникновение, отрыв и постепенное “всплытие” перегретого мантийного вещества в виде плюма, который таким образом отводит излишки тепла. Это практически сразу вызывает отклик на режиме течений во внешнем ядре и приводит к постепенной релаксации в работе геодинамо. Магнитное поле “успокаивается” и частота инверсий постепенно снижается, вплоть до их длительного отсутствия, что соответствует суперхрону. При этом надо учесть, что магнитное поле реагирует на отвод тепла сразу при зарождении плюма, тогда как его фиксируемые поверхностные проявления, могут заметно (до ~10 и более млн лет) запаздывать [2, 20]. Это время необходимо на поднятие плюма, подготовку холодной литосферы и подлитосферного очага к активной фазе магматизма с образованием крупной изверженной провинции. В таком случае, намеченные эпизоды снижения величины палеонапряжённости непосредственно перед и во время C34n на уровнях ~135, 125 и 105 млн лет назад можно интерпретировать как отражение финального сброса отведённой от ядра тепловой энергии и, соответственно, коррелировать с пиками плюмового магматизма при формировании крупных изверженных провинций, в том числе HALIP.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского научного фонда: проект № 23-77-01065 (результаты экспериментов по изучению палеонапряжённости по траппам ЗФИ и регионального анализа полученных данных), проект № 24-17-00057 (результаты, связанные с анализом геологического строения и геодинамическими событиями в Высокоширотной Арктике), а также Минобрнауки России грант № FSUS-2020-0039 (результаты, связанные с анализом зависимости напряжённости геомагнитного поля и эволюцией мантийных плюмов). Тематика исследования скоординирована с программой фундаментальных научных исследований РАН FWZZ-2022-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Larson R.L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 437–447. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(91\)90091-u](https://doi.org/10.1016/0012-821x(91)90091-u)
2. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 260. P. 495–504. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.003>
3. *Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J., et al.* Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // *Nature Geosciences.* 2012. V. 5(8). P. 526–533. <https://doi.org/10.1038/NGEO1521>
4. *Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51 (6). С. 761–784.
5. *Kulakov E.V., Sprain C.J., Doubrovine P.V., et al.* Analysis of an Updated Paleointensity Database (QPI-PINT) for 65–200 Ma: Implications for the Long-Term History of Dipole Moment Through the Mesozoic // *JGR Solid Earth.* 2019. V. 124. P. 9999–10022. <https://doi.org/10.1029/2018JB017287>
6. *Di Chiara, A., Tauxe, L., Staudigel, H., et al.* Earth’s magnetic field strength and the Cretaceous Normal Superchron: New data from Costa Rica // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2021. V. 22(4). e2020GC009605. <https://doi.org/10.1029/2020GC009605>
7. *Bobrovnikova E.M., Lhuillier F., Shcherbakov V.P., et al.* High-Latitude Paleointensities During the Cretaceous Normal Superchron from the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt // *JGR Solid Earth.* 2022. V. 127. e2021JB023551. <https://doi.org/10.1029/2021JB023551>
8. *Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э. и др.* Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // *Геология и геофизика.* 2018. Т. 59. №9. С. 1445–1468. <https://doi.org/10.15372/GiG20180910>
9. *Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А. и др.* Палеомагнетизм архипелага Земля Франца-Иосифа: приложение к мезозойской тектонике Баренцевоморской континентальной окраине // *Геология и геофизика.* 2022. Т. 63. № 4. С. 410–439. <https://doi.org/10.15372/GiG2021175>
10. *Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé C.S.* The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth.* 1985. V. 90 (B12). P. 10417–10448. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10417>
11. *Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., et al.* Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palae-

- omagnetic field in the Ediacaran // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 220. Iss. 3. P. 1928–1946. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>
12. *Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L.* *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. San Diego, Calif. 1996. 531 p. <https://doi.org/10.1063/1.881919>
 13. *Walker J.D., Geissman J.W., Bowring S.A., et al.* *The Geological Society of America Geologic Time Scale // GSA Bulletin*. 2013. V. 125. №3/4. P. 259–272. <https://doi.org/10.1130/B30712.1>
 14. *Jiang Q., Jourdan F., Olierook H.K.H., Merle R.E.* An appraisal of the ages of Phanerozoic large igneous provinces // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 237. P. 104314. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104314>
 15. *Ernst R.E.* *Large Igneous Provinces*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
 16. *Диденко А.Н., Ханчук А.И.* Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // *ДАН*. 2019. Т. 487. № 4. С. 405–408. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>
 17. *Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н.* Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 1. С. 10–30. <https://doi.org/10.15372GiG2020181>
 18. *Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., и др.* Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и палеомагнитных данных // *ДАН*. 2020. Т. 493. №1. С. 16–20. <https://doi.org/10.31857/S2686739720070038>
 19. *Corfu F., Polteau S., Planke S., et al.* U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geol. Mag.* 2013. V. 150 (6). P. 1127–1135. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>
 20. *Диденко А.Н.* О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 12. С. 1945–1956.

THE EARLY CRETACEOUS ABSOLUTE GEOMAGNETIC PALEOINTENSITY BASED ON RESULTS FOR TRAPS OF THE FRANZ JOSEF LAND ARCHIPELAGO

V.V. Abashev^{a,b,#}, Corresponding Member of the RAS **D.V. Metelkin^{a,b}**, **A.A. Eliseev^{b,a}**,
Academician of the RAS **V.A. Vernikovskiy^{a,b}**, **N.E. Mikhailsov^{a,b}**, **E.V. Vinogradov^{b,a}**

^a*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch
of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: abashev@ipgg.sbras.ru*

Data on the absolute value of the geomagnetic field intensity at the beginning of the Cretaceous Normal Superchron (C34n) was obtained from basalts of Hooker Island of the Franz Josef Land archipelago (FJL). These basalts are considered as one of the manifestations of the High Arctic Large Igneous Province. The record of the ancient geomagnetic field in the studied Early Cretaceous basalts was preserved well due to the presence of pseudo-single domain grains of primary magmatic titanomagnetite. The paleointensity, obtained by the Thellier–Coe method, satisfies the generally accepted reliability criteria, taking into consideration other necessary evidence. This information indicates that 125 Ma, during the formation of the FJL traps, the intensity of the geomagnetic field was four times lower than today. Our estimates show that the mean value of the virtual dipole moment was $1.7 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$. These results support the views about the low paleointensity at the Barremian–Aptian boundary and indicate a correlation between the intensity of the geomagnetic field, the frequency of reversals, and the formation of mantle plumes.

Keywords: paleomagnetism, paleointensity, Cretaceous superchron C34n, Thellier–Coe method, traps, Franz Josef Land archipelago, large igneous provinces

УДК 551.8:552.5

ВОЗРАСТ И СОСТАВ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ПОЛОУСНОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ)

© 2024 г. Е. В. Ватрушкина^{1,*}, М. В. Герцева², В. В. Костылева¹,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹

Поступило 02.07.2024 г.

После доработки 17.07.2024 г.

Принято к публикации 24.07.2024 г.

Представлены новые данные по составу и строению разреза юрских отложений Центральной зоны Полоусного террейна. По петрографическим данным установлен преимущественно аркозовый состав песчаников и преобладание гранитов среди источников сноса. Среди породообразующих компонентов выявлены как переотложенные обломки вулканитов различного состава, так и присутствие синхронного пирокластического материала. Датирование детритовых цирконов и расчёт максимального возраста осадконакопления позволили пересмотреть стратиграфический объём обнажающихся в Центральной зоне юрских отложений и ограничить его от верхнего байоса до титона. Незрелость состава и отсутствие надёжно датированных гетанг-ааленских отложений свидетельствует о новом цикле седиментации и противоречит существованию единой Верхоянской пассивной окраины в триас-юрское время.

Ключевые слова: Верхояно-Колымские мезозойды, Полоусный террейн, юрские отложения, аркозы, синхронная пирокластика, максимальный возраст осадконакопления

DOI: 10.31857/S2686739724110027

Полоусный террейн занимает ключевую позицию в составе Верхояно-Чукотских мезозойд [1]. Слагающие его юрско-нижнемеловые терригенные отложения на западе надвинуты на триасовые тонкозернистые турбидиты Кулар-Нерского террейна Верхоянской окраины (рис. 1). С юга на него надвинуты триас-среднеюрские отложения Нагонджинского террейна, входящего в состав Колымо-Омолонского супертеррейна [2, 3]. Северо-Восточная часть Полоусного террейна перекрыта кайнозойскими рыхлыми отложениями, под покровом которых проходит граница с комплексами Южно-Аньюйской сутуры.

В структурном отношении терригенная толща характеризуется складчато-надвиговым строением. Традиционно в составе Полоусного террейна выделяются: Северная, Центральная и Южная

тектонические зоны, разделённые крупными разломами. В Северной зоне многочисленные надвижки имеют юго-восточную вергентность, а в Центральной и Южной – северо-западную [4].

При геологическом картировании [5] Северная и Центральная зоны отнесены к Абырабыт-Верхнеселенняхскому структурно-фациальному району, а Южная к Иргиченскому, которые различаются по стратиграфическому делению юрских терригенных отложений.

Наиболее изученными на современном уровне являются верхнеюрская часть разреза в западной части Северной зоны (район п. Усть-Куйга) и северо-восточной части Южной зоны, в районе п. Депутатский [6, 7]. Авторы установили, что накопление отложений происходило во фронтально-дельтовых и продельтовых обстановках, с погружением склона палеобассейна и преимущественным направлением сноса материала с северо-запада на юго-восток в современных координатах. На основе изучения распределения возрастов детритовых цирконов в триасовых и юрских отложениях изучаемого региона А. В. Прокопьев сделал вывод, что осадконакопление в Полоусном бассейне, как и в Западном

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Московский филиал "Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского", Москва, Россия

*E-mail: evat_095@mail.ru

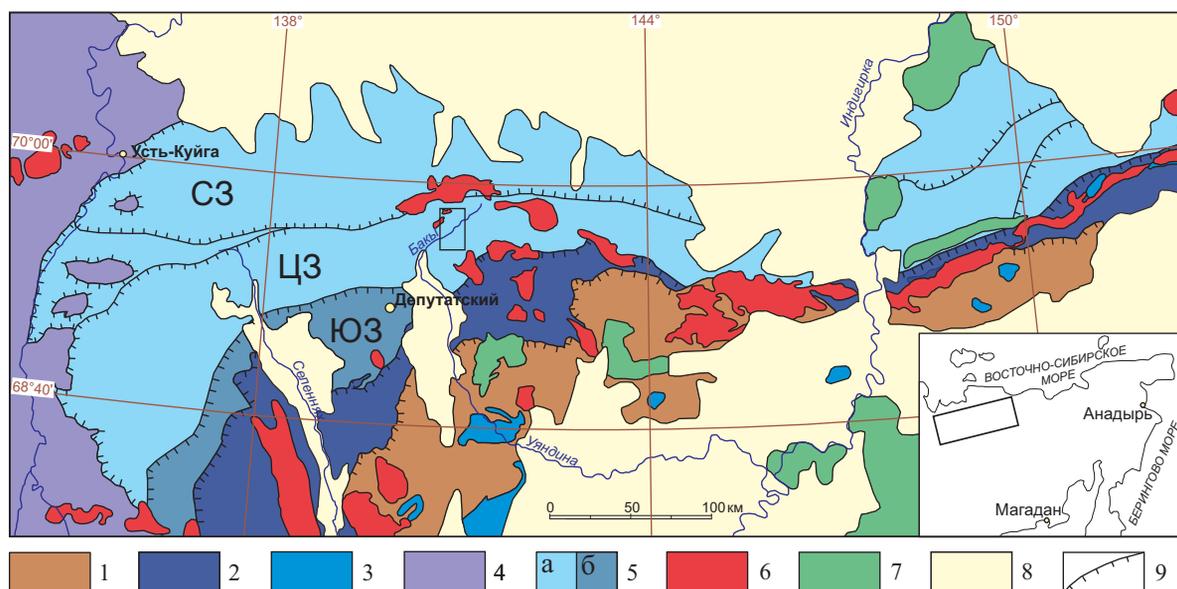


Рис. 1. Тектоническая схема Полоусного террейна по данным [2, 5] с изменениями. 1–3 Колымо-Омолонский супертеррейн, в том числе: 1 – Селенняхский и Улахан-Тасский блоки Омулевского террейна; 2 – Нагоджинский террейн; 3 – верхнеюрский Уяндино-Ясачненский вулканический пояс; 4 – Кулар-Нерский террейн; 5 – Полоусный террейн: а – Абырабыт-Верхнеселенныхский структурно-фациальный район, б – Иргиченский структурно-фациальный район (СЗ – Северная тектоническая зона, ЦЗ – Центральная тектоническая зона, ЮЗ – Южная тектоническая зона); 6 – верхнеюрско-нижнемеловые гранитоиды; 7 – меловые вулканические комплексы; 8 – кайнозойские рыхлые отложения 9 – крупные надвиги. Чёрным прямоугольником показан район исследования.

Верхоянье и Иньяли-Дебинском бассейне в юрское время происходило в пределах Верхоянской пассивной окраины при сносе кластики со стороны Сибирского кратона [8]. Харис Д. Б. и др. [7] считает, что накопление изученных им верхнеюрских отложений Полоусного террейна произошло после начала коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Сибирского континента.

Для определения геодинамической обстановки формирования юрских отложений обширного Полоусного террейна прежде всего необходимо уточнить их стратиграфический объём, а также оценить однородность состава вверх по разрезу и по латерали с учётом возраста выделенных подразделений.

В настоящей работе приведены новые данные по составу и стратиграфическому делению средне-верхнеюрских отложений Центральной зоны Полоусного террейна. В 2018–2019 гг. в ходе проведения работ по ГК-1000 листа R-54 сотрудниками Московского филиала ВСЕГЕИ были изучены разрезы в бассейне среднего течения р. Баки. Здесь по данным [9] по бортам рр. Оттох и Дэлбиргэлээх обнажается полный разрез юрских отложений (рис. 2, 3 а), общей мощностью 3910 метров. Терригенная толща прорвана

дайками и интрузиями валанжин-готеривского арга-эмнекенского комплекса и аптского эликчанского комплекса [10].

В правом борту р. Оттох по представлениям предшественников [9] обнажаются ниже-среднеюрские отложения. В строении разреза принимают участие пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов в различных соотношениях и с разной мощностью прослоев, мощные горизонты амальгамированных песчаников нередко с аргиллитовыми интракластами, а также линзы и линзовидные прослои внутриформационных конгломератов. Отдельные пачки песчаников характеризуются повышенной известковистостью, а также содержат крупные шаровидные песчаные конкреции на карбонатном цементе (рис. 3). Необходимо отметить, что разрез составлен по единичным коренным выходам в условиях развития интенсивных деформаций. Отсутствие градационной слоистости и других текстурных особенностей, указывающих на характер залегания, также усложняет проведение построений.

Нижнеюрские отложения по мнению предшественников обнажаются здесь в ядре крупной антиклинальной складки (рис. 2). Они датированы единственной находкой *Mytiloides* (?)

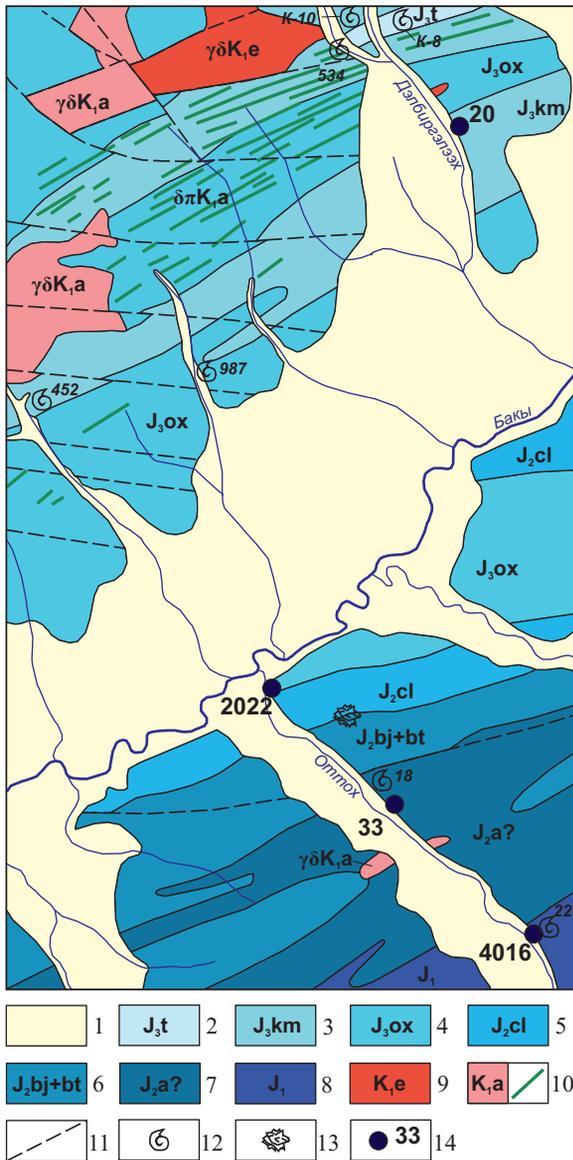


Рис. 2. Геологическая карта среднего течения р. Баки по данным [9] с изменениями. 1 – кайнозойские отложения; 2 – 8 – терригенные отложения: 2 – титонские, 3 – кимериджские, 4 – оксфордские, 5 – келловейские, 6 – байос-батские, 7 – ааленские?, 8 – нижнеюрские; 9 – аптский Эликчанский комплекс гранодиоритовый; 10 – валанжин-готеривский Арга-Эмнекенский комплекс гранодиорит-диоритовый; 11 – разрывные нарушения; 12 – места находок фауны; 13 – места находок глендонитов; 14 – точки отбора проб песчаников.

ex gr. *oviformis* Khud (т.н. 22). По мнению определявшей её А. Ф. Ефимовой в силу недостаточной сохранности даже её родовая принадлежность осталась под сомнением. Выделение ааленских отложений также неоднозначно, по стратиграфическому положению выше слоёв

нижнего отдела, а также по остаткам пеллеципод *Inoceramus* sp. плохой сохранности, найденных в делювиальных развалах (т.н. 18). К байос-батским отложениям относят преимущественно песчаниковую толщу, для которой характерны прослой карбонатных песчаников, прослой алевропесчаников с крупными песчано-карбонатными конкрециями, а также находки звёздчатых конкреций чёрного кальцита (глендониты). В районе исследований фауна не найдена, в нижнем течении р. Кураннах в схожей толще песчаников обнаружены остатки *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.) [9]. Согласно последним представлениям *Retroceramus retrorsus* (Keys.) был распространён в позднем байосе [11], однако насколько данная находка соответствует этому виду судить сложно. Келловейский ярус в изучаемом районе фаунистически не охарактеризован. Нижняя граница при картировании определяется по литологическим признакам, преимущественно песчаный разрез сменяется мощной пачкой переслаивания алевролитов и аргиллитов (рис. 3 а). Верхняя граница фиксируется по появлению остатков бухий. Верхнеюрские отложения обнажаются в левом борту р. Дэлбиргэлээх. Разрез характеризуется монотонным строением, что затрудняет его расчленение по литологическим признакам. Основные сборы фауны были произведены в 1960-е гг. во время детальных геологосъёмочных работ, в основном в делювии или канавах (т.н. 987 – *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch), т.н. 452 – *Aucella* sp. indet, К-10 – *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouill), К-8 *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch), т.н. 534 – *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch)). Сопоставление с современной бухиевой шкалой достаточно проблематично, особенно учитывая совместное нахождение *Aucella* ex gr. *mosquensis* (Buch) и *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouill) в разрезах как оксфордского, так и кимериджского возрастов [9]. Согласно текущим представлениям в изучаемом регионе слой с *Buchia mosquensis* (Buch) при картировании относят к кимеридж-среднетитонским подразделениям, а *Buchia concentrica* (Sow) (*Aucella bronni* (Rouill)) к оксфордскому ярусу [5].

Для определения состава и выявления характерных особенностей были изучены образцы песчаников из разных стратиграфических уровней. Проба 4016 отобрана в непосредственной близости от находки *Mytiloides* (рис. 2, 3) из одного из двух прослоев песчаников общей мощностью 2 м в пачке тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и аргиллитов. Выше по разрезу отложения сильно деформированы и сменяются мощной пачкой (15 м) песчаников

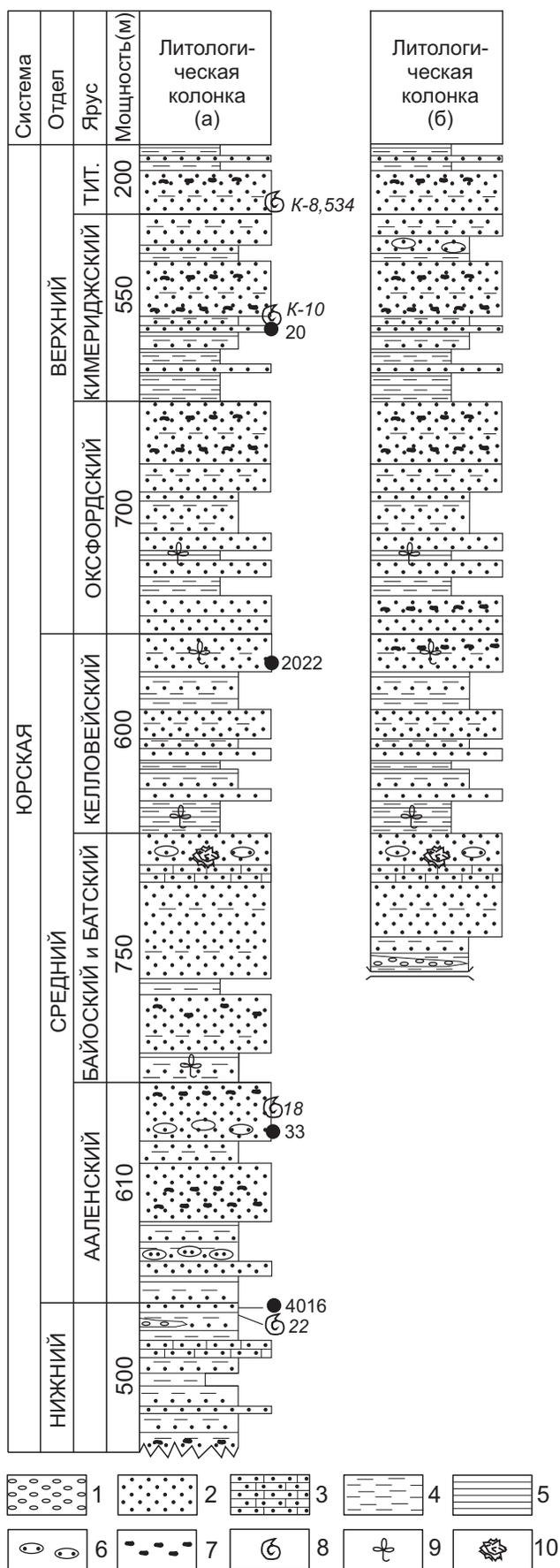


Рис. 3. Стратиграфическая колонка юрских отложений, обнажающихся в береговых обрывах р. Оттох и р. Дэлбиргэлээх: а – по данным [9]; б – с учётом полученных данных. 1 – внутриформационные конгломераты; 2 – песчаники; 3 – песчаники известковистые; 4 – алевролиты, 5 – аргиллиты; 6 – карбонатные конкреции; 7 – интракласты аргиллитов; 8 – фаунистические остатки; 9 – растительный детрит; 10 – глендониты.

с единичными находками глендонитов. В поле выхода ааленских отложений отобраны песчаники алевритистые (обр. 33), для пачки характерно присутствие крупных (до 1–1.5 м по длинной оси) эллипсоидных конкреций песчаников на карбонатном цементе. В т.н. 2022 обнажается келловейский разрез, представленный чередованием пачек переслаивания алевролитов и аргиллитов (до 0.7 м) с прослоями песчаников (0.25–0.45 м) и пачек амальгамированных песчаников (3.5–4 м), часто с аргиллитовыми интракластами до 2 см. Проба 20 характеризует киммериджские песчаники, которые в разрезе чередуются с пачками тонкого переслаивания песчаников и алевролитов.

Изученные песчаники имеют весьма схожий петрографический состав, по классификации В.Д. Шутова [12] относятся к граувакковым аркозам (рис. 4). Песчаники плохосортированные, обломки в основном плохоокатанные или неокатанные (рис. 5 а). Матрикс глинистый с примесью пеплового материала, в образцах 4016 и 2022 его количество не превышает 5%, в образцах 33 и 20 увеличивается до 10%. Первичный матрикс преобразован в кварц-хлорит-иллитовый агрегат (рис. 5 в), в образце 4016 преимущественно замещён хлоритом. В образцах 20 и 33 диагностируется большее количество вторичного железистого карбоната до 10% (рис. 5 в). Среди породообразующих компонентов преобладают полевые шпаты (40–47%). Они в основном представлены плагиоклазами в виде изменённых слабоокатанных зёрен, реже (не более 10%) встречаются более мелкие сдвойникованные разности идиоморфной таблитчатой формы (преимущественно олигоклазы, в образце 4016 встречаются андезины). В отдельных зёрнах наблюдаются вкрапления кварца (мирмикиты). Калиевые полевые шпаты (7–10% от общего числа породообразующих компонентов) представлены микроклином, часто с отчётливой решеткой, альбитизированными обломками и пертитизированными разностями. Диагностированы пертиты с волнообразной структурой, характерные для кристаллических пород, подвергшихся интенсивным деформациям в условиях высоких

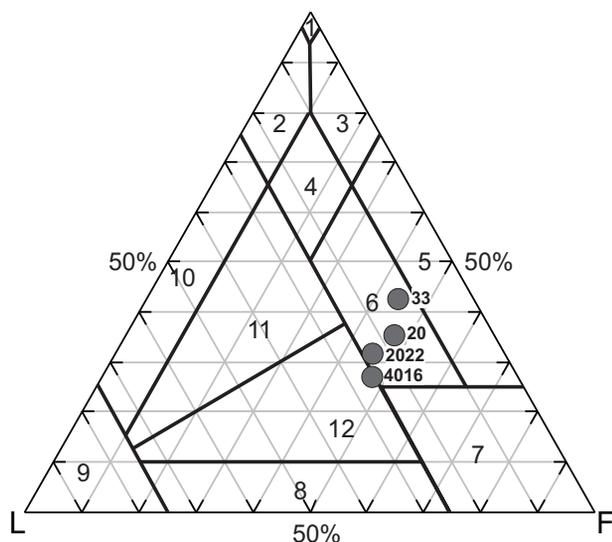


Рис. 4. Петрографический состав средне-верхнеюрских песчаников среднего течения р. Баки. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород. Поля классификационной диаграммы по данным [12]: 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекласитно-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – кристаллотуфы, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки.

давлений. Необходимо отметить, что отдельные неокатанные удлинённые зёрна полевых шпатов в 3–4 раза превышают размерность остальных пороодообразующих компонентов (рис. 5 а). Количество кварца составляет от 25 до 35%. Кварц преимущественно монокристаллический с волнистым погасанием с небольшим количеством газово-жидких включений, также наблюдаются обломки с включениями рутила, реже единичные поликристаллические разности с грануляцией. Количество обломков пород изменяется от 16 до 25%. Они представлены преимущественно вулканитами кислого и среднего состава (рис. 5 г), реже встречаются кварц-полевошпатовые сростки, обломки основных вулканитов, а также единичные кварц-слюдистые сланцы, кварциты и высокоуглеродистые аргиллиты. В песчаниках отмечается наличие вулканического стекла и вулканогенных обломков, имеющих неправильную форму и занимающих конформное положение (рис. 5 б). В образцах 20, 33, 2022 диагностируются слюдистые минералы от 2 до 4%, представленные биотитом (часто полностью замещённым хлоритом) и мусковитом. В образце 4016 в количестве 4% присутствуют амфиболы.

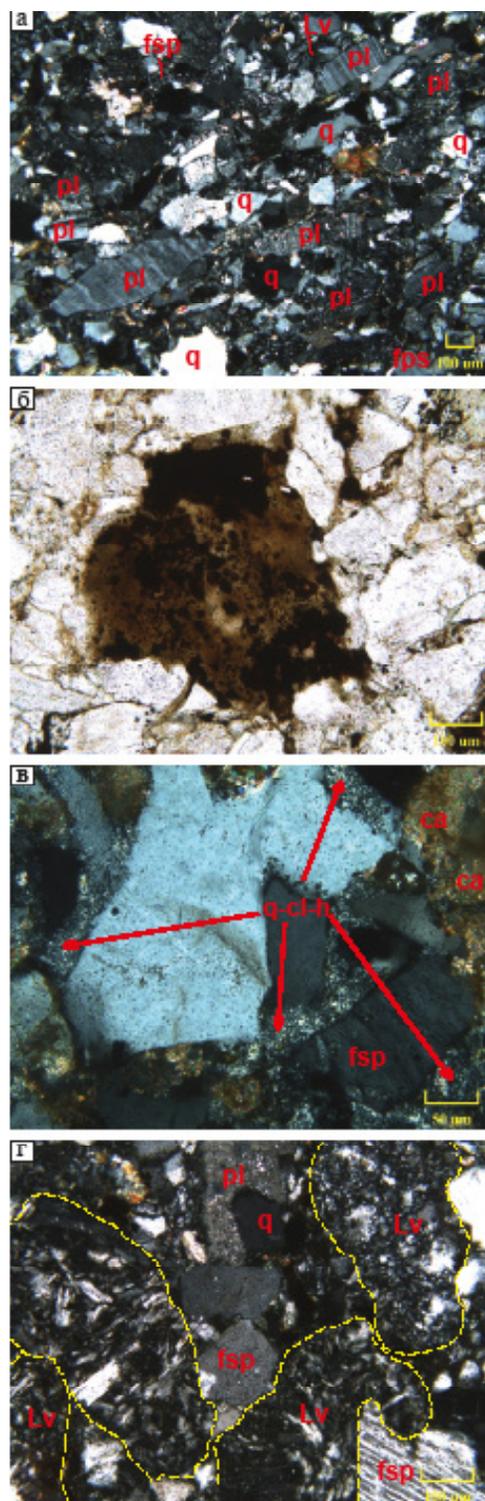


Рис. 5. Микрофотографии шлифов средне-верхнеюрских песчаников среднего течения р. Баки. а – общий вид песчаника (обр. 2022); б – обломок вулканического стекла (обр. 20); в – типы цемента: порово-контактный, замещённый кварц-хлорит-иллитовым агрегатом (q-cl-h), и вторичный карбонатный (ca) (обр. 20); г – обломки вулканитов (Lv) (обр. 4016). Буквенные обозначения минералов: q – кварц, pl – плагиоклаз, fsp – калиевый полевой шпат.

Среди аксессуарных минералов чаще встречаются апатит и циркон, в образце 4016 преобладает сфен и гранат, а в образце 20 – гранат. Полученные данные по составу хорошо согласуются с петрографическим описанием предшественников верхнеюрских песчаников Северной и Южной зон [6, 7]. Основными источниками сноса являлись гранитоиды и синхронно формирующиеся вулканиты, также в области питания в подчинённом количестве присутствовали в различной степени изменённые терригенные отложения.

Индекс химического выветривания (CIA) псаммитовых разностей низкий, что указывает на преобладание свежих, недавно выведенных на поверхность пород среди их источников сноса. В образце 4016 он минимальный и составляет 50, в образце 2022–55, и повышается в образцах 20 и 33 до 62–63. Данное увеличение, по-видимому, связано с большим количеством матрикса и наличием вторичного карбонатного цемента.

Для стратификации отложений при изучении молодой популяции детритовых цирконов был интерпретирован максимальный возраст осадконакопления (МВО), который с учётом наличия в составе пород синхронного пирокластического материала близок к возрасту седиментации. Максимальный возраст осадконакопления определяют на основе выбора одного или нескольких параметров, таких как возраст самого молодого зерна, величина самого молодого пика на кривой распределения плотности вероятности, и средневзвешенный возраст самого молодого кластера. Кластер состоит из двух или более зёрен, оценка возраста которых с учётом погрешности перекрывается на уровне в 1σ [13]. U–Pb-изотопное датирование детритовых цирконов осуществлялось методом LA-ICP-MS в ЦКП ГИН РАН согласно принятой методике.

В пробе 4016 (предположительно нижнеюрской) из 106 конкордантных определений 7 имеют юрские возраста (рис. 6). Самое молодое зерно (146 млн лет) с большой погрешностью имеет титонский возраст, кластер из трёх следующих датировок – 158 млн лет (оксфорд). Средневзвешенный возраст из 4 самых молодых зёрен (154 ± 9.5 млн лет) характеризуется высоким среднеквадратичным отклонением. Возраст данных отложений следует принять как позднеюрский. В песчанике 33 ааленского? возраста 12 из 106 зёрен, для которых были получены конкордантные значения, имеют юрские датировки. Средневзвешенный возраст по трём цирконам самого молодого кластера составляет 152.5 ± 1.6 млн лет, что соответствует кимериджу.

Возраст песчаников, отобранных из келловейского разреза (т.н. 2022), определённый по результатам U–Pb-изотопного датирования детритовых цирконов не противоречит принятой стратификации этих отложений. При этом необходимо отметить, что из 105 конкордантных значений выявлено всего 4 юрских зерна в достаточно широком возрастном диапазоне от 160 до 171 млн лет. В пробе 20 из кимериджских песчаников выявлено наибольшее количество зёрен с юрскими возрастами, 17 из 100. Максимальный возраст осадконакопления, определённый по средневзвешенному значению и величине молодого пика, соответствует кимериджу и составляет 154.5 ± 4.0 млн лет и 155.8 млн лет соответственно.

С учётом полученных датировок предлагается пересмотреть стратиграфическое деление юрских отложений, обнажающихся в бассейне среднего течения р. Баки (рис. 3 б). Наиболее древними юрскими образованиями здесь могут являться отложения байос-бата. Однако они имеют ограниченное распространение. К ним могут относиться преимущественно песчаные толщи, с прослоями карбонатных песчаников, присутствием глендонитов или находками *Inosegatus* sp. Их выходы как правило приурочены к участкам складчато-надвиговых дислокаций. Начиная с верхнего келловей характерной особенностью разреза становится появление пачек амальгамированных песчаников. Верхнеюрские отложения можно выделять по находкам бухиевой фауны.

Суммируя полученные результаты необходимо констатировать, что средне-верхнеюрские отложения Центральной зоны Полоусного террейна обладают схожими характеристиками, петрографически не контрастны. Разделение их на свиты ввиду немногочисленных фаунистических находок носит субъективный характер. Изученный здесь разрез имеет более сложное строение, чем это предполагали предшественники, с крупными надвигами большой амплитуды. Наличие синхронной пирокластики позволяет использовать значение максимального возраста осадконакопления, определённого в результате датирования детритовых цирконов, при стратификации отложений.

Пересмотр фаунистических находок и результаты U–Pb-изотопного датирования детритовых цирконов указывают на необоснованность выделения в Центральной зоне гетанг-ааленских отложений. Некоторые предшественники также отнесли все изученные ими отложения Северной

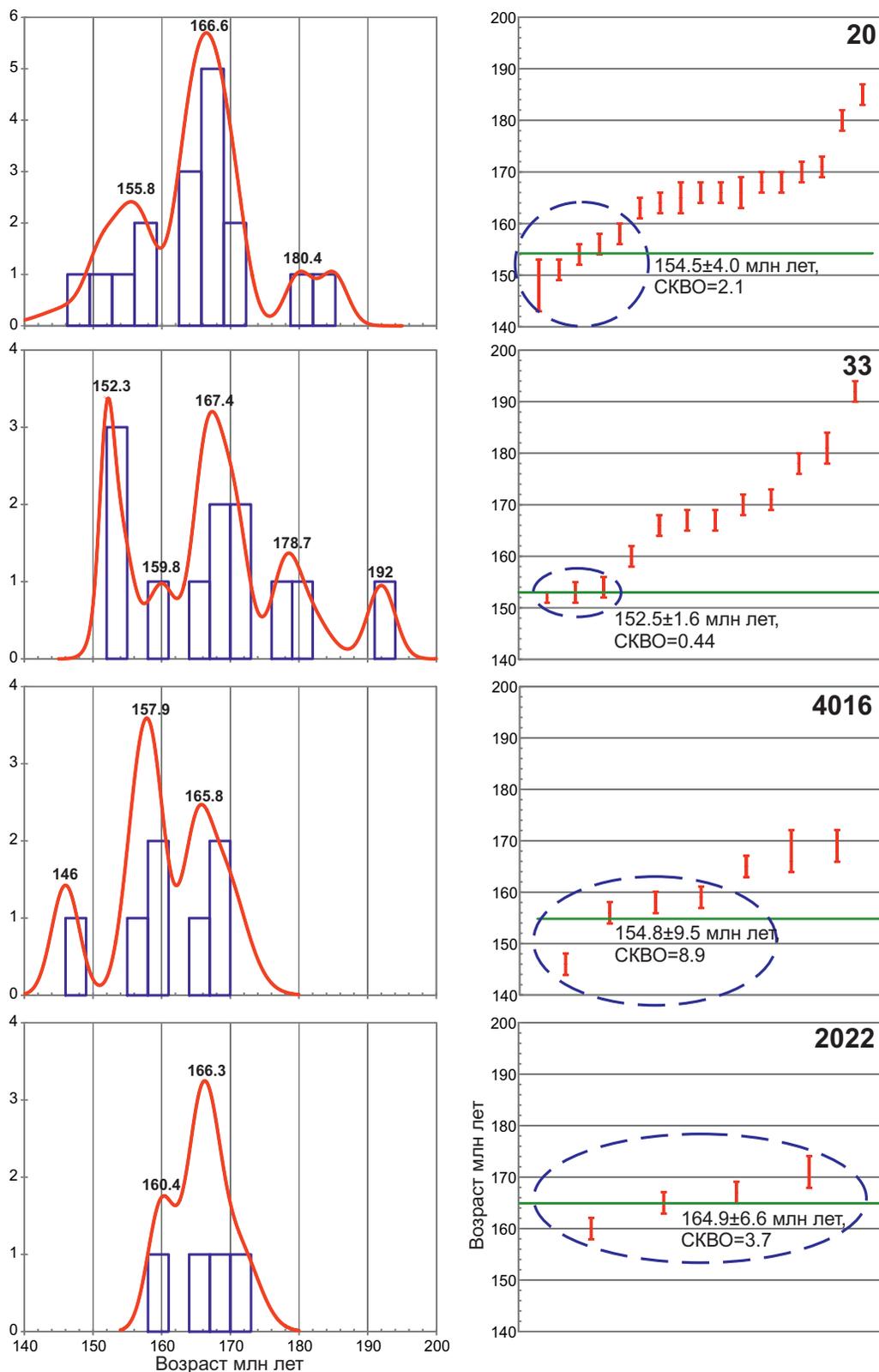


Рис. 6. U-Pb-изотопные данные для детритовых цирконов из юрских песчаников среднего течения р. Баки. Слева – кривые распределения плотности вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов до 200 млн лет, справа – расчёт средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов, погрешность 1σ.

зоны к верхнеюрским [7]. О крупной тектонической перестройке и перерыве в осадконакоплении в раннеюрское время также свидетельствует преобладание среди источников сноса байос-кимериджских отложений свежих, недавно выведенных на поверхность магматических комплексов, плохая окатанность материала, наличие нестабильных компонентов в составе, таких как удлинённые кристаллы плагиоклаза и калиевые полевые шпаты. Такое строение мезозойского разреза отличается от южной части Верхоянской пассивной окраины, где юрские отложения Иньяли-Дебинского синклиория без стратиграфического перерыва надстраивают триасовые [14].

Проведённые литологические и геохронологические исследования ставят под сомнение принадлежность средне-верхнеюрских отложений Центральной зоны Полоусного террейна к пассивной Верхоянской окраине Сибири. Очевидным становится необходимость проведения дальнейших структурно-литологических и стратиграфических исследований с целью решения вновь возникших проблем выяснения структурной принадлежности и поиска источников сноса юрских отложений Полоусного террейна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации, позволившие улучшить статью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20–17–00197-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Луцицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анжуйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Парфенов Л.М., Кузьмин М.И., ред. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
3. Костылева В.В., Герцева М.В., Лутиков О.А., Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Палеотектоническая обстановка накопления среднеюрских отложений северо-восточного фланга Нагонджинского террейна (кряж Улахан-Сис) // ДАН. 2022. Т. 507. № 2. С. 290–295.
4. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
5. Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д., Котов И.А., Истошина Е.Б., Абрамов И.В., Голота Л.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-53 – Нижнеянк. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020. 160 с.
6. Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А. Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклиория // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 67–80.
7. Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V. Detrital zircon U-Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // Lithosphere. 2013. V. 5. № 1. P. 98–108.
8. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F. Detrital Zircon U-Pb Data for Jurassic–Cretaceous Strata from the South-Eastern Verkhoyansk-Kolyma Orogen–Correlations to Magmatic Arcs of the North-East Asia Active Margin // Minerals. 2021. V. 11. № 3. P. 1–23.
9. Мусалитин Л.А. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200000. Листы R-54-XXI, XXII. Москва, 1979. 120 с.
10. Луцицкая М.В., Герцева М.В., Сысоев И.В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулканоплутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.
11. Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Стратиграфические диапазоны ретроцерамовых зон байосабата п-ова Юрюнг-Тумус (север Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. Вып. 11. С. 21–28.
12. Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. Тр. ГИН РАН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 345 с.
13. Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 288. P. 115–125.
14. Протопопов Г.Х., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третьей поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.

AGE AND COMPOSITION OF THE MIDDLE-UPPER JURASSIC DEPOSITS IN THE CENTRAL ZONE OF THE POLOUSNYI TERRANE (NORTHERN YAKUTIA)

**E.V. Vatrushkina^{a,#}, M.V. Gertseva^b, V.V. Kostyleva^a,
Corresponding Member of the RAS S.D. Sokolov^a**

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Karpinsky Russian Geological Institute, Moscow branch, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: evat_095@mail.ru*

New data on the Jurassic deposits composition and section structure in the Central zone of the Polousnyi Terrane are presented. Arkosic composition of sandstones and the predominance of granites in the sources area was established by petrographic investigation. Volcanic rock fragments of various compositions, as well as synchronous pyroclastic material also were identified in these sandstones. U-Pb isotope dating of detrital zircons and derive maximum depositional age made it possible to revise the stratigraphic volume of Jurassic deposits exposed in the Central Zone and limit it from the Upper Bajocian to the Tithonian. The immaturity of the composition and the absence of reliably dated Hettangian-Aalenian deposits indicate a new cycle of sedimentation and contradicts the existence of a single Verkhoyansk passive margin in Triassic-Jurassic time.

Keywords: Verkhoyansk-Kolyma mesozoides, Polousnyi Terrane, Jurassic deposits, arkose, maximum depositional age

УДК 551.71

НОВЫЕ ДАННЫЕ К РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНА ИНАРИ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2024 г. А. Б. Вревский^{1,2,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, П.А. Львов^{3,1}

Поступило 21.05.2024 г.

После доработки 18.06.2024 г.

Принято к публикации 24.06.2024 г.

Впервые определён U–Th–Pb-возраст метариодацитов тальинской свиты (1926 ± 7 млн лет), принадлежащей к раннедокембрийскому вулканогенно-осадочному комплексу Кольско-Норвежской области. Новые данные относят тальинскую свиту к калевийскому надгоризонту в региональной стратиграфической шкале раннего докембрия. Геохимические и Nd-изотопные данные доказывают схожесть состава типовых разновидностей метавулканитов (коматиитовых базальтов, глинозёмистых метабазальтов и метариодацитов) каскамской и тальинской свит. Совокупность данных значительно расширяет представления о площади развития супракрустального комплекса калевия и раннепалеопротерозойского вулканизма в пределах Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, террейн Инари, тальинская свита, U–Th–Pb-возраст, палеопротерозой

DOI: 10.31857/S2686739724110031

На северо-западе Кольского полуострова в пределах, соответствующих современным представлениям о тектонических границах террейна Инари [1], среди архейских (?) гранито-гнейсовых “блок-антиклинорий” исследователи в разные годы выделяли несколько синформных структур юго-западнее “южной зоны” палеопротерозойского Печенгского палеорифта. Эти синоформные структуры сложены раннедокембрийскими вулканогенно-осадочными комплексами, которые имеют ранг стратиграфических подразделений (серий/свит/толщ): каскамская, тальинская, вырнимская, аннамская, вешаурская и ряд других [1]. Возраст и относительное положение в региональной стратиграфической шкале раннего докембрия этих вулканогенно-осадочных комплексов

по данным различных осадочных исследователей принципиально отличается в зависимости использованных критериев и методов расчленения и корреляции высокометаморфизованных структурно-вещественных комплексов. Так, для каскамской и тальинской свит представления об их принадлежности к кольско-беломорскому комплексу и/или тундровой серии архея основываются как на литолого-формационных критериях [3, 4], так и на определениях высоких *PT*-параметрах регионального метаморфизма, в том числе “эклогитоподобных ассоциациях”, и единичных K–Ar-датировок [5]. Палеопротерозойский (людиковый-калевийский) возраст аннамской, вырнимской, тальинской и каскамской свит авторами обычно постулируется на основании структурно-метаморфических наблюдений, свидетельствующих об их более “молодом” возрасте относительно гранито-гнейсов архейских “блок-антиклинорий” [6, 7]. Эта неопределённость стратиграфического положения и возраста вулканогенно-осадочных комплексов северо-запада Кольского полуострова обусловлены как плохой обнажённостью территории, так и критическим дефицитом современных

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

²Геологический институт Кольского научного центра Российской Академии наук, Апатиты, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: avrevsky@mail.ru

изотопно-геохимических и геохронологических данных, которые являются надёжным инструментом для корреляции пространственно разобщённых метаморфических комплексов, реконструкции последовательности эндогенных процессов и их геодинамической природы.

Проведённые в последние годы изотопно-геохимические и геохронологические исследования вулканогенно-осадочных комплексов террейна Инари в Русской Лапландии позволили установить неoarхейский U-Th-Pb-возраст (2718 ± 7 млн лет) никеленосных перидотитов Аллареченского месторождения, входящих в состав вулканоплутонического комплекса аннамской свиты [6], и калевийский (1923–1926 млн лет) возраст каскамской свиты [8]. Эти данные существенно изменили представления о стратиграфической шкале этого региона. Тем не менее, для целого ряда этих комплексов отсутствие современных изотопно-геохимических и геохронологических данных обусловило неопределённость и дискуссионность представлений о тектоническом строении, стратиграфической корреляции, геодинамической эволюции и металлогеническом потенциале северо-западной части Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Одним из ключевых объектов для получения новых изотопных данных, существенно дополняющих наши представления о геодинамической эволюции континентальной коры террейна Инари и двух смежных, практически синхронно (2.3–1.85 млрд лет) развивавшихся интракратонного рифта Пасвик-Полмак-Печенга и Лапландского гранулитового коллизионного пояса, является тальинская свита. Её возраст интерпретируется от неoarхейского, как аналога “тундровой серии” в региональной стратиграфической шкале докембрия [3, 4], до палеопротерозойского, в качестве наиболее молодого члена стратиграфической последовательности южной зоны Печенгской структуры [6, 7, 14] (рис. 1).

Задачей исследования являлось определение возраста, изотопно-геохимических особенностей и положения пород тальинской свиты в хроностратиграфической шкале палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Эти данные имеют принципиальное значение для определения границ террейна Инари и получения новых знаний для разработки критериев прогнозной металлогенической оценки на рудные полезные ископаемые полярных областей Русской Лапландии.

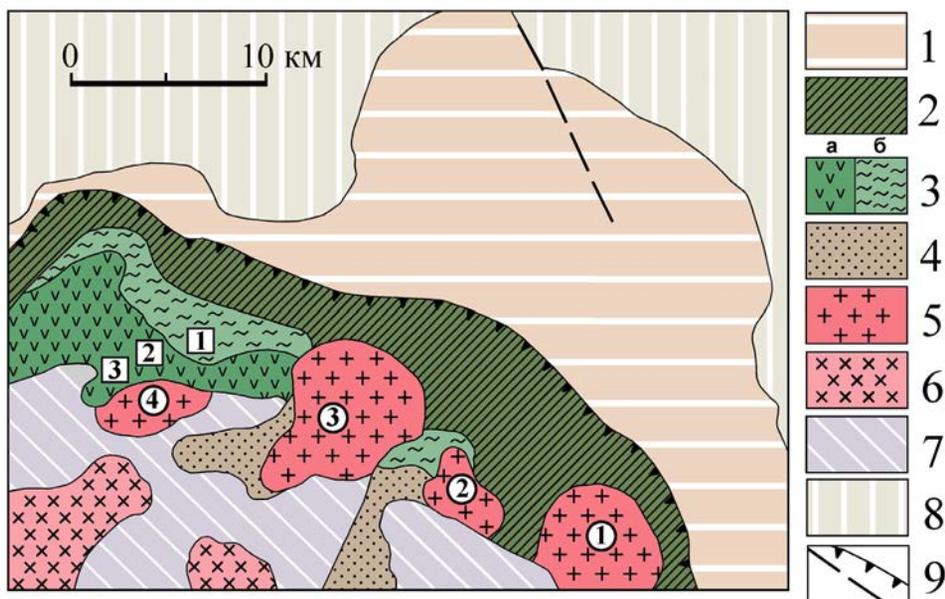


Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части террейна Инари и Печенгской структуры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. 1–2 – Печенгская структура (1 – северная зона (2400 (?)-1970 млн лет); 2 – южная зона (1895–1855 млн лет); 3 – каскамская (а) и тальинская (б) свиты (1920–1930 млн лет); 4 – вырнимская и вешаурская толщи (AR_2-PR_1); 5 – микроклиновые, плагио-микроклиновые граниты и гранодиориты. 6 – тоналиты и эндербиты (AR_2-PR_1); 7 – террейн Инари; 8 – Центрально-Кольский террейн; 9 – разломы и надвиги. Массивы (цифры в кружках): 1 – Шуониярвинский, 1939 ± 7 млн лет, 2 – Мауньярвский, 3 – Каскельярвинский, 1950 ± 9 млн лет, Куройвинский, $1936 \pm$ млн лет). Географические реперы (цифры в квадратах): 1 – г. Тальянтунтури, 2 – г. Каскама, 3 – г. Кораблекк.

Прямые наблюдения геологических взаимоотношений пород тальинской свиты с окружающими структурно-вещественными комплексами отсутствуют, при этом они часто имеют тектонический характер. Поэтому для решения поставленных задач был принят подход, основанный на прецизионном U-Th-Pb-датировании магматического циркона и изотопно-геохимической корреляции состава типовых магматических комплексов тальинской свиты с их предполагаемыми возрастными аналогами в каскамской свите.

Наиболее сохранившийся разрез тальинской свиты обнажён на возвышенности Тальятунтури и её северо-восточных склонах. Ширина поля развития пород свиты составляет примерно 8 км, а по простиранию породы прослеживаются в субширотном направлении более чем на 15 км вдоль тектонической границы с породами южной зоны Печенгской структуры (рис. 1). На юго-западе тальинская свита граничит с каскамской свитой при неясных геологических взаимоотношениях между ними [7].

Разрез вулканогенно-осадочного комплекса тальинской свиты имеет двучленное строение и состоит из нижней существенно вулканогенной толщи мощностью от 300 до 900 м и верхней метаосадочной (гнейсо-сланцевой), мощностью около 1000 м.

Нижняя толща сложена преимущественно плагио- и мономинеральными амфиболитами и Vt-Amr-сланцами, по составу варьирующих от коматиитовых, глинозёмистых ($Al' > 0.76$) и толеитовых metabазальтов до андезибазальтов (табл. 1). Верхняя часть этой толщи сложена несколькими пачками мощностью 20–30 м мелкозернистых плагиосланцев, лейкократовых биотит-полевошпатовых гнейсов и плагиоамфиболитов. Отсутствие в них первичных структурно-текстурных признаков парапород и химический состав с низким значением химического индекса зрелости ($CIA = 48$) (табл. 1) позволяет рассматривать их как метаморфизованные аналоги кислых и средних вулканитов. Верхняя толща тальинской свиты представлена преимущественно серицитовыми, двуслюдяными, хлорит-двуслюдяными кварц-полевошпатовыми с гранатом гнейсами и сланцами, имеющих граувакковый, глинисто-граувакковый и песчаниковый первичный состав [7, 4].

Сопоставление состава и особенностей коматиитовых базальтов, глинозёмистых metabазальтов и метариодацитов каскамской и тальинской свит позволило определить типовые разновидности для изотопно-геохимических и геохронологических исследований (табл. 1) и продемонстрировало близость их геохимического состава и, что особенно важно, подобие нормированного распределения близких концентраций РЗЭ (рис. 2).

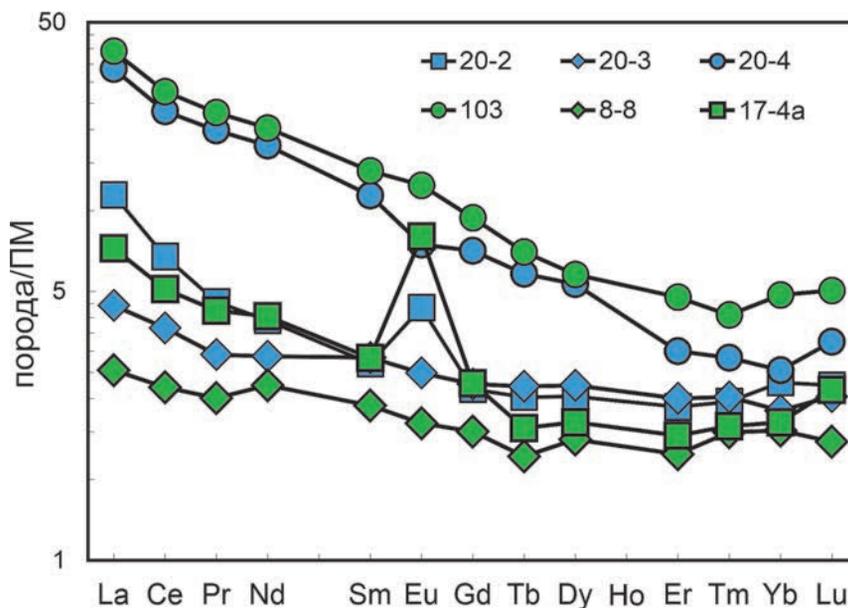


Рис. 2. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) [13] распределение редкоземельных элементов в типовых метавулканитах каскамской (17-4a – метариодацит, 8-8 – коматиитовый базальт, 103 – глинозёмистый metabазальт) и тальинской (20-2 – метариодацит, 20-3 – коматиитовый базальт, 20-4 – глинозёмистый metabазальт) свит.

С целью корреляции тальинской свиты с палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами “южной” зоны Печенгской структуры и каскамской свиты было проведено U-Th-Pb-датирование циркона, а также изучение Sm-Nd-системы в основных и кислых метавулканиках обеих свит (табл. 1 и 4). U-Th-Pb-датирование выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по методике [10]. Растворение образцов и выделение Sm и Nd проводилось по методике [9] в ИГГД РАН. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте jNd-1 составило 0.512097 ± 0.000008 (2σ , $n = 4$).

Для датирования был отобран обр. 20–2 из 12-метровой пачки метариодацитов (кварц-плагиооклазовых сланцев) в верхней части нижней толщи тальинской свиты на северо-западном склоне г. Тальятунтури. При выборе образца учитывалось, что химический состав пород этой пачки (рис. 2) был аналогичен метариодацитам (обр. 17–4а) верхней толщи каскамской свиты [8]. Зёрна циркона, выделенные из метариодацита, имеют удлиненно-призматический магматический габитус ($K_u = 3-4$), сглаженные вершины и размер $400-200 \cdot 100$ мкм (рис. 3). Циркон имеет хорошо выраженную в катодной люминесценции осцилляционную

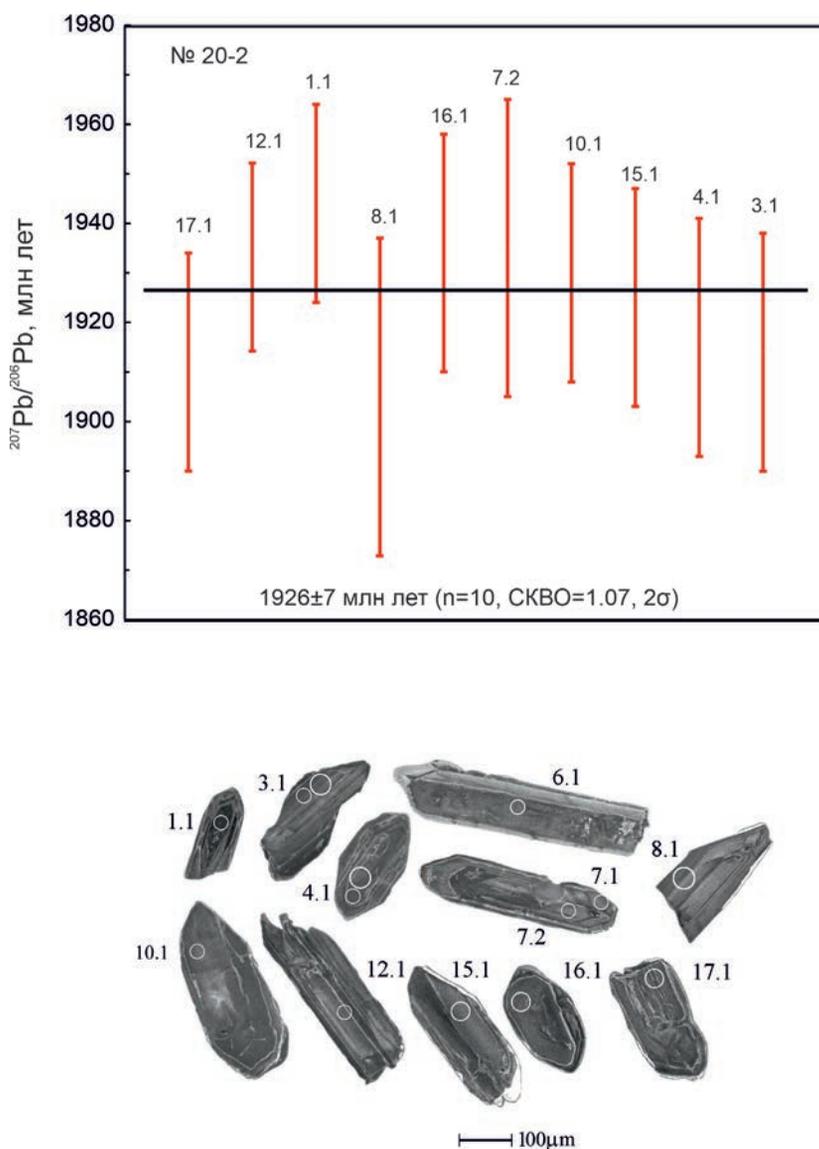


Рис. 3. Диаграмма средневзвешенного значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов циркона из метариодацита тальинской свиты (обр. 20–2) и микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолуминесценции. Цифры на фото соответствуют аналитическим точкам в табл. 2 (приложение); диаметр кратера ~ 20 мкм.

зональность. Для 11 зёрен цирконы по 11 аналитическим точкам (табл. 2 приложение) рассчитано средневзвешенное значение возраста 1926 ± 7 млн лет (СКВО=1.07) (рис. 3)

Для оценки вероятности метаморфогенного происхождения циркона и/или влияния свекофенских тектоно-метаморфических процессов на его U–Pb-изотопную систему был изучен состав редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в точках локального датирования циркона с минимальной степенью дискордантности на микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН). Содержание РЗЭ в двух кристаллах циркона из метариодацита 20–2 характеризуется фракционированным нормированным распределением, характерным для магматического циркона [11] с обогащением тяжёлыми РЗЭ ($Lu_N/Gd_N = 20–19$), положительной Ce- ($Ce^* = 1.9–5.1$) и отрицательной Eu- ($Eu^* = 0.29$) аномалиями (табл. 3, приложение, рис. 4), малыми вариациями высокого содержания Hf (10104–10632 мкг/г) и низкими значениями Th/U-отношения (0.08–0.11). Оценка температур кристаллизации циркона с использованием Ti-термометра [15] продемонстрировала узкий интервал значений $730–740^\circ C$ (табл. 3, приложение), что соответствует температурам кристаллизации дацитовых расплавов [12] и выше температуры метаморфических преобразований каскамской свиты ($650–670^\circ C$ [3]).

Изучение Sm–Nd-системы в основных и кислых метавулканитах тальинской свиты и аналогичных метавулканитов каскамской свиты позволило сравнить источники исходных расплавов вулканогенных пород обеих свит. Значения $\epsilon Nd(T)$ в метариодацитах и глинозёмистых метабазах тальинской и каскамской свит лежат в близких пределах, соответственно $+0.8...+1.3$ и $+1.1...+1.3$ (табл. 4). Значения $\epsilon Nd(T)$ в коматиитовых базальтах обеих свит также близки – соответственно $+3.9$ и $+3.1$, (табл. 4). Положительные величины $\epsilon Nd(T)$ свидетельствуют об ювенильной природе исходных расплавов в обеих свитах. Источником первичных расплавов метариодацитов, вероятно, была континентальная кора, а метабазах – литосферная мантия. Эти данные указывают на принципиальное отличие источников метавулканитов тальинской свиты от источников метавулканитов южной зоны Печенгской структуры с низкими значениями первичного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, которым отвечает среднее значение $\epsilon Nd(T) = -5.0 \pm 1.0$ [14].

Полученные новые U–Th–Pb-данные о возрасте метариодацитов тальинской свиты (1926 ± 7 млн лет) позволяют отнести её к калевийскому надгоризонту палеопротерозоя региональной стратиграфической шкале раннего докембрия [5]. Новые геохимические и Nd-изотопные данные указывают на схожесть состава типовых разновидностей метавулканитов (коматиитовых базальтов, глинозёмистых метабазах и метариодацитов)

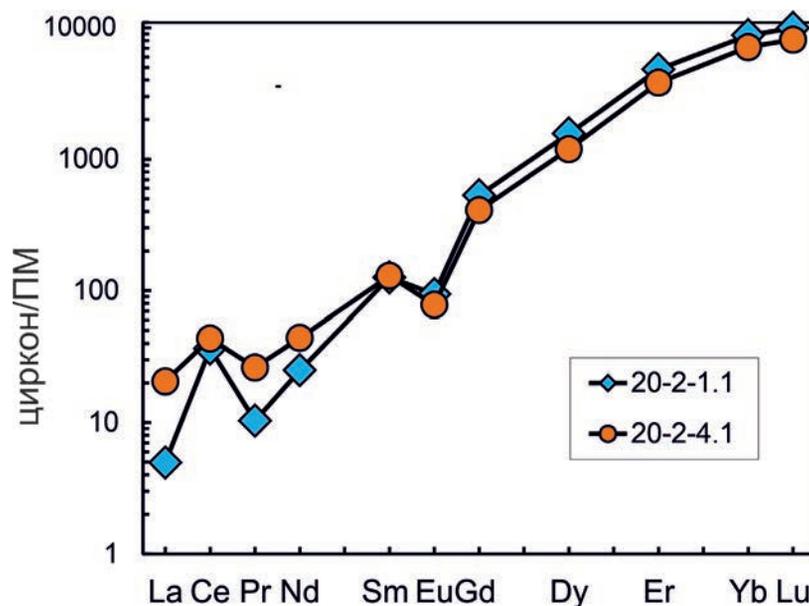


Рис. 4. Распределение РЗЭ в цирконе из метариодацита тальинской свиты (обр. 20–2). Содержания РЗЭ нормированы по примитивной мантии (ПМ) [13].

каскамской и тальинской свит, что согласуется с их одинаковым возрастом. Таким образом представленные новые геохронологические и изотопно-геохимические данные значительно расширили представления о масштабах развития (рис. 1) супракрустального комплекса калевийского надгоризонта палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Установленные в верхней части вулканогенного разреза тальинской свиты (г. Тальятунтури) и в верхней толще каскамской свиты (г. Кораблекк) пачки подобных по изотопно-геохимическому составу и возрасту метариодацитов позволяет рассматривать их в качестве маркирующего горизонта калевийского вулканизма при стратиграфическом расчленении и корреляции “немых” вулканогенно-осадочных комплексов вырнимской и вешаурской толщ террейна Инари на северо-западе Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Исследование выполнено за счёт средств гранта Российского научного фонда № 24-27-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lahtinen R; Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precambrian Res.* 2019. V. 330. P. 1–19.
2. *Беляев О.А.* Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (Южное обрамление Печенгского синклиория) // *Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляции. Апатиты.* 1978. С. 19–25.
3. *Кремнецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., 1979. С. 26–57.
4. *Суслова Н.К.* К вопросу о литологическом составе гнейсо-сланцевой толщи тундры Талья (Кольский полуостров) // *Проблемы литологии докембрия.* Л.: Наука. 1971. С. 84–108.
5. *Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России.* Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 13 с.
6. *Вревский А.Б., Турченко С.И.* Возраст, изотопные особенности и формационный тип пород и руд Аллареченского сульфидного Cu-Ni месторождения Фенноскандинавского щита // *Петрология.* 2021. Т. 29. № 4. С. 388–410.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Кольская. Объяснительная записка / А. М. Ремизова, А. Б. Дуракова, Л. Р. Семенова и др.; Минприроды России. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”. 2021.
8. *Вревский А.Б., Кузнецов А.Б., Львов П.А.* Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2023. Т. 511. № 2. С. 25–33.
9. *Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л.* Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // *Литология и полез. ископаемые.* 2007. № 5. С. 536–551.
10. *Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. // *Geological Society London Memoirs.* 2004. V. 30. P. 69–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>.
11. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // *Геохимия.* 2008. № 9. С. 980–997.
12. *Anderson A.T., Davis A.M., Lu F.* Evolution of the Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P.449–473.
13. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. P. 223–253.
14. *Skufin P.K., Theart H.F.J.* Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments of the Kola Greenstone Belt // *Precambrian Research.* 2005. V.141. P. 1–48.
15. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.

**NEW DATA FOR THE REGIONAL STRATIGRAPHIC SCALE
OF THE PALEOPROTEROZOIC OF THE FENNOSCANDIAN
SHIELD (ISOTOPIC GEOCHEMISTRY AND AGE
OF SUPRACRUSTAL COMPLEXES, INARI TERRANE,
KOLA PENINSULA)**

A. B. Vrevsky^{a,b,#}, Corresponding member of the RAS A. B. Kuznetsov^a, P. A. Lvov^c

^a*Institute of Precambrian geology and geochronology, Russian Academy of Sciences,
St-Petersburg, Russian Federation*

^b*Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

^c*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St-Petersburg, Russian Federation*

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

New isotopic data presented in this paper have made it possible to determine the stratigraphic position of the Talinskaya Formation in the regional stratigraphic scale of the Early Precambrian. The U-Th-Pb age of 1926 ± 7 Ma obtained for metariorodacites of the Talinskaya Formation for the first time () indicates that this formation is coeval to the Kaskamakaya Formation, which, together with a similar isotope-geochemical composition of the type varieties of the Kaskamskaya and Talinskaya formations (komatiite basalts, aluminous metabasalts, and metariorodacites), significantly expands the understanding of the size of the area which is composed of the Paleoproterozoic Kalevian Superhorizon in the Kola-Norwegian region of the Fennoscandian shield.

Keywords: Fennoscandian shield, Inari terrane, Talinskaya Formation, U-Th-Pb age, Paleoproterozoic

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (мкг/г) в представительных образцах типовых разновидностей метавулканитов каскамской и тальинской свит

	1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6
№ обр.	20–2	20–4	20–3	17–4а	103	8–8	№ обр.	20–2	20–4	20–3	17–4а	103	8–8
	Тальинская свита			Каскамская свита				Тальинская свита			Каскамская свита		
SiO ₂	70.55	49.14	43.88	71.00	48.80	41.87	La	2.71	7.95	1.05	1.71	9.26	0.60
TiO ₂	0.28	0.55	0.41	0.20	0.52	0.05	Ce	4.13	14.33	2.24	3.13	16.94	1.35
Al ₂ O ₃	13.30	15.23	16.92	12.80	15.31	18.70	Pr	0.42	1.84	0.27	0.39	2.14	0.19
FeO*	5.01	11.07	10.85	5.73	12.39	8.59	Nd	1.78	7.96	1.31	1.85	9.25	1.02
MnO	0.08	0.16	0.28	0.10	0.18	0.17	Sm	0.40	1.68	0.42	0.42	2.08	0.28
MgO	1.19	6.16	14.03	1.51	7.58	15.14	Eu	0.25	0.42	0.14	0.45	0.70	0.12
CaO	5.49	13.51	11.12	5.05	11.53	12.57	Gd	0.43	1.41	0.45	0.45	1.87	0.30
Na ₂ O	2.63	1.90	1.47	2.72	1.14	1.42	Tb	0.07	0.21	0.08	0.06	0.25	0.04
K ₂ O	0.26	0.60	0.48	0.15	0.16	0.41	Dy	0.50	1.31	0.55	0.40	1.42	0.35
P ₂ O ₅	0.07	0.86	0.08	0.10	0.14	0.07	Er	0.30	0.48	0.32	0.23	0.76	0.20
ппп	1.19	1.06	0.35	0.93	2.24	1.32	Tm	0.05	0.07	0.05	0.04	0.10	0.03
Сумма	100.05	100.24	99.87	100.29	100.01	100.31	Yb	0.37	0.41	0.29	0.26	0.78	0.24
Cr	15.1	96.3	135.4	29.9	83.4	118.4	Lu	0.06	0.08	0.05	0.05	0.12	0.03
Ni	12.8	70.9	208.3	13.0	55.7	179.8	Eu _N *	2.70	3.80	2.75	3.13	1.06	0.95
Co	7.9	38.1	67.6	9.6	45.1	73.2	(La/Sm) _N	5.81	8.76	3.38	2.55	2.79	1.35
Rb	7.9			3.4	2.7	3.5	(Sm/Yb) _N	0.09	0.07	0.02	1.74	2.89	1.24
Sr	241.7	287.6	176.3	204.4	229.0	146.9	La _N /Yb _N	0.52	0.62	0.06	4.43	8.06	1.67
Ti	970	2800	587	1466	2932	450	Gd _N /Yb _N	0.37	0.16	0.07	1.40	1.94	0.99
Zr	9.5	18.2	5.8	3.7	20.2	4.6	CIA	48			48		
Y	2.6	7.2	2.1	2.2	6.9	1.7	Al'		0.87			0.76	

Примечание. 1 и 4 – метариодацит, 2 и 5 – глинозёмистый метабазацит, 3 и 6 – коматиитовый базальт.

CIA = 100 · [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+ Na₂O + K₂O)] (мол. %) – химический индекс зрелости; Al' = Al₂O₃/(FeO*+MgO)

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb (SHRIMP II)-датирования циркона из метариодацита 20-2 тальинской свиты

№ аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	Возраст				err corr	D ± %
											²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ / ²⁰⁶ Pb	±%		
17.1	647	103	0.16	185	3.0140	1.5	0.11795	0.57	5.355	1.7	1847	25	1912	11	0.93	3.5
12.1	803	97	0.12	229	3.0110	1.5	0.11897	0.51	5.424	1.6	1848	24	1933	9	0.94	4.6
1.1	642	60	0.09	185	2.9780	1.5	0.11955	0.57	5.519	1.6	1867	25	1944	10	0.93	4.2
8.1	345	34	0.10	100	2.9750	1.6	0.11831	0.79	5.405	1.8	1868	26	1905	16	0.87	2.0
16.1	523	66	0.13	152	2.9500	1.5	0.11911	0.63	5.541	1.7	1882	25	1934	12	0.92	2.8
7.2	449	55	0.12	131	2.9490	1.6	0.11906	0.84	5.544	1.8	1882	25	1935	15	0.88	2.8

Таблица 2. Окончание

№ аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	Возраст				err corr	D ± %
											²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ / ²⁰⁶ Pb	±%		
10.1	555	52	0.09	162	2.9390	1.5	0.11871	0.61	5.549	1.7	1888	25	1930	11	0.92	2.2
15.1	561	69	0.12	164	2.9330	1.5	0.11808	0.61	5.544	1.7	1891	25	1925	11	0.93	1.8
4.1	474	55	0.12	140	2.9070	1.5	0.11829	0.64	5.569	1.7	1906	26	1917	12	0.91	0.6
3.1	502	55	0.11	150	2.8800	1.5	0.11786	0.61	5.612	1.7	1922	26	1914	12	0.92	-0.4

Примечание. Звёздочкой отмечены изотопные отношения, исправленные на измеренный ²⁰⁴Pb. Погрешности определения изотопных отношений приведены на уровне 1σ, а погрешности оценок – 2σ, err corr – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U, D ± % – процент дискордантности.

Таблица 3. Содержание (мкг/г) редкоземельных и редких элементов в цирконе из метариодацита тальинской свиты (обр. 20–2)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
1.1	1.17	22.38	0.96	11.54	18.65	5.29	105.73	384.98	772.42	1412.38	245.16
4.1	4.87	26.66	2.44	20.06	19.16	4.39	81.56	293.61	612.16	1149.29	200.00
	Ti	Hf	Th*	U*	Th/U	Eu*	Ce*	Lu _N /Gd _N	T ^o (Ti), C		
1.1	8.59	10104	69	641	0.11	0.29	5.11	19	730		
4.1	9.61	10632	55	666	0.08	0.29	1.87	20	740		

Таблица 4. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований

№ обр.	местоположение	порода	U–Pb возраст млн лет	Sm мкг\г	Nd мкг\г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNdT	TDM млрд лет	
103	Каскамская свита	г. Кораблекк	глиноземистый метабаза́льт	1928	2.34	10.76	0.13143	0.511867	1.1	2.37
17–4а		г. Каскама	метариодацит	1930	0.629	1.998	0.13127	0.511871	1.3	2.36
8–8		г. Кораблекк	коматиитовый базальт	1930	0.267	0.99	0.16308	0.512371	3.1	
20–2	Тальинская свита	г. Тальятунтури	метариодацит	1926	0.521	2.12	0.13113	0.511847	0.8	2.38
20–3		Там же	коматиитовый базальт	1926	0.296	1.30	0.16789	0.512471	3.9	
20–4		Там же	глиноземистый метабаза́льт	1926	2.06	8.73	0.13292	0.511896	1.3	2.36

УДК 551.71 + 551.72

НОВЫЕ НАХОДКИ ВЕНДСКИХ МАКРОФОССИЛИЙ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЧЕТЛАСКИЙ КАМЕНЬ ТИМАНСКОГО КРЯЖА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2024 г. А. В. Колесников^{1,*}, В. Н. Паньков¹, В. А. Панькова¹,
И. В. Латышева¹, А. В. Шацлло^{1,2}, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов¹

Поступило 08.05.2024 г.

После доработки 19.06.2024 г.

Принято к публикации 24.06.2024 г.

В визингской и усть-палегской свитах верхнего докембрия возвышенности Четласский Камень (Средний Тиман, Архангельская область) впервые обнаружены макроскопические палеонтологические остатки вендских мягкотелых организмов. Среди найденных отпечатков и объёмных слепков диагностированы представители палеопасцихрид, аспиделламорф, возможных фрондоморф, ископаемых следов жизнедеятельности и микробиально-индуцированных арумбериеморфных текстур. Ранее нами были обнаружены похожие вендские макрофоссилии в верхнем докембрии на возвышенности Джежим-Парма (Южный Тиман, Республика Коми). Открытие ещё одного местонахождения остатков разнообразных эдиакарских организмов уже в средней части Тиманского кряжа существенно расширяет их палеогеографический ареал, а также уточняет временные рамки накопления визингской и усть-палегской свит, положение которых в разрезе верхнего докембрия Среднего Тимана было дискуссионным.

Ключевые слова: венд, Средний Тиман, Тиманский кряж, Четласский камень, эдиакарская биота, *Palaeopascichnus*, *Arumberia*, *Aspidella*

DOI: 10.31857/S2686739724110048

Тиманский кряж расположен на северо-востоке Европейской части России в Архангельской области, Республике Коми и Пермском крае. Он протягивается с северо-запада на юго-восток и состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450 м, ограничивающих Печорскую низменность с юго-запада. По характеру строения и полноте разрезов верхнего докембрия в пределах Тиманского кряжа выделены зоны (с юго-запада на северо-восток): Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цильменско-Ропчинская и Вымско-Вольская [1]. В Четласско-Джежимпарминской зоне верхний докембрий объединён в четласскую и быстринскую серии. Первую из них некоторые авторы ранее относили к среднему рифею [2], а другие – к верхнему рифею–(?)венду [1]. В сводном

разрезе четласской серии выделяют светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты. Эта серия с несогласием перекрыта быстринской серией, расчленённой на устьпалегскую (аньюгскую, джежимскую), ворыквинскую, павьюгскую и паунскую свиты.

Возвышенность Четласский камень расположена в средней части Тиманского кряжа (рис. 1 а). Здесь, в обрамлении фанерозойских комплексов, развиты песчаники и алевролиты светлинской свиты, песчаники (с пачками гравелитов) новобобровской свиты, песчаники и алевролиты визингской свиты и алевро-песчаники с прослоями гравелитов усть-палегской свиты [2]. На протяжении длительного времени возраст и стратиграфическое положение этих свит были под вопросом. Так, по мнению В. Г. Оловянишникова, четласская серия тектонически контактирует с верхнерифейской быстринской серией, а джежимская свита Южного Тимана сопоставлена с усть-палегской (аньюгской) свитой Среднего Тимана [1]. Однако в легенде и объяснительной записке второго издания Тиманской серии листов ГГК-200 РФ [3] визингская свита

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: kolesnikov@ginras.ru

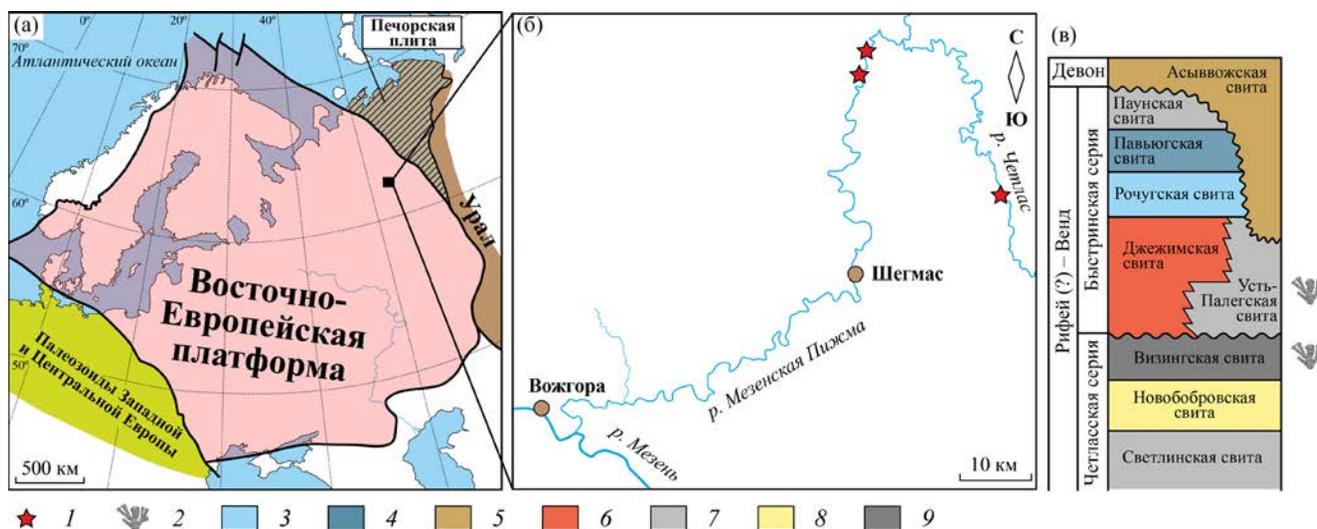


Рис. 1. а, б – схема расположения нового местонахождения остатков вендских мягкотелых организмов в северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы; в-сводный разрез верхнего докембрия Среднего и Южного Тимана. 1 – расположение местонахождений остатков вендских мягкотелых организмов на Тиманском кряже на рр. Четлас и Мезенская Пижда; 2 – положение остатков на сводном разрезе; 3 – доломиты; 4 – известняки; 5 – песчаники и гравелиты; 6 – сероцветные песчаники; 7 – светлые кварцевые песчаники; 8 – сероцветные кварцевые песчаники; 9 – красноцветные кварцевые песчаники.

отнесена к среднему рифею, а усть-палегская (аньюгская) и джежимская свиты – к верхнему рифею. С другой стороны, результаты последних исследований джежимской свиты, в которой были обнаружены многочисленные остатки мягкотелых организмов эдиакарского типа, однозначно указали на её вендский возраст [4].

В 2023 г. мы провели рекогносцировочные исследования выходов четласской и быстринской серий, вскрытых в естественных обнажениях по берегам рек Четлас, Березовая и Мезенская Пижда на возвышенности Четласский камень в Архангельской обл. (рис. 1 б), где впервые обнаружили многочисленные ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов. В стратиграфическом смысле палеонтологические остатки приурочены к верхней части визингской и средней части усть-палегской свит (рис. 1 в). Собранная нами коллекция состоит из 90 экземпляров представителей палеопасцихрид, фрондоморф, ископаемых следов жизнедеятельности и микробиально-индуцированных арумбериоморфных текстур (рис. 2).

В большинстве случаев палеонтологические остатки можно надёжно идентифицировать только с помощью узконаправленного источника света, расположенного под пологим углом к поверхности напластования. Это связано с тем, что они имеют низкий рельеф и демонстрируют степень сохранности хуже в сравнении с, например,

похожей ассоциацией ископаемых остатков из чернокаменной свиты сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала [5] и басинской свиты ашинской серии верхнего венда Южного Урала [6]. Фотографирование палеонтологических остатков произведено в лаборатории стратиграфии верхнего докембрия ГИН РАН на цифровую беззеркальную камеру среднего формата Fujifilm GFX 50r, оснащённую макрообъективом Fujinon GF 120 мм F4 R LM OIS WR Macro.

Остатки палеопасцихрид представлены в виде однорядных серий выпуклых слепков камер на подошвах слоёв алевролитов и песчаников (позитивный гипорельеф) визингской и усть-палегской свит. Эти остатки имеют глобулярную или вытянутую (сосискообразную) форму камер, расположенных цепочкообразно друг за другом (рис. 2 а–г). Среди остатков палеопасцихрид диагностированы два вида: *Palaeopascichnus linearis*, состоящий из однорядных серий глобулярных или слегка вытянутых камер с слабо изменяемой шириной от 1 до 6 мм (рис. 2 а–в); *P. delicatus*, состоящий из однорядных серий слабо вытянутых до сосискообразных камер, ширина которых прогрессивно увеличивается от 1 мм до 12 мм (рис. 2 г).

Ископаемые следы жизнедеятельности обнаружены на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников и алевролитов усть-палегской свиты (рис. 2 д). Эти остатки представлены

простыми горизонтальными слабоветвленными меандрирующими или изогнутыми валиками (положительный гипорельеф) или желобками (негативный эпирельеф) шириной от 1 до 6 мм, которые интерпретированы нами, как заполненные осадком остатки примитивных субгоризонтальных ходов. Поверхность ходов ровная со слабо выраженными пережимами. Наблюдаемые признаки этих остатков характерны для ихнорода *Helminthoidichnites* isp., которые известны в ископаемой летописи начиная с отложений позднего эдиакария [7, 8].

Остатки аспиделламорф представлены положительными гипорельефными отпечатками и объёмными слепками луковичеподобных (рис. 2 ж, з) тел в алевролитах и мелкозернистых песчаниках визингской свиты. Диаметр луковичеподобных тел составляет от 1 до 4 см. Относительно низкая степень сохранности не позволяет уверенно идентифицировать таксономическую принадлежность остатков этого типа. Тем не менее, следует отметить, что подобные находки широко распространены в чернокаменной свите венда Среднего Урала [9] и зиганской свите ашинской

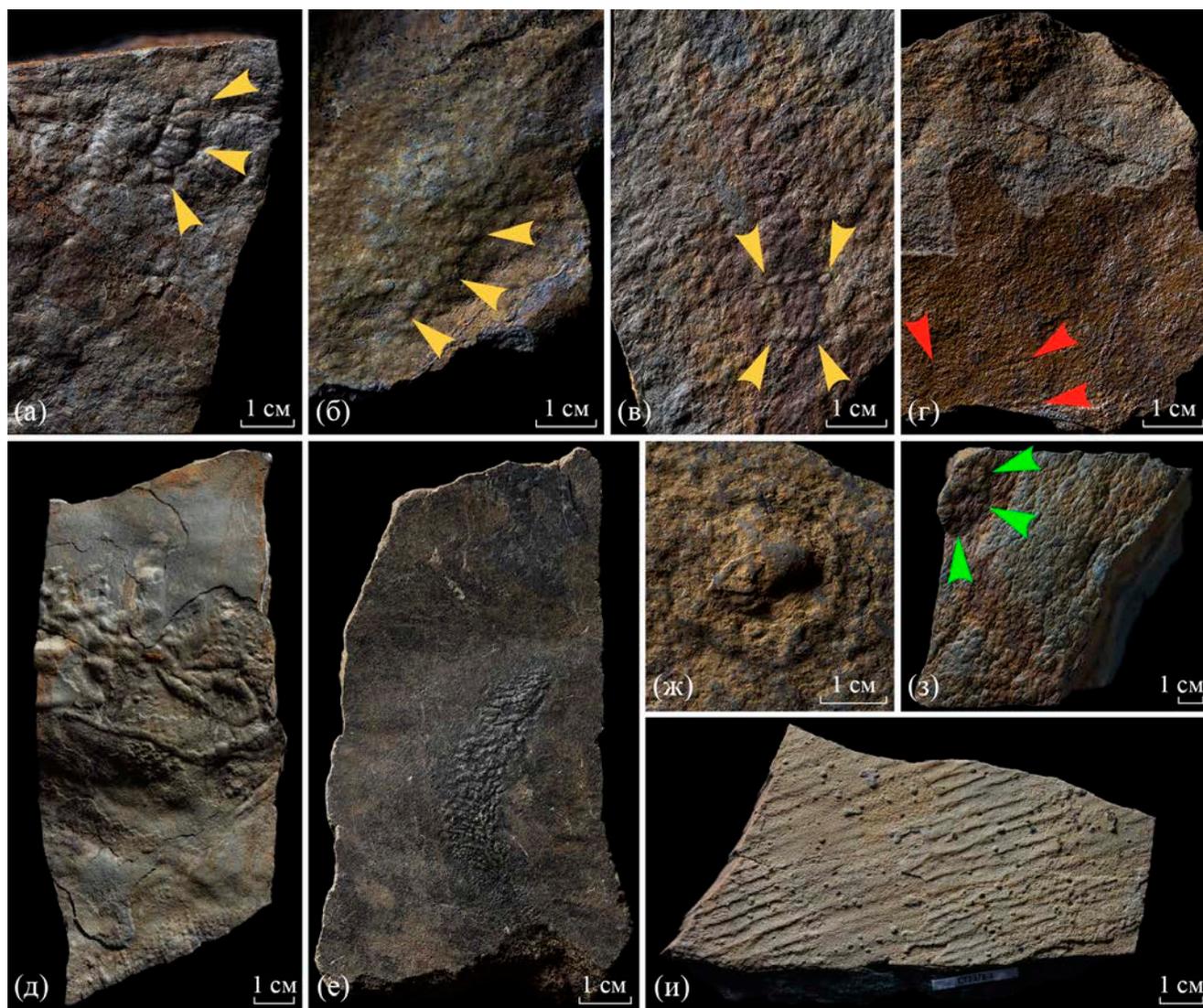


Рис. 2. Представители вендских мягкотелых организмов из верхнего докембрия Среднего Тимана: а – обр. № СТ23/1–1, усть-палегская свита, *Palaeopascichnus linearis* (жёлтые стрелки); б – обр. № СТ23/8–2, визингская свита, *P. linearis* (жёлтые стрелки); в – обр. № СТ23/8–1, визингская свита, *P. linearis* (жёлтые стрелки); г – обр. № СТ23/8–5, визингская свита, *P. delicatus* (красные стрелки); д – обр. № СТ23/13–P13, усть-палегская свита, *Helminthoidichnites* isp.; е – обр. № СТ23/9–2, визингская свита, предполагаемый остаток фрндоморфного организма; ж, з – обр. № СТ23/8–13, СТ23/5–10, визингская свита, органы прикрепления *Aspidella* sp. (зелёные стрелки); и – обр. № СТ 23/3–3, визингская свита, микробиально-индуцированная осадочная текстура типа *Arumberia banksi*.

серии Южного Урала [10], где луковицеподобные тела определены как объёмные слепки органов прикрепления типа *Aspidella*.

В некоторых случаях в позитивном гипорельефе на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников и алевролитов визингской свиты обнаружены стеблевидные структуры (рис. 2 е), которые с определённой долей осторожности можно интерпретировать как перьевидные остатки организмов группы фрондоморф. Длина и ширина стеблевидных тел варьирует от 5 до 20 мм и 5 до 10 см соответственно. Однако, по причине отсутствия чёткой краевой линии и регулярно чередующихся полусегментов, характерных для большинства фрондоморф, не исключено, что эта структура может представлять собой осадочное образование микробиальной природы.

Помимо всего перечисленного, в визингской свите обнаружены различные микробиальные образования, среди которых идентифицированы арумбериеморфные текстуры (рис. 2 и). Подобные текстуры широко известны в литературе под общим родовым формальным именем “*Arumberia*” [11, 12]. Нами обнаружена разновидность осадочной текстуры типа *Arumberia banksi*. Она представлена в виде серий крупных субпараллельных и иногда веерообразно расходящихся или ветвящихся канавок (в негативном эпирельефе) и валиков (в позитивном гипорельефе) шириной до 2–3 мм, которые проявлены как на кровлях/подошвах, так и внутри песчаных слоёв.

До настоящего времени находки ископаемых остатков вендских мягкотелых организмов в докембрийских образованиях средней части Тиманского кряжа не были известны, а четласкую и быстринскую серии относили к среднему и верхнему рифею соответственно. Лишь недавно в джежимской свите верхнего докембрия Южного Тимана были обнаружены остатки вендских макрофоссилий, указывающих на более молодой возраст свиты [4]. В свою очередь это поставило под сомнение бытовавшее предположение о “рифейском” возрасте части разреза верхнего докембрия остальных сегментов Тиманского кряжа. Таким образом, обнаружение новых находок остатков вендских организмов в визингской и усть-палегской свитах на возвышенности Четласский камень подтвердило наше предположение и однозначно указало на вендский возраст свит. Например, о более молодом возрасте усть-палегской свиты указывают находки ихнофоссилий *Helminthoidichnites* sp., известные в ископаемой летописи начиная с временной отметки ~560 млн лет [7, 8], а также

отпечатки галотолерантных микробных колоний типа *Arumberia banksi* из визингской свиты, время существования которых в ископаемой летописи ограничено интервалом 560–520 млн лет [13]. Ключевыми находками являются палеопасцихниды, стратиграфический интервал распространения которых соответствует всему венду: в визингской и усть-палегской свитах обнаружены остатки вида *Palaeopascichnus linearis* (рис. 2 а–в), который широко распространён во временном интервале ~600–540 млн лет; в усть-палегской свите встречены остатки *P. delicatus* (рис. 2 г), у которого временной диапазон ограничен ~560–540 млн лет [14, 15].

Несмотря на то, что степень сохранности макрофоссилий из верхнего докембрия Среднего Тимана ниже, чем у вендских организмов из известных классических местонахождений, комплекс палеонтологических остатков из визингской и усть-палегской свит по своему таксономическому биоразнообразию практически идентичен с ископаемыми остатками макробиоты из джежимской свиты Южного Тимана [4], которые, в свою очередь, можно сравнить и отнести с ископаемыми макробиотами чернокаменской свиты венда Среднего Урала [9], а также басинской и зиганской свит венда Южного Урала [10]. Как и в случае с фоссиленоносными уровнями чернокаменской, басинской и зиганской свит [5, 6, 16–19], ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов из визингской и усть-палегской свит приурочены к терригенным отложениям обстановок осадконакопления крайнего мелководья (приливно-отливные равнины). Об этом свидетельствуют многочисленные шагреневые текстуры, слепки трещин высыхания, мелкие глиптоморфозы по кристаллам соли, арумбериеморфные текстуры и тонкая биоламинитовая слоистость в песчаниках и алевролитах.

Аналогично недавно открытому местонахождению вендских макрофоссилий в джежимской свите на Южном Тимане [4], представленный материал из визингской и усть-палегской свит Среднего Тимана пока недостаточно богат для детальных палеоэкологических построений и выводов, реконструкции морфологических особенностей и тафономии ископаемых остатков. Тем не менее, обнаружение новых находок остатков вендских макрофоссилий на Тиманском кряже, помимо расширения перспективы для поиска нового палеонтологического материала и открытия полноценных местонахождений ископаемых остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа, провоцирует необходимость пересмотра

оценок возраста некоторых региональных стратиграфических подразделений (свит) верхнего докембрия северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, а также уточнения существующих стратиграфических схем для Тимано-Уральского региона. В качестве примера можно привести новые результаты исследования гравелитов джежимской свиты, указывающие на то, что источником обломочного материала были магматические породы орогена тиманид (доуралид), а сама свита уже сформировалась в вендское время [20]. Таким образом, осадочные комплексы верхнего докембрия Тиманского кряжа закрепляют статус новых ключевых объектов для изучения особенностей формирования биосферы на ранних этапах эволюции Metazoa и трассировки их ареала расселения по северной, северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейской платформы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование палеонтологических остатков и подготовка публикации проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 21-77-10106). Стратиграфические и полевые исследования соответствуют теме госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
2. Рифей и венд Европейского Севера СССР. Гецен В.Г., Дедеев В.А. и др. (ред.). Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.
3. Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф. Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольцев, 1999. Ухта.
4. Колесников А.В., Латышева И.В. и др. Биота эдиакарского типа в верхнем докембрии Тиманского кряжа (возвышенность Джежим-Парма, Республика Коми) // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 61–65.
5. Десяткин В.Д., Колесников А.В. и др. Палеопасцихниды из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 138–143.
6. Колесников А.В., Десяткин В.Д. и др. Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 281–288.
7. Jensen S. Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south-central Sweden // Fossil and Strata. 1997. No 24. 110 p.
8. Evans S.D., Hughes I.V., et al. Discovery of the oldest bilaterian from the Ediacaran of South Australia // PNAS. 2020. V. 117. No 14. P. 7845–7850.
9. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
10. Гражданкин Д.В., Марусин В.В. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
11. Kolesnikov A.V., Danelian T., et al. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bull. Soc. Géol. Fr. 2017. V. 188 (5). P. 1–10.
12. Retallack G.J., Broz A.P. Arumberia and other Ediacaran–Cambrian fossils of central Australia // Historical Biology. 2021. V. 33 (10). P. 1964–1988.
13. McMahon W.J., Davies N.S., et al. Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture *Arumberia*, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record // Geological Magazine. 2022. V. 159 (1). P. 1–20.
14. Kolesnikov A.V. Stratigraphic correlation potential of the Ediacaran palaeopascichnids // Estudios Geológicos. 2019. V. 75 (2). e102.
15. Kolesnikov A., Desiatkin V. Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // Geological Magazine. 2022. V. 159. P. 1175–1191.
16. Sozonov N.G., Bobkov N.I., et al. The ecology of Dickinsonia on tidal flats // Estudios Geológicos. 2019. V. 75 (2). e116.
17. Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., et al. The occurrence of Dickinsonia in non-marine facies // Estudios Geológicos. 2019. V. 75 (2). e096.
18. Kolesnikov A. *Beltanelliformis konovalovi* sp. nov. From the Terminal Neoproterozoic of Central Urals: Taxonomic and Ecological Implications // Frontiers in Earth Science. 2022. 10:875001.
19. Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. V. 263. P. 59–78.
20. Никулова Н.Ю., Куликова К.В., Сандула А.Н. К вопросу о возрасте джежимской свиты Южного Тимана // Вестник геонаук. 2024. № 3 (351). С. 38–42.

**A NEW FINDINGS OF VENDIAN MACROFOSSILS
IN THE UPPER PRECAMBRIAN OF CHETLASSKIY KAMEN
HILL OF THE TIMAN RANGE (ARKHANGELSK REGION)**

**A. V. Kolesnikov^{a,#}, V. N. Pan'kov^a, V. A. Pan'kova^a, I. V. Latysheva^a, A.V. Shatsillo^{a,b},
Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov^{a,b}**

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: kolesnikov@ginras.ru*

Macrofossils as composite molds and casts of Vendian soft-bodied organisms were found in the Vizinga and Ust'-Palega formations on the Chetlasskiy Kamen Hill of the Central Timan Range for the first time. Among them, representatives of palaeopascichnids, aspidellamorphs, possible frondomorphs, arumberiamorph microbially-induced sedimentary structures, and trace fossils were identified. Previously we have reported Vendian macrofossils from the Upper Precambrian of the South Timan Range in Dzhezhim-Parma Hill. Thus, the discovery of another fossil locality in the central part of the Timan Range significantly expands their palaeogeography and also clarifies the age limits of the deposition of the Vizinga and Ust'-Palega formations, the stratigraphic position of which in the Upper Precambrian section was controversial.

Keywords: Vendian, Central Timan, Timan Range, Chetlasskiy Kamen, Ediacara biota, *Palaeopascichnus*, *Arumberia*, *Aspidella*

УДК 551.7.033(551.72):550.93

Rb–Sr ВОЗРАСТ АУТИГЕННОГО ГЛАУКОНИТА И U–Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ И ВЕНДА МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (СКВАЖИНА КЕЛЬТМЕНСКАЯ-1)

© 2024 г. Т. С. Зайцева^{1,*}, Е. Ю. Голубкова¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов², Т. В. Романюк³, Е. Г. Довжикова⁴, О. К. Каурова¹

Поступило 08.07.2024 г.

После доработки 09.07.2024 г.

Принято к публикации 09.07.2024 г.

Определён Rb–Sr возраст глауконита и U–Pb (LA–ICP–MS) возраст обломочного циркона из песчаников окосской свиты рифея и усть-пинежской свиты венда в параметрической скважине Кельтменская-1, пробуренной в Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы европейского севера России. Модельный Rb–Sr возраст глауконита (870–820 млн лет) и U–Pb возраст самого молодого детритового циркона (1005 ± 14 млн лет) ограничивают время накопления окосской свиты первой половиной позднего рифея, что хорошо согласуется с биостратиграфическими данными. U–Pb возраст самого молодого детритового циркона, полученного из нижней части усть-пинежской свиты, позволяет предполагать, что седиментация поздневендских песчаников в Мезенский бассейн началась около 575 млн лет назад. Таким образом, продолжительность стратиграфического перерыва между рифеем и вендом составляет около 250–300 млн лет. В поздне-рифейское и поздневендское время Мезенский бассейн заполнялся терригенным материалом архей–позднепротерозойского возраста (от 3.25 до 1.02 млрд лет), источниками которого были породы Балтийского щита. В нижней части усть-пинежской свиты обнаружена популяция детритового циркона вендского возраста (730–575 млн лет), возможным источником которого могли быть породы Протоуральско-Тиманского орогена.

Ключевые слова: U–Pb (LA–ICP–MS) датирование, циркон, Rb–Sr возраст, глауконит, Мезенская синеклиза, Восточно-Европейская платформа, рифей, венд, эдиакарий

DOI: 10.31857/S2686739724110057

ВВЕДЕНИЕ

Скважина Кельтменская-1 (61.23° с.ш., 54.78° в.д.) расположена в восточной части Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, в зоне сочленения Русской и Тимано-Печорской плит. Такое положение, а также высокое разнообразие

ископаемых организмов и значительный возрастной интервал, вскрытый в разрезе, позволяют рассматривать скв. Кельтменская-1 в качестве опорной при корреляции разнофациальных толщ верхнего докембрия севера европейской части России. Согласно предложенному стратиграфическому расчленению [1–3] (рис 1 а) в разрезе скв. Кельтменская-1 были выделены карбонатные ышкемская и ваполская свиты, которые по положению в разрезе и находкам в ваполской свите строматолитов *Inzeria djeimii* Raaben были отнесены к верхнему рифею [4]. Выше по разрезу залегает терригенная окосская свита, содержащая верхнерифейскую ассоциацию органикостенных микрофоссилий (ассоциация I с *Trachyhystrichosphaera aimika* – *Crinita unilaterata*) [5, 3] и аутигенный глобулярный

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

²Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

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

⁴Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия

*E-mail: z-t-s@mail.ru

слоистый силикат (далее по тексту – “глауконит”) с Rb–Sr изохронным возрастом 807 ± 8 млн лет [3]. Верхняя терригенная часть разреза этого района представлена усть-пинезской и мезенской свитами, которые охарактеризованы верхневендскими микрофоссилиями (ассоциация II с *Alicesphaeridium medusoideum* – *Cavaspina acuminata* – *Weissiella grandistella*, III с *Striatella coriacea* – *Oscillatoriopsis* sp., IV с *Tanarium conoideum*) (рис. 1а). Находка в составе третьей ассоциации цианобактерий *Striatella coriacea* Assejeva может указывать на возможное отнесение средней большей части этого интервала к редкинскому горизонту верхнего венда (рис. 1а). Вопрос о присутствии более молодого верхневендского котлинского горизонта в регионе остаётся дискуссионным.

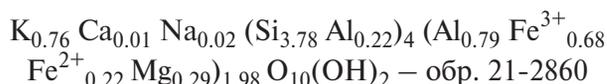
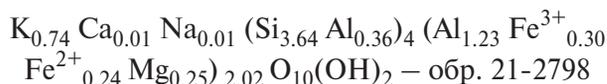
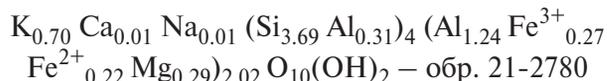
Изотопно-геохронологические данные имеют большое значение для стратиграфии и истории развития региона, однако получены только для одного дискретного уровня окосской свиты (Rb–Sr метод, глауконит [3]). С целью расширения изотопно-геохронологической базы данных, направленных на разработку модели формирования верхнедокембрийских отложений севера Восточно-Европейской платформы, было проведено минералого-химическое и Rb–Sr изотопно-геохронологическое изучение глауконита по методике, разработанной в ИГГД РАН [6], и U–Pb (LA–ICP–MS) датирование циркона по стандартной методике ГИН РАН [7] из песчаников рифейской окосской и вендской усть-пинезской свит.

ОКОССКАЯ СВИТА

Стратотип окосской свиты установлен в разрезе скв. Кельтменская-1 в интервале 2910–2780 м (рис. 1а). Свита сложена тонким переслаиванием сероцветных олигомиктовых алевролитов, глинистых, мелкозернистых, реже среднезернистых песчаников и аргиллитов (мощность 130 м). Обломочный материал в алевролитах и песчаниках представлен полуокатанными зёрнами кварца (до 60%), полевых шпатов (15–20%), редкими зёрнами лейкоксена, монацита, циркона, а также обломками микрокварцитов, глинистых сланцев и измененных вулканитов (до 20%). Цемент глинистый поровый. Тёмно-серые тонкослоистые аргиллиты на отдельных интервалах слабо ожелезнены. Для всего разреза характерно присутствие аутигенного глауконита, обычно не более 2–3%, но на некоторых уровнях до 60–70%.

Монофракции глауконита были выделены из песчаников, отобранных на гл. 2860 м

(обр. 21–2860 м), 2798 м (обр. 21–2798) и 2780 м (обр. 21–2780). На основании изучения химического состава минерала и данных мёссбауэровской спектроскопии рассчитаны химические формулы глауконита:



Все изученные образцы относятся к глобулярным слоистым силикатам глауконит-иллитового ряда. Содержание Fe^{3+} , Fe^{2+} а также отношение содержания Al к сумме трёхвалентных катионов в октаэдрах (коэффициент алюминиевости $K_{Al} = Al / [Al + Fe^{3+}]$, варьирующий в пределах 0.57–0.82) указывают на более железистый состав глауконита, отобранного из нижней части окосской свиты (обр. 21–2860). Более высокое содержание Al в глауконите (обр. 21–2798, 21–2780) из верхней части окосской свиты, возможно, связано с вторичными процессами (алюминизацией), которые привели к некоторому “омоложению” датировок изученного глауконита (табл. 1). Косвенно на это также указывает более древний модельный возраст самой высокоплотной и наименее изменённой фракции глауконита (К-83-3, $2.85\text{--}2.9 \text{ г/см}^3$), полученной из образца К-83 (гл. 2860 м) [3].

Высокое первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ во фракции К-83-3, вычисленное ранее по триплетам “необработанный образец – кислотный выщелок – остаток от выщелачивания” [3], заметно выше этого значения в позднерифейской морской воде, соответственно 0.7245 против 0.707, что указывает на возможную перекристаллизацию минерала при участии эпигенетического флюида на стадии катагенеза. Поэтому более корректным способом оценки возраста глауконита представляется вычисление модельных Rb–Sr датировок для необработанных фракций с предполагаемым первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Rb–Sr модельный возраст глауконита из песчаника окосской свиты вычислен с учётом первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.707$, характерного для позднерифейской морской воды [8]. Значения модельного Rb–Sr возраста образцов варьируют в диапазоне 872–821 млн лет (табл. 1), что указывает на “омоложение”

Таблица 1. Rb–Sr аналитические данные для глауконитов из песчаников окосской и усть-пинежской свит

Свита	Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Модельный Rb–Sr возраст, млн лет**
усть-пинежская	21-2687	311	38.06	0.99697	24.29	836
	21-2798	271	33.4	0.98962	24.09	821
окосская	21-2860	302	38.1	0.99111	23.54	845
	К-83-3*	285	45.0	0.94034	18.73	872

Примечание. * Плотностная фракция глауконита 2.85–2.9 г/см³ [3], ** модельный возраст рассчитан в предположении первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.707, характерного для позднерифейской морской воды [8].

некоторых образцов глауконита из песчаников окосской свиты как минимум на 10–60 лет.

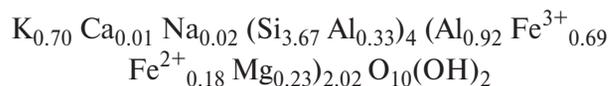
Также было проведено геохронологическое U–Pb (LA–ICPS) изучение зёрен детритового циркона из песчаников, отобранных на гл. 2860 м (обр. 21-2860). Детритовый циркон представлен бесцветными зёрнами призматического и короткопризматического габитуса с различной степенью окатанности, в отдельных случаях до изометричной формы. Размеры зёрен варьирует от 40 до 150 мкм. В изученном образце проанализировано 136 зёрен циркона и получено 106 конкордантных оценок возраста (степень дискордантности менее 5%), которые находятся в широком интервале от 1005±14 до 2854±14 млн лет. При построении кривой относительной вероятности возраста во внимание принимали только конкордантные оценки возраста. На кривой относительной вероятности (рис. 1 б) выделяются несколько пиков: около 1020 ($n = 4$), 1160 ($n = 17$), 1510 ($n = 27$), 1640 ($n = 20$), 1840 ($n = 10$) и 1960 ($n = 4$) млн лет.

УСТЬ-ПИНЕЖСКАЯ СВИТА

Стратотип вышележащей усть-пинежской свиты установлен в скв. Усть-Пинега (инт. 826.15–519.7 м) Московской синеклизы [9]. В разрезе скв. Кельтменская-1 усть-пинежская свита выделена в инт. 2780–2309 м (мощность 471 м). Свита сложена зеленовато-серыми олигомиктовыми алевролитами с прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников и тёмно-серых, реже коричневых аргиллитов. Песчаники и алевролиты содержат угловатые зёрна кварца (40%), сдвойникованные полевые шпаты, округлые и угловатые зёрна оливково-зелёного глауконита (0.1–0.2 мм), реже зёрна циркона и рудных минералов. Цемент глинистый поровый. В нижней части свиты глауконит образует скопления, где его количество достигает 40% от

объёма породы. Угловатая форма, трещиноватость и шероховатая поверхность зёрен глауконита указывает, что они были переотложены.

На основании минералого-химического изучения монофракции глауконита, выделенного из песчаников усть-пинежской свиты (гл. 2687 м, обр. 21–2687), рассчитана химическая формула минерала:



Минерал также относится к глобулярным слоистым силикатам глауконит-иллитового ряда и близок по составу к глаукониту из верхней части окосской свиты, отличающемуся повышенным содержанием алюминия.

Rb–Sr модельный возраст глауконита составил 836 млн лет при первичном отношении ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.707, характерном для рифейской морской воды, и 829 млн лет при ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.709, типичном для морской воды позднего венда. Полученные близкие оценки возраста глауконита двух изученных свит указывают на аллотигенный генезис глауконита усть-пинежской свиты, переотложенного, видимо, из нижележащих рифейских пород окосской свиты, что согласуется с минералого-петрографическими наблюдениями и близким химическим составом.

Дополнительно проведено изотопно-геохронологическое U–Pb (LA–ICP–MS) изучение зёрен детритового циркона из песчаников усть-пинежской свиты (гл. 2687 м, обр. 21–2687). Выявленные на этом стратиграфическом уровне кристаллы циркона имеют призматический и короткопризматический габитус с различной степенью окатанности, иногда до изометричной формы, бесцветны. Размеры кристаллов варьирует от 40 до 100 мкм. В образце 21–2687 проанализировано 122 зерна циркона и получено 103 конкордантные оценки возраста, которые

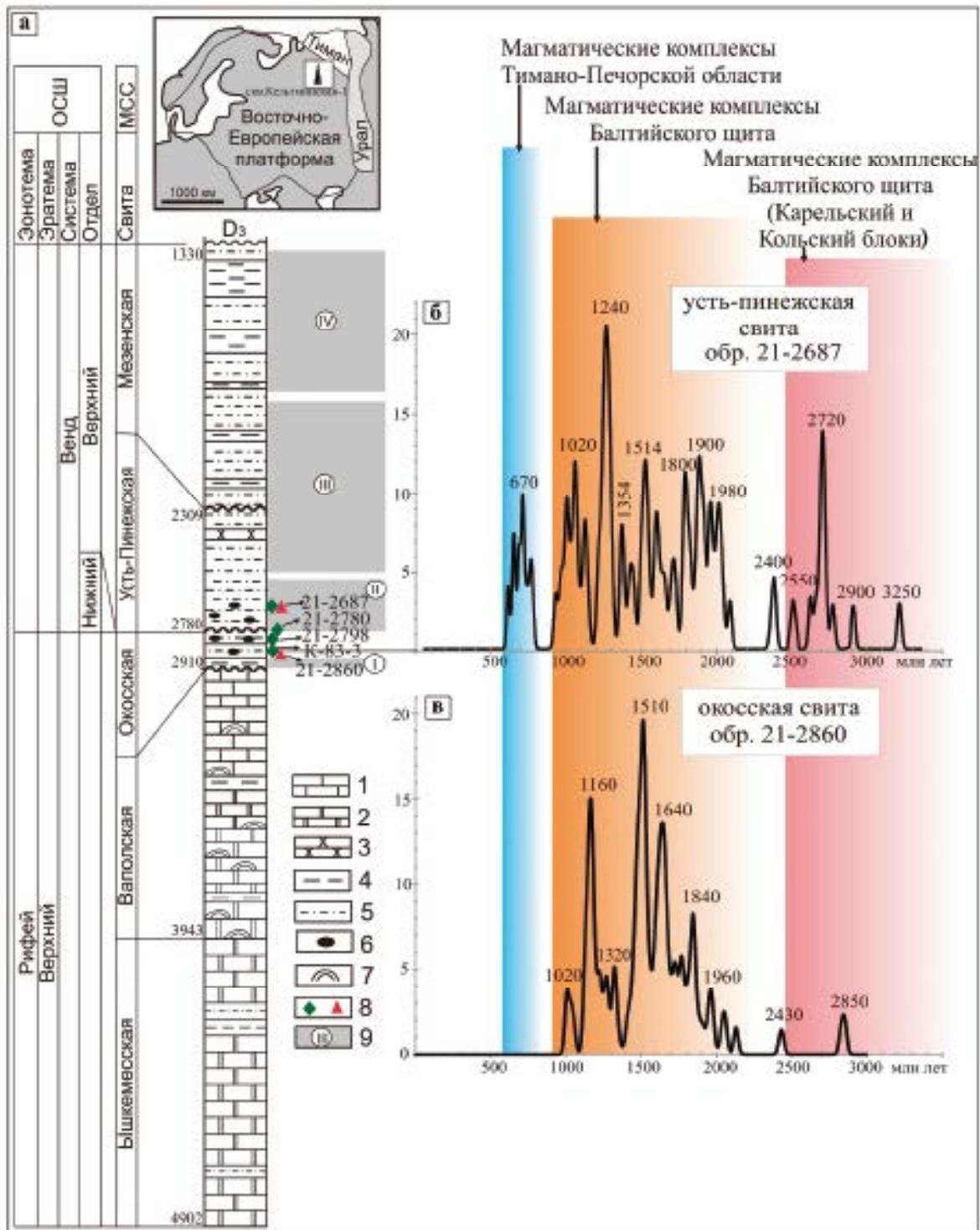


Рис. 1. Стратиграфическое расчленение параметрической скв. Кельтменская 1 (а) и графики относительной вероятности для возрастов детритовых цирконов из вендской усть-пинезской (б) и рифейской окосской (в) свит. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – песчаники; 4 – аргиллиты; 5 – алевролиты; 6 – глауконит; 7 – строматолиты; 8 – положение образцов, отобранных на изотопно-геохронологическое исследование глауконита (зелёный ромб) и циркона (красный треугольник); 9 – ассоциации микрофоссилий: I – ассоциация с *Trachyhystrichosphaera aimika* – *Crinita unilaterata*, II – ассоциация с *Alicesphaeridium medusoideum* – *Cavaspina acuminata* – *Weissiella grandistella*, III – ассоциация с *Striatella coriacea* – *Oscillatoropsis* sp., IV – с *Tanarium conoideum*; Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, МСС – местная стратиграфическая схема.

находятся в широком интервале от 575 ± 10 до 3252 ± 14 млн лет. На кривой относительной вероятности (рис. 1 в) выделяются несколько пиков: около 670 ($n = 5$), 1020 ($n = 10$), 1240 ($n = 15$), 1350 ($n = 5$), 1510 ($n = 8$), 1700 ($n = 4$), 1800 ($n = 7$), 1900 ($n = 9$), 1980 ($n = 8$), 2720 ($n = 7$) млн лет.

ОБОБЩЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведённых исследований получены новые изотопно-геохронологические данные по различным минералам-геохронометрам окосской и усть-пинежской свит скв. Кельтменская-1, что позволило более обосновано проводить стратиграфическое расчленение верхнедокембрийских отложений в регионе, а также выявить возможные источники сноса терригенного материала в Мезенский осадочный бассейн в рифей-вендское время.

U–Pb возраст самого молодого детритового циркона из песчаников окосской свиты ограничивает максимальный возраст этой свиты значением 1005 ± 14 млн лет, что вместе с Rb–Sr модельным возрастом аутигенного глауконита (870–820 млн лет) определяет время накопления осадков окосской свиты первой половиной позднего рифея. Эти датировки не противоречат биостратиграфическим данным, показавшим присутствие в окосской свите верхнерифейской ассоциации микрофоссилий [5, 3]. Модельный Rb–Sr возраст глауконита, выделенного из вышележащих песчаников усть-пинежской свиты имеет то же значение (около 840 млн лет), что и глауконит окосской свиты. Это в совокупности с минералого-кристаллохимическими данными свидетельствуют о аллотигенном генезисе глауконита усть-пинежской свиты, перетолженного в результате размыва рифейских толщ в поздневендское время.

В нижней части усть-пинежской свиты (гл. 2687 м) обнаружены кристаллы молодых обломочных цирконов с U–Pb возрастом около 575 ± 10 млн лет, что позволяет ограничить нижний возрастной предел накопления поздневендских отложений в Мезенском бассейне. Возраст молодого обломочного циркона, полученного из нижней части усть-пинежской свиты скв. Кельтменская-1 согласуется с U–Pb датировками вулканогенного циркона (559–550 млн лет) из пеплов верхней части усть-пинежской свиты (верховские, вайзицкие слои) Юго-Восточного Беломорья ([10] и ссылки в этой работе). Таким образом, накопление вендских отложений в

Мезенском бассейне началось значительно (на 50–70 млн лет) позже, чем в Уральском палеобассейне на Южном Урале, где возраст отложенный бакеевской свиты, базального члена ашинской серии венда, составляет 642 ± 9 млн лет ([11], Rb–Sr изохронный возраст по глаукониту).

Впервые получена информация о характере распределения возрастных популяций детритового циркона из песчаников окосской и усть-пинежской свит. Анализ графиков плотности относительной вероятности U–Pb возрастов детритового циркона показывает, что в песчаниках рифея (обр. 21-2860) и венда (обр. 21-2687) присутствуют зёрна позднепротерозойского (популяции 1–1.3 и 1.5–1.6 млрд лет), раннепротерозойского (популяция 1.8–2.0 млрд лет) и архейского (популяции 2.5–3.3 млрд лет) возрастов. Все установленные возрастные пики (рис. 1) хорошо коррелируют с известными возрастами магматических пород, распространенных в пределах Балтийского щита, включая Свеко-Норвежскую область [12], что указывает на поступление обломочного материала в позднем рифее и венде в Мезенский бассейн преимущественно из этого региона. Интересно отметить, что характер распределения U–Pb изотопных возрастов обломочного циркона в песчаниках окосской и усть-пинежской различен. В песчаниках окосской свиты доминируют популяции протерозойского возраста (пики 1.84, 1.64, 1.51, 1.16 млрд лет), тогда как зёрна архейского возраста единичны. А в песчаниках усть-пинежской свиты зёрна архейского возраста составляют уже шестую часть всей выборки (пики 3.25, 2.90, 2.72, 2.55 млрд лет), также возрастает доля кристаллов раннепротерозойского возраста (пики 1.98, 1.90, 1.80, 1.64). Скорее всего, это связано с тем, что в позднем венде возросла роль питающих провинций Карельского и Кольского блоков Балтийского щита, где расположены наиболее древние раннепротерозойские и архейские магматические комплексы.

Но самым важным отличием между песчаниками окосской и усть-пинежской свит является появление “молодой” популяции детритового циркона с возрастом 575–738 млн лет в усть-пинежской свите, источником которого не могли быть породы Балтийского щита. Обломочный циркон такого возраста мог поступать при размыве пород Тиманского орогена. К ним могут быть отнесены массивы габбро-диоритов (673 ± 7 млн лет, скв. 1-Северный Савинобор) и плагиогранитов (564 ± 5 млн лет, скв. 1-Новая) в Печорской зоне [13, 14], а также габбро-долериты

Сопки Каменные на Северном Тимане (726 ± 8 млн лет) [15]. Д.В. Гражданкин на основе седиментологического изучения силико-кластических вендских последовательностей Мезенского бассейна юго-восточного Беломорья высказал предположение о том, что ориентировка индикаторов палеотечений в отложениях продельты, приустьевых дельтовых баров и дельтовой равнины, указывает на привнос кластики в Мезенский бассейн с северо-восточной области, где и находился Тиманский ороген [16]. Геохимический состав и Nd-изотопные характеристики аргиллитов усть-пинежской и мезенской свит [17] также могут указывать на то, что Мезенский бассейн в позднем венде заполнялся продуктами размыва рифейских магматических и осадочно-метаморфических пород позднедокембрийско-кембрийского Тиманского орогена. Однако нельзя исключать поступление “молодого” циркона и из других источников, например, это могли бы быть локальные позднепротерозойские магматические комплексы фундамента, выведенные к поверхности в результате дифференцированных тектонических движений в пределах Мезенского бассейна и размывавшиеся в вендское время.

Таким образом, новые данные подтвердили обоснованность выделения позднерифейской окосской свиты и вышележащей поздневендской усть-пинежской свиты в Мезенской синеклизе. Продолжительность стратиграфического перерыва между этими свитами достигает 250–300 млн лет. Установлена устойчивая молодая популяция циркона с возрастом 575–738 млн лет в песчаниках усть-пинежской свиты. Полученные изотопно-геохронологические данные имеют большое значение для местной и региональной стратиграфии Восточно-Европейской платформы, а также могут быть использованы в палеогеографических и геодинамических реконструкциях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт гранта Российского научного фонда № 23-27-00313, <https://rscf.ru/project/23-27-00313/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богачкий В.И., Довжикова Е.Г.* / В сб.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорского бассейна. Киров. 2008. С. 67–76.
2. Верхний докембрий Европейского Севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии). Ред. Дедеев В.А., Келлер Б.М. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, 1986. 41 с.
3. *Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В.* Микрофоссилии и Rb–Sr возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока Русской плиты (скв. Кельтменская-1) // ДАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 444–448.
4. *Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю.* Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. №4. С. 28–46.
5. *Vorob'eva N.G., Sergeev V., Knoll A.H.* Neoproterozoic Microfossils from the Northeastern Margin of the East European Platform // J. Paleontology. 2009. V. 83. № 2. P. 161–196.
6. *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Мельников Н.Н., Яковлева О.В.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
7. *Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Романюк Т.В., Трайшко А.В., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Межеловская С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С.* О времени и условиях формирования шокшинских кварцитопесчаников Южно-Онежской впадины в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1.
8. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
9. Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
10. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
11. *Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., В.М.Горожанин, Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В.* Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. № 5. С. 82–96.
12. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с. 182 ил.
13. *Довжикова Е.Г.* Позднедокембрийский магматизм Припечорской зоны разломов. Автореф. канд. дис. Сыктывкар, 2007. 18 с.

14. *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г.* Первые U–Pb данные о возрасте гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2014. Т. 458. № 5. С. 559–566.
15. *Андреичев В.Л., Соболева А.А.* Возраст габбро-долеритов массива Сопки Каменные (Северный Тиман) по результатам U–Pb (SIMS) датирования циркона / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. 20. С. 263–270.
16. *Grazhdankin D.* Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. Memoir. № 30. London, 2004. P. 37–46.
17. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина П.П.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.

RB–SR AGE OF AUTHIGENIC GLAUCONITE AND U–PB AGE OF DETRITAL ZIRCON FROM RIPHEAN AND VENDIAN DEPOSITS OF THE MEZEN SYNECLISE, EASTERN EUROPEAN PLATFORM (KELTMEN–1 BOREHOLE)

**T. S. Zaitseva^{a, #}, E. Yu. Golubkova^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a,
Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov^b, T. V. Romanyuk^c,
E. G. Dovzhikova^d, O. K. Kaurova^a**

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

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

^d*Ukhta State Technical University, Ukhta, Russian Federation*

*E-mail: z-t-s@mail.ru

The Rb–Sr age of glauconite and the U–Pb LA–ICP–MS age of detrital zircon from sandstones of the Riphean Okos Formation and the Vendian Ust-Pinega Formation were determined in the Keltmen-1 parametric borehole, drilled in the Vychegda trough of the Mezen syncline in the European north of Russia. The model Rb–Sr age of glauconite (870–820 Ma) and the U–Pb age of the youngest detrital zircon (1005 ± 14 Ma) limit the time of accumulation of the Okos Formation to the first half of the Late Riphean, which is in good agreement with biostratigraphic data. The U–Pb age of the youngest detrital zircon obtained from the lower part of the Ust-Pinega Formation suggests that sedimentation of Late Vendian sandstones into the Mezen Basin began about 575 Ma. Thus, the duration of the stratigraphic break between the Riphean and Vendian is about 250–300 million years. In the Late Riphean and Late Vendian times, the Mezen basin was filled with terrigenous material of Archean–Late Proterozoic age (from 3.25 to 1.02 billion years), the sources of which were rocks of the Baltic Shield. In the lower part of the Ust-Pinega Formation, a population of detrital zircon of Vendian age (730–575 Ma) was discovered, a possible source of which could be rocks of the Proto-Ural-Timan Orogen.

Keywords: U–Pb LA–ICP–MS dating, zircon, Rb–Sr age, glauconite, Mezen syncline, East European Platform, Riphean, Vendian, Ediacaran

УДК 551.461.8

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСА ДАННЫХ ПО ПАЛЕОМАРКЕРАМ

© 2024 г. Е. А. Новичкова^{1,*}, Л. Л. Дёмина¹, Д. П. Стародымова¹,
А. Г. Матуль¹, М. Д. Кравчишина¹, М. П. Чеховская¹, Н. С. Оськина¹,
Л. А. Лозинская¹, С. В. Сломнюк¹, А. С. Соломатина¹, К. С. Якимова¹

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 29.05.2024 г.

Поступило 29.05.2024 г.

После доработки 11.07.2024 г.

Принято к публикации 16.07.2024 г.

Комплекс седиментологических, геохимических и микропалеонтологических методов позволил изучить и сопоставить пять новых разрезов донных отложений на субмеридиональном профиле от центра к северу Норвежского моря. Совместный анализ распределения материала ледового разноса, полярных/субполярных фораминифер, карбоната кальция, органического углерода, а также записей непрерывного геохимического сканирования кернов выявил чередование средне-позднечетвертичных ледниковых и межледниковых интервалов за последние 260 тыс. лет. Во время последнего оледенения конца среднего плейстоцена (МИС 6, 8) поставка терригенного материала значительно больше влияла на региональное осадконакопление по сравнению с поздним плейстоценом (МИС 2-4). Показаны локальные различия ледниковой и межледниковой седиментации между центральной и северной частями Норвежского моря.

Ключевые слова: Северная Атлантика, плейстоцен, литологические, геохимические и микропалеонтологические палеомаркеры, стратиграфия Норвежско-Гренландского бассейна.

DOI: 10.31857/S2686739724110068

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичная стратиграфия и корреляция разрезов морских осадков, основанные на современном методе высокоразрешающего непрерывного сканирования литолого-геохимического состава кернов, становятся одними из приоритетных направлений исследований Мирового океана. Сканирование разреза с дискретностью 1 см и менее позволяет детально оценить природные условия седиментации по спектротомографическим характеристикам осадков (светлота, насыщенность, тон), показателям магнитной восприимчивости, отображающим содержание ферромагнитных минералов, а также элементному составу с помощью рентгенофлуоресцентного анализатора. В последнем случае наиболее информативными считаются элементные

палеоиндикаторные отношения (Al/Ca, Ti/Ca, Zr/Ca и т.д.), вариации которых зависят от региональных условий окружающей среды и климата, существовавшего при формировании осадков. Данные сканирования кернов существенно дополняют традиционные седиментологические (гранулометрический анализ, определение CaCO₃, C_{орг} и др.) и биостратиграфические (типичные микрофоссилии) исследования донных отложений и, вместе с радиоуглеродными датировками абсолютного возраста и распределением стабильных изотопов кислорода и углерода, обеспечивают хроностратиграфию осадков и реконструкцию палеосреды.

Общие схемы стратиграфии и площадной корреляции четвертичных отложений Норвежско-Гренландского бассейна разработаны по магнитометрии, содержанию биогенных карбонатов, изотопно-кислородным данным и биостратиграфии [1, 3]. Их детализация сейчас происходит на основании распределения новых показателей терригенной и биогенной составляющей осадков при непрерывном сканировании

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: enovichkova@mail.ru

кернов. Так, чередование пиков этих показателей – литогенных индикаторов (нормализованная интенсивность Ti, Al, Zr, и др.), поступление которых усиливалось во время ледниковых стадиялов, и биогенных индикаторов (нормализованная интенсивность Са, и др.), содержание которых повышалось во время межстадиялов и межледниковий, позволяет уверенно устанавливать циклы, обусловленные разномасштабной сменой условий осадконакопления.

В статье представлены новые результаты многофакторного анализа пяти колонок глубоководных средне-позднечетвертичных донных отложений, отобранных на субмеридиональном разрезе через Норвежское море от юго-западной части Лофотенской котловины вплоть до сочленения срединно-океанических хребтов (СОХ) Мона и Книповича. При этом основной подход к стратиграфии и палеоокеанологии основан на интерпретации геохимических данных, полученных при помощи автоматизированной системы комплексного сканирования кернов

MSCL–XYZ GEOTEK и сопоставленных с другими палеомаркерами.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонки донных осадков АМК-5188, -5189, -5190, -5191 и -5536 были отобраны в 62 и 68-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2015 и 2017 гг., соответственно) в Норвежском море с помощью ударной грунтовой трубки большого диаметра (рис. 1, табл. 1). Осадки исследуемых колонок представлены в основном неравномерно чередующимися алевритово-пелитовыми илами коричневыми и серых оттенков.

Для колонки АМК-5188 получены данные по соотношению стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах планктонных фораминифер (вид *Neogloboquadrina pachyderma (sinistral)* (Ehrenberg), не менее 30 раковин в пробе). Анализ выполнен в Лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. К. Лейбница Кильского университета на

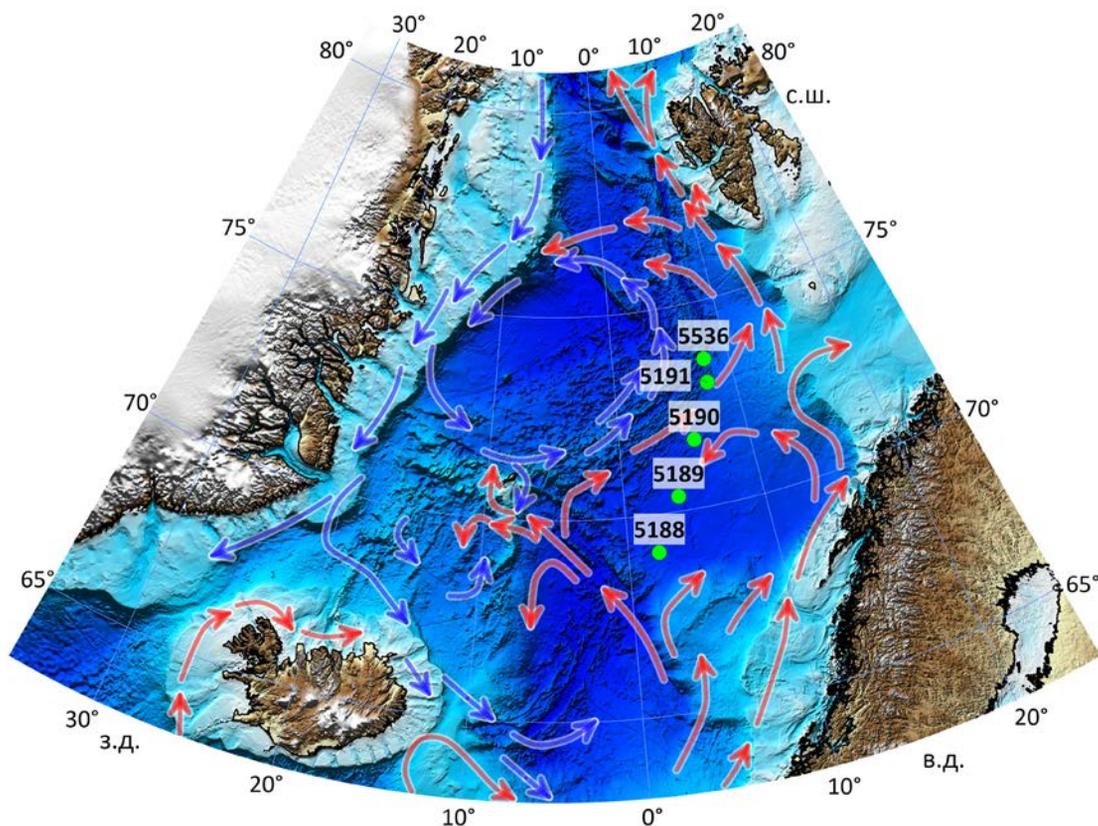


Рис. 1. Местоположение изученных колонок донных осадков и основные современные поверхностные течения (красные – тёплые, синие – холодные) [4].

Таблица 1. Колонки, использованные в работе

Номер колонки	Рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина моря, м	Длина колонки, см
АМК-5188	АМК-62	69.067	2.067	3206	417
АМК-5189	АМК-62	70.367	3.933	3206	455
АМК-5190	АМК-62	71.683	5.800	2965	345
АМК-5191	АМК-62	73.000	7.750	2407	416
АМК-5536	АМК-68	79.805	47.006	2168	437

масс-спектрометре Finnigan MAT 251 доктором Н. Андерсеном. Все значения даны в промилле относительно международного стандарта VPDB. Точность метода составляет 0.07‰ VPDB.

В лабораториях Beta Analytic Testing Laboratory, Miami, FL, USA, и Poznan Radiocarbon Laboratory, Poznan, Poland для колонки АМК-5188 получены десять AMS¹⁴C-датировок ([2]) по раковинам планктонных фораминифер *N. pachyderma* (sin.). Данные по радиоуглеродному датированию и построенная по ним возрастная модель подробно рассмотрены в статье А. Г. Матуля [2] и учитываются в данном исследовании.

Определение содержания (%) общего ($C_{\text{общ}}$) и органического ($C_{\text{орг}}$) углерода сделано автоматическим кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН 7529 (Белоруссия). Расчёт содержания CaCO_3 производился по формуле $(C_{\text{общ}} - C_{\text{орг}}) \times 8.3$, исходя из стехиометрических коэффициентов.

Микропалеонтологический анализ выявил общие концентрации (экз./г) и видовой состав (%) раковин планктонных фораминифер (ПФ) во фракции осадка >0.125 мм и бентосных фораминифер (БФ) во фракции осадка >0.063 мм. Во фракции >0.25 мм подсчитано количество (экз./г) зёрен ледового разноса (ice rafted debris – IRD).

Автоматизированная система комплексного сканирования кернов MSCL–XYZ GEOTEK, установленная в Институте океанологии им. П. П. Ширшова РАН, позволила измерить с шагом 1 см вариации магнитной восприимчивости (magnetic susceptibility – MS) и элементного состава осадков. Использован рентгенофлуоресцентный (XRF) спектрометр GeotekXRF (15 Вт/50 кВ, Rh-анод) с гелиевой камерой (15×10 мм, время 1 с) и настройками трубок 10 кВ (70 мкА) и 40 кВ (95 мкА, с Ag-фильтром 125 мкм). Спектральные данные XRF обработаны с помощью программного обеспечения bAxil,

а результаты представлены в виде соотношений сигналов от элементов (количество отсчётов в секунду) и/или нормализованных значений для отдельного элемента. Для минимизации влияния влажности осадков пиковые области элементных профилей нормализованы на общий разброс, который включает некогерентное и когерентное рассеяние [13].

В дополнение к сканированию кернов выполнен элементный анализ сухих проб валового осадка с дискретностью 10 см методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии на приборе Спектроскан МАХ-GVM (НПО КОРТЭК, Россия) [7]. Точность анализа составляла от 2 до 10% для разных элементов. Правильность анализа химических элементов контролировали с помощью стандартных образцов донных осадков отечественного (СДО-1 и –3) и иностранного производства (NIST Standard Reference Material® 2703, Национальный институт стандартов и технологии, США). Анализ парных корреляций между элементными отношениями выполнен с помощью программы Statistica 7.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Колонка АМК-5188 из глубоководной юго-западной части Лофотенской котловины использована в нашей работе как опорный разрез осадков. Распределение $\delta^{18}\text{O}$, CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$ и типичных для разных климатических условий видов фораминифер позволило выделить восемь морских изотопно-кислородных стадий (МИС), охватывающих конец среднего плейстоцена, поздний плейстоцен и голоцен в пределах последних ~260 тыс. лет (рис. 2). Значения $\delta^{18}\text{O}$ для колонки АМК-5188 изменяются в пределах от 2.48 до 4.96‰ и в целом хорошо коррелируют с известными данными по Норвежско-Гренландскому бассейну, например, с колонкой PS1243–1 [3]. Утяжеление изотопного состава карбонатов до 4.5‰ более характерно для стадий МИС 8, 6,

4–2, а для тёплых межстадиалов МИС 7, 5 и 1 установлены резкие пики изотопно-лёгких значений $\delta^{18}\text{O} \leq 3\text{‰}$. Изменение содержания CaCO_3 в колонке АМК-5188 также находится в прямой зависимости от чередования холодных и тёплых эпох, закономерно снижаясь практически до нулевых значений в ледниковых интервалах и возрастая до 20–30% во время межледниковий. Вариации общего содержания ПФ и БФ соответствуют распределению карбонатов в колонке. Доля полярного вида ПФ *N. pachyderma* (sin.) доходит до 100% в ледниковые МИС 8, 6, 4–2, в то время как содержание тепловодного вида *Turborotalita quinqueloba* возрастает до 20% во время тёплых МИС 7, 5 и 1. Увеличение доли вида БФ *Cibicidoides wuellerstorfi* до 40–60% установлено для тёплых МИС (особенно для оптимума последнего межледниковья МИС 5e), так как данный вид является индикатором усиления потока органического вещества (ОВ) на дно при потеплении [6]. Содержание IRD особенно увеличивается в осадках во время ледниковых МИС 6 и 4–2, отражая, соответственно, айсберговый разнос во время оледенений, когда материковые ледники достигали края шельфа СЗ Евразии [16, 10]. Общие особенности распределения фораминифер и их индикаторных видов, а также CaCO_3 и IRD, описанные для колонки АМК-5188, характерны для всех станций разреза и хорошо прослеживаются на графиках в пределах МИС 8–1 (рис. 2). Выделение морских изотопных стадий в колонке АМК-5188 на основании данных по изотопии кислорода раковин планктонных фораминифер с учётом результатов абсолютно датирования AMS^{14}C ([2]) позволило сделать

данную колонку опорной для всего литологического разреза.

Тем не менее, для каждой колонки решающий стратиграфический фактор рассматривался индивидуально, так как в связи с большой протяжённостью профиля осадки отобраны в разных областях Норвежского моря. Например, для наиболее сложной в плане корреляции колонке АМК-5189 решающим фактором стало присутствие агглютинированного стратиграфически важного вида *Siphotextularia rolshauseni*, маркирующего стадию МИС 2, с максимальным распространением на отметке 20–21 тыс.л.н. [14]. В тоже время, для колонок АМК-5190, 5191 и 5536, помимо индикаторных видов фораминифер, большое значение для стратиграфии приобретает фактор присутствия в осадках зёрен ледового разноса и соотношения терригенного и биогенного осадконакопления, реконструируемого по элементному составу осадков. Геохимические индикаторы (главным образом, Ti/Ca), используемые для корреляции колонок по профилю, рассмотрены ниже.

Для получения наиболее надёжных геохимических результатов проведено сопоставление результатов элементных XRF-анализов, выполненных двумя способами: 1) неструктивный метод непрерывного линейного сканирования осадочного керна естественной влажности и 2) традиционный анализ отдельных таблетированных проб сухого осадка. Линейное сканирование позволило получить детальные записи элементов по всей длине кернов. Однако при сканировании керна сигналы от элементов могут искажаться в зависимости от влажности, гранулометрического состава

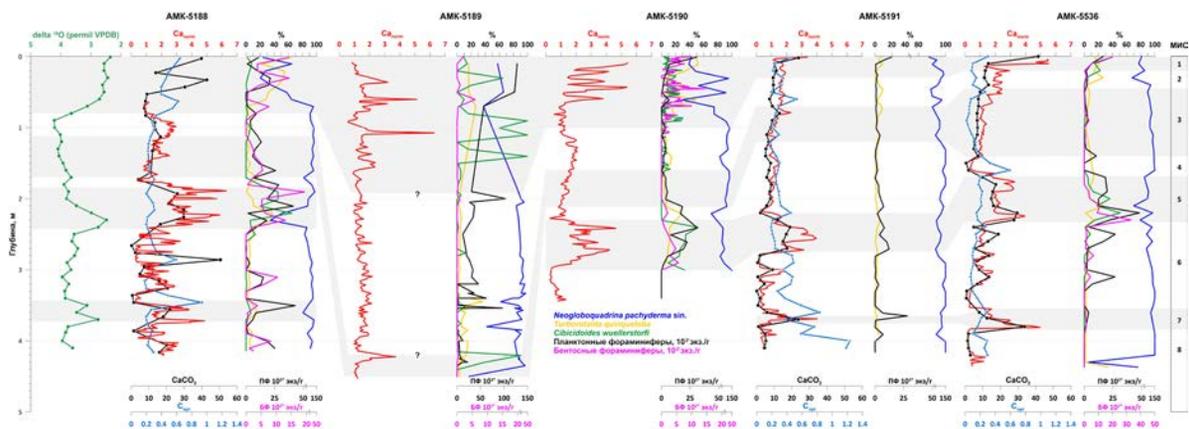


Рис. 2. Распределение основных биогеохимических показателей ($\delta^{18}\text{O}$ для колонки АМК-5188, Ca , CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$), общей численности (10^3 экз/г) и процентного содержания индикаторных видов ПФ и БФ в колонках донных осадков по профилю через Норвежское море. Серыми полосами показаны тёплые МИС.

и текстуры осадка. Высокая дисперсность сигнала при сканировании бывает обусловлена небольшой площадью датчика и неоднородностью осадка колонки (например, включениями крупных раковин и их обломков или локальными участками аутигенной минерализации). Большая локальная изменчивость может быть характерна и для логов сигналов от элементов, содержащихся в акцессорных минералах тяжёлой подфракции, которые неравномерно распределены в осадке (например, Ti в рутиле, Zr в цирконе, и т.п.). Традиционный метод элементного анализа осадка, который сопровождается трудоёмкой предварительной обработкой, в нашем исследовании позволил подтвердить данные сканирования элементного состава кернов, а также более достоверно оценить количественное соотношение литогенной и биогенной составляющих осадка, скорость захоронения отдельных элементов в осадке и долю аутигенных минералов. Однако дискретность, с которой возможно выполнение традиционных анализов (обычно 1 образец на 5 или 10 см), позволяет выявить изменчивость геохимических параметров только с низким временным разрешением.

В изученных колонках Ca сосредоточен в основном в микрофоссилиях кальцитового состава, а не в алюмосиликатном материале, как показывает значимая отрицательная корреляция между Ca и Al (R^2 от -0.51 до -0.89 , между Ca и Si (R^2 от -0.70 до -0.83), и в меньшей степени, между Ca, Zr и IRD ($R^2=0.37$ и -0.23 , соответственно). Таким образом, отношение содержания литогенных элементов Ti, Al и Zr к биогенному Ca позволяет проследить изменения основных осадкообразующих компонент. Поэтому для стратиграфии и интерпретации палеоусловий выбраны следующие элементные отношения как признаки поступления терригенного и биогенного вещества в осадки: Ti/Ca (непрерывное линейное сканирование), Zr/Ca и Al/Ca (классический анализ отдельных проб).

Отношение Ti/Ca считается литогенным индикатором: его повышение соответствует увеличению поступления литогенного вещества [18]. Данный параметр часто используется для стратиграфии четвертичных осадков Норвежско-Гренландского бассейна [18], поэтому его применение позволяет сопоставить наши колонки с известными из публикаций разрезами. Повышение Ti/Ca в осадках колонок делает возможным выделение таких стратиграфически важных горизонтов как ледниковые МИС 8, 6 и 4, во время которых в Норвежско-Гренландском бассейне повсеместно зафиксирован рост доли терригенного материала в составе осадков. Для позднего плейстоцена

наиболее выраженный пик Ti/Ca (МИС 4) связан с известным событием Хайнриха 6 (около 60 тыс.л.н.), в то время как последующие этапы усиления поступления айсбергового материала носили менее выраженный характер [9]. При сравнении Ti/Ca в наших колонках по субмеридиональному профилю следует отметить наиболее высокие значения этого показателя во время оледенений на северных станциях АМК-5191 и 5536, расположенных ближе к вероятным областям выноса литогенного материала (рис. 3). Соотношение Al/Ca в морских осадках чаще используется исследователями как показатель речного стока в шельфовых областях Мирового океана, а также как индикатор значительного вклада аэрозольных частиц, например, около побережья в районе Сахары [15]. Тем не менее, можно с уверенностью утверждать, что для открытых частей океана в гумидных областях данный показатель, аналогично Ti/Ca, указывает на вклад терригенного материала, что подтверждается синхронным распределением этих элементных отношений в колонках (рис. 3).

Рост элементного отношения Zr/Ca совпадает с повышением содержания IRD, которое происходит при активизации образования айсбергов во время ледниковых стадий [20]. Отношение Zr/Ca может служить также и показателем накопления крупнозернистой фракции осадка, которое возрастает вследствие увеличения скорости придонных течений. Такое поведение элементного отношения обусловлено тем, что основным носителем Zr служит акцессорный минерал циркон, который отличается удельным весом до 4.7 г/см^3 , высокой твёрдостью (8 единиц по шкале Мооса) и не переносится на дальние расстояния по сравнению с минералами лёгкой подфракции, накапливаясь, подобно кварцу (твёрдость 7 единиц), в песчаной фракции, где преобладают стойкие к физическому выветриванию минералы [17].

В наших колонках пики литогенных индикаторов Ti/Ca, Al/Ca и $100 \cdot \text{Zr/Ca}$ проявляются в большинстве случаев синхронно на фоне максимумов концентраций IRD. Эти элементные отношения наиболее выражены в ледниковых МИС 6 и 8 (рис. 3). При этом во время ледниковых МИС 4 и 6 для колонок АМК-5536, 5189 и 5190 высоким значениям Ti/Ca, Al/Ca и $100 \cdot \text{Zr/Ca}$ соответствуют минимальные концентрации IRD, что наиболее выражено в самой северной колонке профиля (АМК-5536). По-видимому, в течение МИС 4 и 6, литогенный материал поступал в эти колонки не только из конуса выноса Медвежинского желоба [5], но и из локальных источников прилегающих областей СОХ. Отмеченное в наших

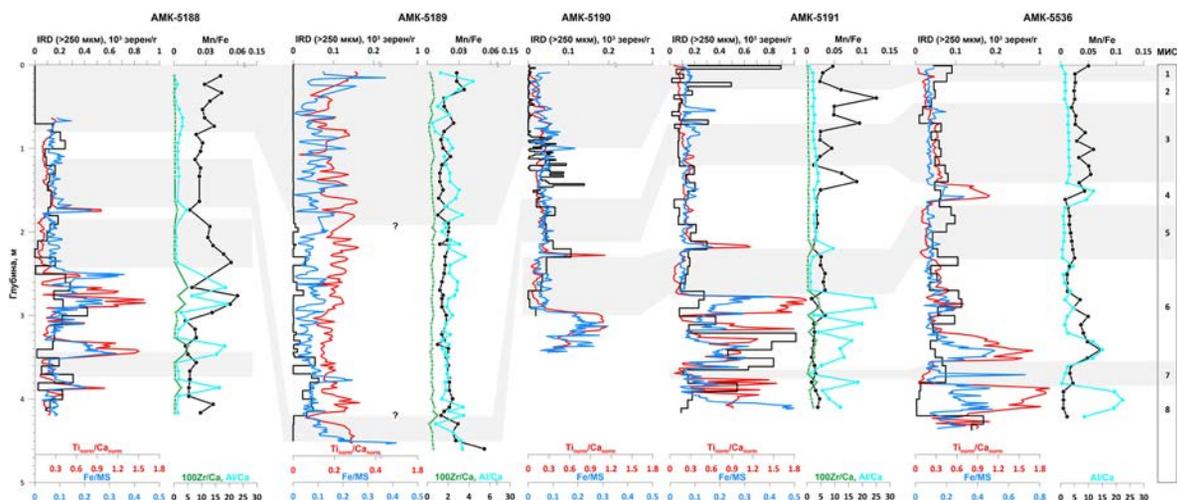


Рис. 3. Распределение основных литогенных (IRD, Ti/Ca, 100Zr/Ca, Al/Ca) и диагенетических (Fe/MS, Mn/Fe) показателей в колонках донных осадков по профилю через Норвежское море. Серыми полосами показаны тёплые МИС.

колонках распределение Ti/Ca, Al/Ca и Zr/Ca имеет сходство с записями ряда литогенных индикаторов (магнитная восприимчивость, Fe/Ca и Al/Ca) в колонках с плато Рокколл в северо-восточной части Северной Атлантики [19]. Синфазность вариаций концентрации IRD и содержания литогенных элементов, таких как Si, Al и Ti, распределения которых находятся в противофазе с изменениями $\delta^{18}\text{O}$, CaCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$, ранее отмечались нами в пределах МИС 1–6 в колонках из контуритовых дрейфов Снорри и Глория к югу от Исландии [7].

Применение многофункционального показателя процессов литогенеза – Fe/MS – отношение содержания железа в осадках колонки к показателю магнитной восприимчивости [8], впервые было испытано нами в рассматриваемом регионе. Величина магнитной восприимчивости в осадках напрямую зависит от содержания ферромагнитных минералов (преимущественно терригенного происхождения), в то время как диагенетические процессы способствуют перераспределению железа в сульфидные минералы с более низкой магнитной восприимчивостью [12]. Следовательно, пики в отношении Fe/MS могут косвенно указывать на палеограницы изменений окислительно-восстановительных условий осадконакопления в прошлые геологические эпохи, в первую очередь, в периоды повышения потоков ОВ на границах ледниковых эпох [8]. Тем не менее, для уверенного применения данного показателя как косвенного признака диагенеза магнетита и восстановления Fe необходима верификация смены

окислительно-восстановительных условий с помощью других индикаторов. Для большинства колонок профиля изменение показателя Fe/MS происходит синхронно с литогенными индикаторами (Ti/Ca, Al/Ca и 100Zr/Ca), однако в качестве показателя палеограниц окислительно-восстановительных условий мы предлагаем рассматривать пики, совпадающие с относительным увеличением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках (рис. 2). Такие эпизоды отмечены на границах МИС 7/6 и 5/4, когда происходило накопление ОВ во время наиболее тёплых межстадиалов, которое сопровождалось уменьшением интенсивности водообмена с поверхностными водными массами при замедлении конвекции с наступлением условий стадиалов. Интересно также отметить повышение значений Fe/MS, не связанное с увеличением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках колонок АМК-5188, 5190 и 5191, где содержание аутигенного железа повышалось в конце самой суровой по ледово-гидрологическим условиям холодной стадии МИС 6 перед началом разрушения ледникового щита. Положение колонки АМК-5536 в области подводного вулканизма и гидротермальной активности в пределах рифтовой зоны СОХ обусловило её особые условия осадконакопления в ряду остальных изученных колонок. В частности, пиковые значения Fe/MS в данной колонке во время стадии МИС 7 связаны с наличием в осадках выраженного прослоя базальтовых стёкол в интервале 370–374 см.

Отношение Mn/Fe используется как индикатор изменения кислородного режима в придонной воде: повышенная кинетика восстановления

марганца по сравнению с железом в условиях дефицита кислорода приводит к уменьшению значения Mn/Fe. Вариации содержания Mn в осадочной толще связаны со скоростями седиментации и соотношением поставки терригенного и биогенного материала: при повышении концентрации последнего усиливается диагенетический “насос” [11]. Это способствует миграции и осаждению Mn на границе восстановленных и окисленных осадков. В исследованных колонках среднее содержание $C_{\text{орг}}$ не превышает 1%, что может указывать на относительно слабое участие диагенетических процессов в преобразовании осадков. Распределение Mn/Fe более сложное, чем литогенных индикаторов: повышенные значения характерны для осадков не только межледниковий МИС 1, 3 и 5, но и ледниковых стадиях МИС 2, 4 и 6 (рис. 3). Абсолютный максимум Mn/Fe 0.126 найден в колонке АМК-5191 (в разрезе горизонт 40 см) на границе МИС 1/2 при величине $C_{\text{орг}}$ 0.55%. В других колонках рост Mn/Fe заметен на границах межстадиалов и стадиях. Минимум Mn/Fe зафиксирован в колонке АМК-5191 (в разрезе уровень 400 см) (МИС 8) при максимальном содержании $C_{\text{орг}}$ 1.2% (рис. 2 и 3). Повышенные значения Mn/Fe характерны для осадков с пониженным содержанием $C_{\text{орг}}$, где, по-видимому, преобладали более выраженные окислительные условия. Принимая во внимание, что в большинстве случаев $C_{\text{орг}}$ распределяется по колонке асинхронно с CaCO_3 и Ca (рис. 2), можно допустить, что высокие значения Mn/Fe обусловлены свойством Mn к повышенной адсорбции на кальцитовых раковинах фораминифер. В большинстве случаев Mn/Fe изменяется в противофазе с литогенными индикаторами, что наиболее выражено для Al/Ca (рис. 3). Исключение составляет колонка АМК-5536, где синхронность пиков Mn/Fe и Fe/MS, Ti/Ca и Al/

Ca во время ледниковых МИС 4 и 6, может обуславливаться поступлением осадочного материала (вулканогенного и гидротермального), качественно и количественно отличающегося от других исследуемых колонок.

Изменчивость средних значений элементных отношений в изученных колонках позволила выявить следующие общие признаки стратиграфических уровней (табл. 2). В осадках конца позднего плейстоцена и голоцена в пределах МИС 1–3 осреднённые для интервала каждой МИС значения Al/Ca, Zr/Ca и Mn/Fe почти не меняются, а величина Al/Ca остается низкой. Литогенные индикаторы Al/Ca, Ti/Ca и Zr/Ca имеют самые высокие средние значения в ледниковых МИС 4, 6 и 8 в конце среднего плейстоцена (в 5 и 6 раз выше по сравнению с интервалом МИС 1–3, соответственно). Напротив, величина Mn/Fe снижается в МИС 6–8 от более высокого значения в МИС 1–3. Показатель диагенетического преобразования осадков Fe/MS повышается синхронно с содержанием ОВ во время среднего плейстоцена МИС 8–6, а также в позднем плейстоцене во время МИС 4. Межледниковая стадия МИС 5 отличается по всем показателям наиболее сильно и характеризуется самыми низкими значениями литогенных отношений Al/Ca и Zr/Ca для всего изученного интервала времени. Средние значения для биогенных показателей Ca и CaCO_3 закономерно максимальны во время теплых межстадиалов МИС 1, 5 и 7. Наиболее индикативными для района исследования служат литогенные палеоиндикаторы Ti/Ca, Al/Ca и Zr/Ca, вариативность средних значений которых в пределах МИС 1–8 значительно выше, чем Fe/MS и Mn/Fe (6 и 2 раза соответственно) (табл. 2).

Таблица 2. Средние значения литолого-геохимических индикаторов в осадках выделенных МИС. Жирным шрифтом выделены повышенные значения

МИС	Al/Ca	Zr/Ca	Mn/Fe	Ti/Ca	Fe/MS	Ca _{norm}	CaCO ₃	C _{орг}
1	1.550	0.003	0.033	0.175	0.073	2.09	21.38	0.33
2	1.750	0.004	0.033	0.149	0.077	1.95	10.85	0.25
3	1.920	0.004	0.030	0.220	0.080	1.36	9.66	0.20
4	4.700	0.006	0.027	0.435	0.100	1.08	4.71	0.32
5	1.070	0.003	0.030	0.137	0.069	2.68	19.05	0.23
6	9.790	0.019	0.025	0.688	0.166	0.86	7.98	0.31
7	3.660	0.011	0.016	0.290	0.115	2.07	18.50	0.35
8	10.310	0.016	0.016	0.796	0.181	0.94	5.82	0.47

ВЫВОДЫ

→ По всему субмеридиональному профилю, представленному пятью колонками, отмечены противоположные тренды в изменении биогенных (теплолюбивые виды фораминифер и содержание CaCO_3) и литогенных (IRD, отношения Ti/Ca , Al/Ca и Zr/Ca) палеомаркеров и их асинхронное чередование. В межледниковые периоды более благоприятные условия среды осадкообразования способствовали росту и даже преобладанию биогенных компонентов, что отразилось в возрастании содержания CaCO_3 на фоне резкого сокращения литогенных показателей. Напротив, в периоды похолодания усиливалось поступление терригенного материала, которое маркируется пиками IRD, Ti/Ca , Al/Ca и Zr/Ca , наиболее выраженное в осадках, сформированных в периоды МИС 6 и 8.

→ Интенсивность поступления терригенного материала была больше во время оледенений МИС 8 и 6 по сравнению с эпохой оледенения МИС 4–2 в центральных и северных районах Норвежского моря.

→ По геохимическим показателям (Fe/MS и Mn/Fe) процессы диагенетического преобразования осадка активировались во время ледниковых эпох, которым предшествовали периоды интенсивного накопления автохтонного ОВ во время межстадиалов. Наиболее выраженная редокс-стратификация осадочной толщи наблюдалась на границах МИС 7/6 и 5/4.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, А. И. Мамочкиной, Г. В. Малафееву и С. М. Исаченко за помощь в отборе проб осадков, А. А. Клювиткину за всестороннее содействие. Также авторы искренне благодарят двух анонимных рецензентов, замечания и комментарии которых помогли существенно улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания (тема № FMWE-2024-0020 – отбор осадков, геохимические исследования) и гранта РФФИ № 24-17-00044, <https://rscf.ru/project/24-17-00044/> (исследование состава планктонных и бентосных фораминифер, подсчет зёрен ледового разнота).

Все материалы статьи хранятся в ИО РАН и доступны по аргументированному запросу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли / Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. Под общ. ред. чл.-корр. РАН Л.И. Лобковского и академика Р.И. Нигматулина. Москва: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. *Матуль А.Г., Новичкова Е.А., Чеховская М.П., и др.* Сравнение природных условий последнего межледниковья и голоцена в Лофотенской котловине (Норвежское море) // *Океанология*. 2024. Т. 64. № 6. С. 869–876.
3. *Bauch H.A., Erlenkeuser H.* Interpreting glacial-interglacial changes in ice volume and climate from subarctic deep water foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ / *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*, Geophysics Monography Series. Droxler A.W., Poore R.Z., Burckle L.H. (eds.). Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2003. V. 137. P. 87–102.
4. *Blindheim J., Rey F.* Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // *ICES Journal of Marine Science*. 2004. № 61. P. 846–863.
5. *Bruvoll V., Breivik A. J., Mjelde R., et al.* Burial of the Mohn-Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy // *Tectonics*. 2009. V. 28. N 4. TC4001.
6. *Consolaro C., Rasmussen T.L., Panieri G.* Palaeoceanographic and environmental changes in the eastern Fram Strait during the last 14,000 years based on benthic and planktonic foraminifera // *Marine Micropaleontology*. 2018. № 139. P. 84–101.
7. *Demina L.L., Novichkova E.A., Lisitsyn A.P., et al.* Geochemical signatures of paleoclimate changes in the sediment cores from the Gloria and Snorri Drifts (Northwest Atlantic) over the Holocene-Mid Pleistocene // *Geosciences*. 2019. № 9. P. 432.
8. *Funk J.A., von Dobeneck T., Reitz A.* Integrated rock magnetic and geochemical quantification of redoxomorphic iron mineral diagenesis in Late Quaternary sediments from the Equatorial Atlantic / *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Wefer G., Mulitza S., Ratmeyer V. (eds). Berlin, Heidelberg: Springer, 2003. P. 237–260.
9. *Hemming S.R.* Heinrich events: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint // *Reviews of Geophysics*. 2004. V. 42. P. 1–43.

10. *Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R., et al.* Arctic Ocean glacial history // *Quaternary Science Reviews*. 2014. № 92. P. 40–67.
11. *Jarvis I., Murphy A.M., Gale A.S.* Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying system tracts and sea-level change // *Journal of Geological Society*. 2001. № 158. P. 685–696.
12. *Johnson J.E., Phillips S.C., Clyde W.C., et al.* Isolating detrital and diagenetic signals in magnetic susceptibility records from methane-bearing marine sediments // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. № 22. P. 21.
13. *Kylander M.E., Ampel L., Wohlfarth, B., et al.* High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies // *Journal of Quaternary Science*. 2011. № 26. P. 109–117.
14. *Nees S., Struck U.* The biostratigraphic and paleoceanographic significance of *Siphotextularia rolshauseni* Phleger and Parker in Norwegian-Greenland Sea sediments // *Journal of Foraminiferal Research*. 1994. № 24. P. 233–240.
15. *Nizou J., Hanebuth T.J.J., Vogt C.* Deciphering signals of late Holocene fluvial and aeolian supply from a shelf sediment depocenter off Senegal (north-west Africa) // *Journal of Quaternary Science*. 2011. № 26. P. 411–421.
16. *Olsen, L., Sveian, H., Bergström, B., et al.* Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf // *NGE*. 2013. P. 27–78.
17. *Rudnick R. L., Gao S.* Composition of the continental crust / *Treatise on Geochemistry*. Holland H.D., Turekian K.K. (eds.). Amsterdam: Elsevier Pergamon, 2004. V. 3. P. 1–64.
18. *Sabine M., Eynaud F., Zaragosi S., et al.* Stratigraphy in the Greenland/Iceland/Norwegian (GIN) Seas: A multiproxy approach on Pleistocene sediments // *Stratigraphy & Timescales*. 2022. № 7. P. 37–80.
19. *Sayago-Gil M., López-González N., Long D., et al.* Multi-proxy approach for identifying Heinrich events in sediment cores from Hatton Bank (NE Atlantic Ocean) // *Geosciences*. 2020. № 10. P. 1–24.
20. *Winkelmann D., Schafer C., Stein R., et al.* Terrigenous events and climate history of the Sophia Basin, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. № 9.

MIDDLE TO LATE QUATERNARY STRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION PALEOENVIRONMENT OF THE NORWEGIAN SEA BASED ON A PALEOMARKER

**E. A. Novichkova^{a, #}, L. L. Demina^a, D. P. Starodymova^a, A. G. Matul^a,
M. D. Kravchishina^a, M. P. Chehovskaia^a, N. S. Oskina^a, L. A. Lozinskaia^a,
S. V. Slomnyuk^a, A. S. Solomatina^a, K. S. Iakimova^a**

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#]*E-mail: enovichkova@mail.ru*

A complex of sedimentological, geochemical and micropaleontological methods was used to study and compare five new sediment cores on a submeridional profile from the middle to the north of the Norwegian Sea. A combined analysis of the distribution of ice-rafted debris, polar/subpolar foraminifera, calcium carbonate, organic carbon and continuous geochemical scanning records revealed an alternation of mid to late Late Quaternary glacial and interglacial intervals during the last 260,000 years. In the Late Middle Pleistocene glaciation (MIS 6, 8), the supply of terrigenous material had a much greater influence on regional sedimentation than in the Late Pleistocene ((MIS 2-4) Local (between the center and north of the Norwegian Sea) differences in glacial and interglacial sedimentation are shown.

Keywords: North Atlantic, Pleistocene, lithological, geochemical and micropaleontological paleomarkers, stratigraphy of the Norwegian-Greenland basin

УДК 550.41

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СИСТЕМЫ $H_2O-LiCl-NaCl$ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ: РАСЧЁТ ПО УРАВНЕНИЯМ ПИТЦЕРА

© 2024 г. М. А. Мисюра^{1,*}, С. А. Бушмин^{1,**}, О. В. Александрович¹,
М. Е. Мамыкина¹, Е. В. Савва¹

Представлено академиком РАН Л.Я. Арановичем 26.06.2024 г.

Поступило 27.06.2024 г.

После доработки 02.07.2024 г.

Принято к публикации 03.07.2024 г.

Предложена термодинамическая модель тройной флюидной системы $H_2O-LiCl-NaCl$ в диапазоне температур от -77 до $+300^\circ C$, включающая низкотемпературные фазовые переходы продуктов замораживания водно-солевых включений. Модель основана на уравнениях Питцера с использованием новых параметров взаимодействия Na, Cl и соответствующих им констант равновесия реакций с участием твёрдых и жидкой фаз. Модель позволяет на основании данных микротермометрии флюидных включений (T фазовых переходов при нагревании после замораживания) определять концентрации солей. Характеристики (T , мас. % LiCl и NaCl) тройных точек с твёрдыми фазами эвтектики E'' (лёд + $LiCl \cdot 5H_2O$ + $NaCl \cdot 2H_2O$), перитектик P_1 ($LiCl \cdot 5H_2O$ + $NaCl \cdot 2H_2O$ + NaCl) и P_2 ($LiCl \cdot 5H_2O$ + $LiCl \cdot 3H_2O$ + NaCl) и котектические, перитектические кривые, разделяющие фазовые поля (лёд + L, $NaCl \cdot 2H_2O$ + L, NaCl + L), а также, изотермы растворимости льда, гидрогалита и галита, рассчитанные на основе модели, показали хорошую сходимость с экспериментальными данными. В качестве примера применения модели к природному объекту определены содержания солей в литийсодержащих включениях рассолов кварцевых жил поздних генераций района Большие Кейвы Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: флюидная система $H_2O-LiCl-NaCl$, уравнения Питцера, микротермометрия флюидных включений

DOI: 10.31857/S2686739724110076

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании свойств флюидов методами микротермометрии и рамановской спектроскопии флюидных включений в минералах метаморфических и метасоматических пород района Большие Кейвы (Беломорско-Лапландский ороген, Фенноскандинавский щит) во включениях рассолов была идентифицирована флюидная система $H_2O-CaCl_2-NaCl$ [1]. При этом в ряде образцов, отобранных в зонах более поздних изменений на контактах кварцевых жил и в кварцевых жилах поздних генераций, включения рассолов показывали очень низкие температуры плавления льда и гидрогалита в интервале

температур от -70 до $-56^\circ C$. Эти данные и присутствие во включениях забюелита (Li_2CO_3 , рамановская спектроскопия) позволили предполагать во включениях рассолов систему $H_2O-LiCl-NaCl$ [2, 3].

Ранее предложенная модель [2], основанная на уравнениях Питцера, отличается от нашей меньшим интервалом температур (от -50 до $+100^\circ C$), что не позволяло рассчитать положение тройных точек (эвтектики и перитектик) и границ фазовых полей, расположенных в области более низких температур, а также сравнить их с экспериментальными данными. Поэтому целью данной работы являлась калибровка модели Питцера для тройной флюидной системы $H_2O-LiCl-NaCl$ в более широком диапазоне температур от -77 до $+300^\circ C$, включающей низкотемпературные фазовые переходы продуктов замораживания водно-солевых включений.

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

*E-mail: max.misyura94@gmail.com

**E-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru

ЧИСЛЕННАЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ
МОДЕЛЬ

Метод расчётов

Для термодинамических расчётов использованы уравнения Питцера [4]. Уравнения представляют собой линейные комбинации параметров вириального разложения избыточной свободной энергии Гиббса:

$$\frac{G^{EX}}{n_w RT} = (1 - \phi) \sum_i m_i + \sum_i m_i \ln \gamma_i,$$

где n_w – 1 килограмм воды, m_i – моляльность иона i , γ_i – коэффициент активности соли иона i в растворе, R – универсальная газовая постоянная, T – температура, выраженная в Кельвинах, ϕ – осмотический коэффициент воды, связанный с активностью воды a_{H_2O} следующим образом:

$$\ln a_{H_2O} = \frac{-W}{1000} \left(\sum_i m_i \right) \phi,$$

где $W = 18.015$ г/моль – молярная масса воды. Уравнения Питцера [4], описывающие термодинамические свойства водно-солевого раствора, включающего катионы Na, Li и анион Cl, можно представить в виде следующей системы уравнений:

$$\phi - 1 = \frac{2}{\sum_i m_i} \left\{ \frac{-A_\phi I^{3/2}}{1 + b\sqrt{I}} + m_{Na} m_{Cl} (\beta_{NaCl}^\phi + ZC_{NaCl}) + m_{Li} m_{Cl} (\beta_{LiCl}^\phi + ZC_{LiCl}) + m_{Na} m_{Li} (\Phi_{NaLi}^\phi) \right\}$$

$$\ln \gamma_{Na} = z_{Na}^2 F + m_{Cl} (2\beta_{NaCl} + ZC_{NaCl}) + m_{Li} (2\Phi_{NaLi} + m_{Cl} \psi_{NaLiCl}) + |z_{Na}| m_{Na} m_{Cl} C_{NaCl} + |z_{Na}| m_{Li} m_{Cl} C_{LiCl}$$

$$\ln \gamma_{Li} = z_{Li}^2 F + m_{Cl} (2\beta_{LiCl} + ZC_{LiCl}) + m_{Na} (2\Phi_{NaLi} + m_{Cl} \psi_{NaLiCl}) + |z_{Li}| m_{Na} m_{Cl} C_{NaCl} + |z_{Li}| m_{Li} m_{Cl} C_{LiCl}$$

$$\ln \gamma_{Cl} = z_{Cl}^2 F + m_{Na} (2\beta_{NaCl} + ZC_{NaCl}) + m_{Li} (2\beta_{LiCl} + ZC_{LiCl}) + m_{Na} m_{Li} \psi_{NaLiCl} + |z_{Cl}| m_{Na} m_{Cl} C_{NaCl} + |z_{Cl}| m_{Li} m_{Cl} C_{LiCl},$$

где функция F имеет вид

$$F = -A_\phi \left[\frac{\sqrt{I}}{1 + b\sqrt{I}} + \frac{2}{b} \ln(1 + b\sqrt{I}) \right] + m_{Na} m_{Cl} \beta'_{NaCl} + m_{Li} m_{Cl} \beta'_{LiCl}$$

$$Z = \sum_i m_i |z_i|$$

В этих уравнениях b – константа равная 1.2, z_i – это заряд иона, A_ϕ – предельный угол наклона Дебая-Хюкеля, I – ионная сила:

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2$$

Численные параметры в уравнениях Питцера

Параметры, отвечающие за взаимодействие катиона – c и аниона – a , выражаются следующим образом:

$$\beta_{ca} = \beta_{ca}^{(0)} + \beta_{ca}^{(1)} g(\alpha_1 \sqrt{I}) + \beta_{ca}^{(2)} g(\alpha_2 \sqrt{I})$$

$$\beta^\phi = \beta_{ca}^{(0)} + \beta_{ca}^{(1)} e^{-\alpha_1 \sqrt{I}} + \beta_{ca}^{(2)} e^{-\alpha_2 \sqrt{I}}$$

$$\beta'_{ca} = \frac{\partial \beta_{ca}}{\partial I} = \frac{\beta_{ca}^{(1)} g'(\alpha_1 \sqrt{I})}{I} + \frac{\beta_{ca}^{(2)} g'(\alpha_2 \sqrt{I})}{I},$$

где

$$g(x) = \frac{2[1 - (1+x)e^{-x}]}{x^2}$$

$$g'(x) = \frac{-2[1 - (1+x+x^2/2)e^{-x}]}{x^2}$$

Параметр, соответствующий тройному взаимодействию равен

$$C_{ca} = \frac{C_{ca}^\phi}{2\sqrt{|z_c z_a|}}$$

Так же за взаимодействие пары катионов или анионов отвечают параметры:

$$\Phi_{ij} = \theta_{ij} + E\theta_{ij}$$

$$\Phi'_{ij} = E\theta'_{ij}$$

$$\Phi_{ij}^\phi = \theta_{ij} + E\theta'_{ij} + I E\theta'_{ij},$$

где функции $E\theta'_{ij}$ и $E\theta_{ij}$ зависят от ионной силы и учитывают взаимодействие между ионами одного знака, но разного заряда. Для пар катион-катион или анион-анион одинакового заряда они равны нулю. В результате с помощью вышеуказанной системы уравнений Питцера, эмпирических параметров $\beta_{ca}^{(0)}$, $\beta_{ca}^{(1)}$, $\beta_{ca}^{(2)}$, C_{ca}^ϕ , θ , ψ , а также констант α_1 , α_2 , можно описать избыточную энергию Гиббса.

Константы равновесия реакций K и соответствующие им параметры, использовавшиеся для термодинамического моделирования тройной системы H₂O–NaCl–LiCl описываются следующим образом. Параметры взаимодействия ионов Li и Cl и константы

равновесия, в соответствующем температурном диапазоне, представленные в табл. 1, были получены в работах [5, 6]. Также имеется два набора параметров взаимодействия ионов Na и Cl. Первый набор параметров, представленный в табл. 2, был получен в работе [7]. С помощью этого набора оказалось возможным воспроизвести поведение системы в диапазоне температур от -75 до $+25^\circ\text{C}$ и рассчитать изотермы растворимости льда, галита и гидрогалита. Особо отметим, что в работе [7] константа α_2 имеет значение равное 0.5, что отличается от значения константы в оригинальной версии уравнений Питцера [4], где для электролитов вида 1–1, 1–2 и 2–1 эта константа равна нулю. При этом константа α_1 равна обычному значению $\alpha_1 = 2$. Второй набор параметров, представленный в табл. 3, получен в работе [8] и откалиброван в диапазоне температур от $+25$ до $+250^\circ\text{C}$. С помощью этого набора мы рассчитали изотермы растворимости галита до $+300^\circ\text{C}$. Параметры, отвечающие за взаимодействие вида катион–катион $\theta_{\text{Na,Li}}$ и за тройное взаимодействие Na, Li, Cl были получены

в работе [4] и имеют значения $\theta_{\text{Na,Li}} = 0.0029$, $\psi_{\text{Na,Li,Cl}} = 0$. В модели водного раствора, основанной на уравнениях Питцера, предельная концентрация составляет приблизительно 12 моль/кг [5], что принято во внимание как верхний предел концентрации для нашей модели.

ФАЗОВАЯ ДИАГРАММА СИСТЕМЫ $\text{H}_2\text{O}-\text{LiCl}-\text{NaCl}$

На рис. 1 представлена фазовая диаграмма для тройной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{LiCl}$, отражающая особенности равновесий твёрдых и жидкой фаз в нашей модели. В правой части рисунка показаны рассчитанные на основе модели точки эвтектика E и перитектическая точка P для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, E' и P₁' для $\text{H}_2\text{O}-\text{LiCl}$, и E'', P₁'' и P₂'' для тройной системы, а также, котектическая и перитектическая фазовые границы, изотермы плавления льда, гидрогалита и галита. В левой части рисунка показана увеличенная область с точками тройной системы E'', P₁'' и P₂''.

Таблица 1. Численные параметры в уравнениях Питцера и константы равновесия для ионов Li,Cl [5, 6], использованные в расчётах

Параметры		$T, ^\circ\text{C}$
$C_{\text{Li,Cl}}^\phi$	$0.003710 + 4.115 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) - 3.71 \cdot 10^{-9} \cdot (T^2 - T_R^2)$	от -22 до $+250$
$\beta_{\text{Li,Cl}}^{(0)}$	$0.14847 - 1.546 \cdot 10^{-4} \cdot (T - T_R)$	от -22 до $+250$
$\beta_{\text{Li,Cl}}^{(1)}$	$0.307 + 6.36 \cdot 10^{-4} \cdot (T - T_R)$	от -22 до $+250$
Константы равновесия $\ln K$		$T, ^\circ\text{C}$
LiCl	$252.0552 - \frac{7.44290 \cdot 10^3}{T} - 37.39279 \cdot \ln(T)$	от 95 до 156
LiCl · H ₂ O	$410.8374 - \frac{1.606861 \cdot 10^4}{T} - 60.5503 \cdot \ln(T)$	от 20 до 95
LiCl · 2H ₂ O	$8.482008 - \frac{436.1729}{T}$	от 0 до 18
LiCl · 3H ₂ O	$11.58593 - \frac{720.9875}{T}$	от -68 до -40
LiCl · 5H ₂ O	$13.9346 - \frac{1684.852}{T}$	от -75 до -65

Таблица 2. Численные параметры в уравнениях Питцера и константы равновесия для ионов Na, Cl в температурном диапазоне от –73 до +25°C [7], использованные в расчётах

	Параметры
A_Φ	$3.914750 \cdot 10^{-1} + 5.715406 \cdot 10^2 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) + 1.409425 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) +$ $+ 1.425910 \cdot 10^{-3} \cdot (T - T_R) - 1.431259 \cdot 10^{-6} \cdot (T^2 - T_R^2) - 2.388202 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
$C_{Na,Cl}^\Phi$	$-3.259881 \cdot 10^{-4} + 2.702032 \cdot 10^2 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) + 5.363750 \cdot 10^{-1} \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) +$ $+ 2.027204 \cdot 10^{-3} \cdot (T - T_R) - 2.944370 \cdot 10^{-6} \cdot (T^2 - T_R^2) - 1.230420 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
$\beta_{Na,Cl}^{(0)}$	$9.453590 \cdot 10^{-2} - 1.029526 \cdot 10^2 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) - 3.148337 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) +$ $+ 1.235428 \cdot 10^{-3} \cdot (T - T_R) + 9.016755 \cdot 10^{-6} \cdot (T^2 - T_R^2) - 3.593663 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
$\beta_{Na,Cl}^{(1)}$	$2.935459 \cdot 10^{-1} - 1.179951 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) - 2.479335 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) +$ $+ 9.269606 \cdot 10^{-3} \cdot (T - T_R) - 7.146649 \cdot 10^{-6} \cdot (T^2 - T_R^2) + 1.339078 \cdot 10^5 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
$\beta_{Na,Cl}^{(2)}$	$-3.128958 \cdot 10^{-2} - 3.303268 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) - 3.555640 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) -$ $- 8.454705 \cdot 10^{-3} \cdot (T - T_R) - 1.470121 \cdot 10^{-6} \cdot (T^2 - T_R^2) + 1.909998 \cdot 10^5 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
Константы равновесия ln K	
Лед	$2.378262 \cdot 10^{-1} + 8.033261 \cdot 10^2 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) + 3.654094 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) +$ $+ 1.178913 \cdot 10^{-2} \cdot (T - T_R) - 1.173369 \cdot 10^{-5} \cdot (T^2 - T_R^2) - 1.731021 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
NaCl	$3.656191 + 4.804018 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) + 4.367979 \cdot 10 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) -$ $- 1.416605 \cdot 10^{-1} \cdot (T - T_R) + 5.746535 \cdot 10^{-5} \cdot (T^2 - T_R^2) - 2.676715 \cdot 10^5 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$
NaCl · 2H ₂ O	$3.617486 + 6.193365 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_R} \right) + 5.286240 \cdot 10 \cdot \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) -$ $- 1.321344 \cdot 10^{-1} \cdot (T - T_R) + 4.510366 \cdot 10^{-5} \cdot (T^2 - T_R^2) - 3.023248 \cdot 10^5 \cdot \left(\frac{1}{T^2} - \frac{1}{T_R^2} \right)$

Таблица 3. Численные параметры в уравнениях Питцера и константа равновесия для ионов Na, Cl в температурном диапазоне +25 до +250°C [8], использованные в расчётах.

Параметры	
A_Φ	$3.366901532 \cdot 10^{-1} - 6.32100430 \cdot 10^{-4} \cdot T + \frac{9.14252359}{T} - 1.35143986 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(T) +$ $+ \frac{2.26089488 \cdot 10^{-3}}{T - 263} + 1.92118597 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 + \frac{4.52586464 \cdot 10}{680 - T}$
$C_{Na,Cl}^\Phi$	$-1.00588714 \cdot 10^{-1} - 1.80529413 \cdot 10^{-5} \cdot T + \frac{8.61185543}{T} + 1.24880954 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(T) +$ $+ 3.41172108 \cdot 10^{-8} \cdot T^2 + \frac{6.83040995 \cdot 10^{-2}}{680 - T} + \frac{2.9392261 \cdot 10^{-1}}{T - 227}$
$\beta_{Na,Cl}^{(0)}$	$1.43783204 \cdot 10 + 5.60767406 \cdot 10^{-3} \cdot T - \frac{4.22185236 \cdot 10^2}{T} - 2.51226677 \cdot \ln(T) -$ $- 2.61718135 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 + \frac{4.43854508}{680 - T} - \frac{1.70502337}{T - 227}$
$\beta_{Na,Cl}^{(2)}$	$-4.83060685 \cdot 10^{-1} + 1.40677479 \cdot 10^{-3} \cdot T + \frac{1.19311989 \cdot 10^2}{T} - \frac{4.23433299}{T - 227}$
Константа равновесия $\ln K$	
NaCl	$5.47825646 \cdot 10^3 + 2.60407906 \cdot T - \frac{1.31078912 \cdot 10^5}{T} - 1.00232512 \cdot 10^3 \cdot \ln(T) +$ $+ \frac{3.55452179 \cdot 10^1}{T - 263} - 1.16346518 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 + \frac{7.21198559 \cdot 10^2}{680 - T}$

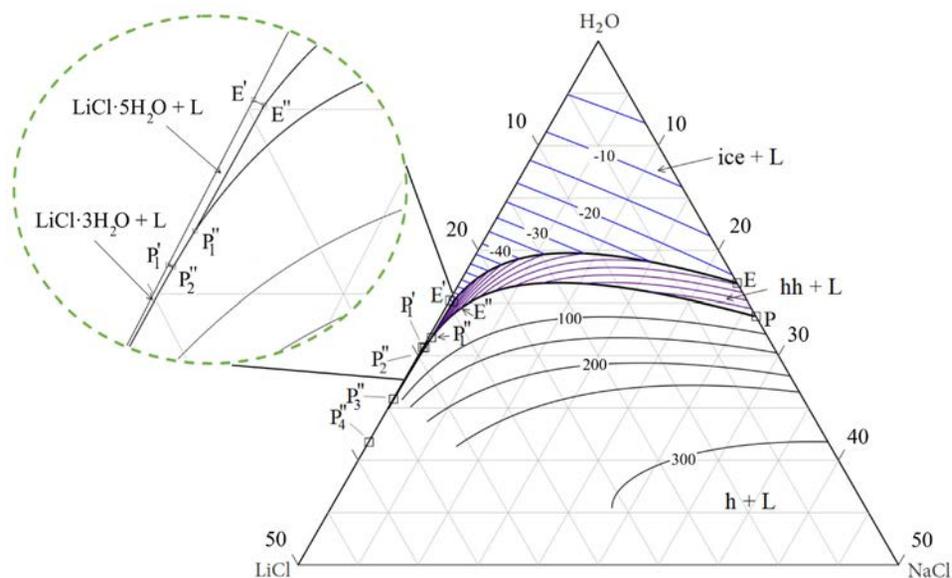


Рис. 1. Фазовая диаграмма системы $H_2O-LiCl-NaCl$ (мас. %). E' ($-75.9^\circ C$) и P_1' ($-65.4^\circ C$) – рассчитанные точки бинарной системы $H_2O-LiCl$, E ($-21.2^\circ C$) и P ($+0.2^\circ C$) – точки системы $H_2O-NaCl$; E'' , P_1'' и P_2'' – точки тройной системы $H_2O-NaCl-LiCl$ (табл. 1), здесь и дальше: ice – лёд, hh – гидрогалит, h или H – галит, L – жидкая фаза, в поле hh изотермы через $5^\circ C$.

СРАВНЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ И РАСЧЁТАМИ ПО РАНЕЕ ОПУБЛИКОВАННОЙ МОДЕЛИ

В табл. 4 показано сравнение параметров (T , мас. % NaCl и LiCl) экспериментально полученных тройных точек эвтектики и перитектик системы [9] с рассчитанными по нашей модели. Точки находятся в хорошем согласии с экспериментом, но не в идеальном, например, температура точки P_1'' . Такое не идеальное согласие связано с тем, что пока нет параметров взаимодействия Питцера для ионов Li и Cl при температурах ниже -22°C , а также свою негативную роль играет постоянное значение параметра парного взаимодействия Na, Li и тройного взаимодействия Na, Li, Cl. А расчёты точек P_3'' и P_4'' выходят за предел ограничений в уравнениях Питцера.

Расчёты по нашей модели также согласуются с данными, полученными из экспериментов с синтетическими включениями (табл. 5).

В табл. 6 представлено ещё одно сравнение, на этот раз, содержания солей, рассчитанных на основе разных моделей по данным микротермометрии флюидных включений из работы [10], в которой использована модель [2].

ВЫВОДЫ И ПРИМЕНЕНИЕ К ПРИРОДНОМУ ОБЪЕКТУ

Предложенная модель позволяет на основании данных микротермометрии флюидных включений (T фазовых переходов при нагревании после замораживания) определять концентрации солей. Характеристики (T , мас. % LiCl и NaCl) тройных точек с твёрдыми фазами эвтектики E'' (лед + LiCl·5H₂O + NaCl·2H₂O),

Таблица 4. Сравнение параметров экспериментально полученных тройных точек с твёрдыми фазами эвтектики и перитектик системы H₂O–LiCl–NaCl [9] с расчётами на основе нашей модели

Экспериментальные параметры [9]			Расчёт на основе нашей модели			Твёрдые фазы в тройных точках + L
$T, ^\circ\text{C}$	NaCl, мас. %	LiCl, мас. %	$T, ^\circ\text{C}$	NaCl, мас. %	LiCl, мас. %	
-77	1.2	23.0	-77.00	0.36	24.52	ice + hh + Li5 + L
-73.2	1.4	24.6	-67.91	0.24	28.04	Li5 + hh + h + L
-65.5	0.3	30.7	-66.08	0.16	29.10	Li5 + Li3 + h + L
За пределами ограничений в уравнениях Питцера						
-18.5	0.25	38.5	-28.82	0.04	34.13	Li3 + Li2 + h + L
+17.5	0.2	44.8	+29.69	0.03	38.26	Li2 + Li1 + h + L

Примечание. E и P – тройные точки, Li5 – LiCl·5H₂O, Li3 – LiCl·3H₂O, Li2 – LiCl·2H₂O, Li1–LiCl·H₂O.

Таблица 5. Сравнение рассчитанных на основе нашей модели температур плавления льда и гидрогалита с экспериментальными измерениями синтетических включений [2]

Экспериментальные данные [2]			Наша модель		
m_{NaCl} , моль/кг	m_{LiCl} , моль/кг	$T_{m,\text{ice}}$, $^\circ\text{C}$	$T_{m,\text{hh}}$, $^\circ\text{C}$	$T_{m,\text{ice}}$, $^\circ\text{C}$	$T_{m,\text{hh}}$, $^\circ\text{C}$
2.8038	2.8710		-16.9		-15.9
0.9105	6.0993		-23.7		-22.3
0.1060	0.6997	-3.2		-3.0	
0.3796	2.5051	-13.5		-13.5	
0.0466	0.9358	-4.9		-3.7	
0.1033	2.0759	-9.6		-9.5	

Примечание. Здесь и дальше: $T_{m,\text{ice}}$ – температура плавления льда, $T_{m,\text{hh}}$ – температура плавления гидрогалита.

Таблица 6. Сравнение содержания солей, рассчитанных на основе данных микротермометрии по нашей модели и модели [2], использованной в работе [10]

Данные микротермометрии [10]		Модель из [2]		Наша модель	
$T_{m,ice}, ^\circ\text{C}$	$T_{m,h}, ^\circ\text{C}$	NaCl, мас. %	LiCl, мас. %	NaCl, мас. %	LiCl, мас. %
-37.1	275	26.5	12.5	23.95	10.42
-37.8	280	26.1	12.9	24.43	10.46
-34.8	280	27.1	11.4	25.34	9.45
-35.8	280	26.6	11.4	25.02	9.80
-34	282	28.5	10.5	25.62	9.15
-39.9	280	24.9	13.3	23.88	11.08
-36.1	280	26.9	12.1	24.92	9.91
-29.9	280	30.8	8.2	27.33	7.33
-30	280	31.6	8.4	27.28	7.38
-41.8	280	25.6	14.4	23.43	11.58

Примечание. Здесь и дальше: $T_{m,h}$ – температура плавления галита.

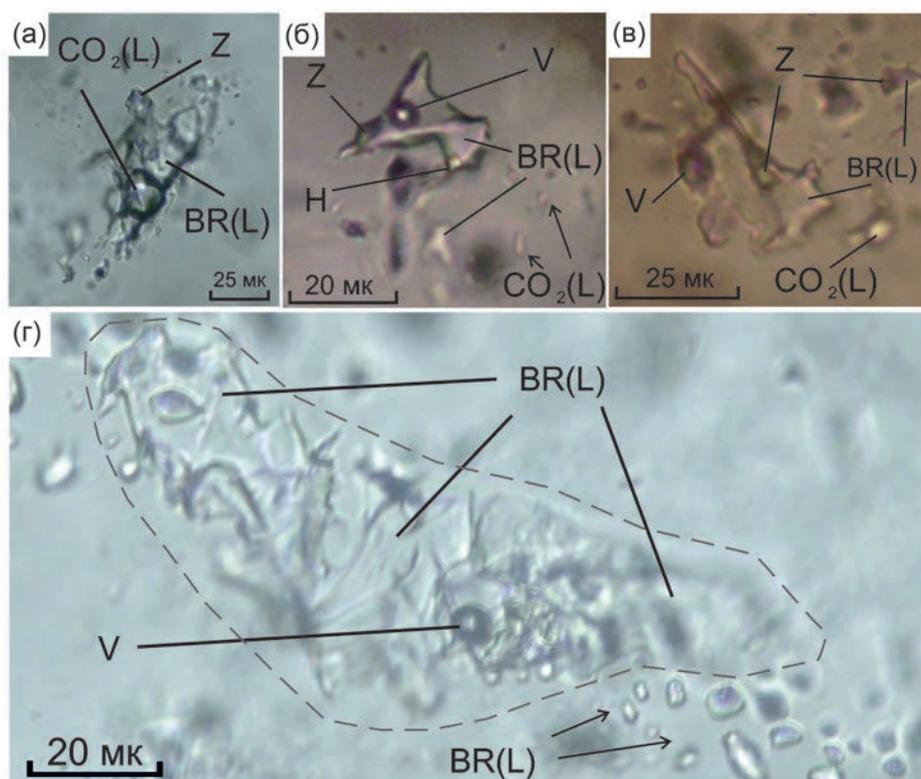


Рис. 2. Фотографии LiCl-содержащих включений рассола в кварце. (а) – первичное включение рассола с CO_2 и забуйелитом, образец Е3–1в; (б) – первично-вторичное включение с галитом и забуйелитом, рядом мелкие первично-вторичные включения рассола без твёрдых фаз и включения CO_2 , образец Е3–1в; (в) – первично-вторичные включения с забуйелитом, рядом мелкие включения CO_2 , образец Б880–6; (г) – гигантское первично-вторичное включение и рядом в этой же линейной зоне мелкие включения рассола, образец Б884–1б. BR – рассол, V – газовая фаза, Z – забуйелит.

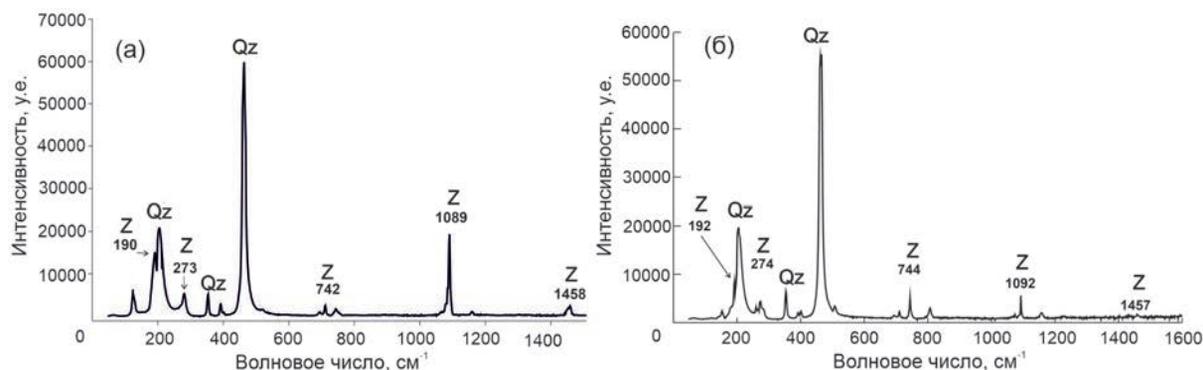


Рис. 3. Рамановские спектры забюейелита, полученные во включениях рассола в кварце в образцах Е3–1в (а) и Б880–6 (б). Qz – кварц.

перитектик P_1'' ($\text{LiCl}\cdot 5\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$) и P_2'' ($\text{LiCl}\cdot 5\text{H}_2\text{O} + \text{LiCl}\cdot 3\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$) и котектические, перитектические кривые, разделяющие фазовые поля (лёд + L, $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{L}$, $\text{NaCl} + \text{L}$), а также, изотермы растворимости льда, гидрогалита и галита, рассчитанные на основе модели, показали хорошую сходимость с экспериментальными данными.

В качестве примера применения предложенной модели к исследованию флюидных включений на природном объекте (кварцевые жилы района Большие Кейвы Фенноскандинавского щита) на рис. 2 приведены фотографии включений рассолов в кварце, которые при исследовании методом микротермометрии фазовых

переходов при нагревании после замораживания показывали очень низкие температуры плавления льда (от -65 до -58°C) или гидрогалита (от -70 до -56°C), что позволило ранее [1] предполагать во включениях рассолов систему $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{LiCl}\text{--}\text{NaCl}$. На рис. 3 приведены рамановские спектры забюейелита, присутствие которого во включениях рассола с низкими температурами фазовых переходов подтверждает предположение о присутствии лития во флюидной системе включений рассолов. В итоге результаты применения нашей модели к интерпретации данных микротермометрии с определением содержания солей во включениях рассолов, отражены в табл. 7.

Таблица 7. Содержания солей во включениях рассолов с LiCl в кварцевых жилах Больших Кейв

Образец	Данные микротермометрии			Расчет на основе нашей модели		
	$T_{m,ice}, ^\circ\text{C}$	$T_{m,hh}, ^\circ\text{C}$	$T_{m,h}, ^\circ\text{C}$	NaCl, мас. %	LiCl, мас. %	NaCl + LiCl, мас. %
Е3-1в		–20	180	12.86	17.15	30.01
	–60		180	11.94	18.2	30.14
Б880-7а		–32.5	152	8.06	21.35	29.41
	–58		152	10.31	18.53	28.84
	$T_{m,hh}, ^\circ\text{C}$	$T_{m,ice}, ^\circ\text{C}$		NaCl, мас. %	LiCl, мас. %	NaCl + LiCl, мас. %
	–65	–25	-	0.47	15.07	15.54
	–70	–25.5	-	0.35	15.31	15.66
Б880-6	–56	–19	-	0.47	12.69	13.43
	–45	–17.5	-	1.63	11.5	13.13
Б884-16	–64	–23	-	0.48	14.38	14.85
	–62	–30	-	0.63	16.5	17.13

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М. В. Иванова и Е. А. Вапника за полезное обсуждение результатов работы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по теме FMUW-2021-0002 Госзадания ИГГД РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bushmin S.A., Vapnik Y.A., Ivanov M.V., et al.* Properties of fluids during metasomatic alteration of metamorphic rocks under P–T conditions of the middle crust: An example from the Bolshie Keivy region, Belomorian-Lapland orogen, Fennoscandian Shield // *Petrology*. 2024. V. 32. № 4. P. 478–501.
2. *Dubois M., Monnin C., Castelain T., et al.* Investigation of the LiCl–NaCl–H₂O system: A synthetic fluid inclusion study and thermodynamic modeling from –50° to +100°C and up to 12 mol/kg // *Economic Geology*. 2010. V. 105. № 2. P. 329–338.
3. *Steele-MacInnis M., Ridley J., Lecumberri-Sanchez P., et al.* Application of low-temperature microthermometric data for interpreting multicomponent fluid inclusion compositions // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 159. P. 14–35.
4. *Pitzer K.S.* Ion interaction approach: Theory and data correlation // *Activity coefficients in electrolyte solutions*. Ed. K.S. Pitzer. CRC Press. 1991. P. 75–153.
5. *Monnin C., Dubois M., Papaiconomou N., et al.* Thermodynamics of the H₂O+LiCl system // *Journal of Chemical Engineering Data*. 2002. V. 47. P. 1331–1336.
6. *Toner J.D., Catling D.C.* A low-temperature thermodynamic model for the Na-K-Ca-Mg-Cl system incorporating new experimental heat capacities in KCl, MgCl₂ and CaCl₂ solutions // *J. Chem. Eng. Data*. 2017. V. 62. № 3. P. 995–1010.
7. *Møller N.* The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Cl-SO₄-H₂O system, to high temperature and concentration // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 821–837.
8. *Holmes H.F., Mesmer R.E.* Thermodynamic properties of aqueous solutions of the alkali metal chlorides to 250°C // *Journal of Physical Chemistry*. 1983. V. 87. P. 1242–1255.
9. *Акопов Е.К.* Политерма растворимости тройной системы LiCl–NaCl–H₂O // *Журнал прикладной химии*. 1963. Т. 36. С. 1916–1919.
10. *Harlaux M., Mercadier J., Bonzi W.M-E., et al.* Geochemical signature of magmatic-hydrothermal fluids exsolved from the Beauvoir rare-metal granite (Massif Central, France): Insights from LA-ICPMS analysis of primary fluid Inclusions // *Geofluids*. 2017. V. 2017. Article ID 1925817. 25 pages.

THERMODYNAMIC MODEL OF THE H₂O-LiCl-NaCl SYSTEM FOR FLUID INCLUSIONS STUDY: CALCULATION USING THE PITZER EQUATIONS

M. A. Misyura^{a, #}, S. A. Bushmin^{a, ##}, O. V. Aleksandrovich^a, M. E. Mamykina^a, E. V. Savva^a

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

[#]*E-mail: max.misyura94@gmail.com*

^{##}*E-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru*

A thermodynamic model of the ternary fluid system H₂O-LiCl-NaCl is proposed for the temperature range from –77 to +300°C. This model incorporates low-temperature phase transitions of freezing products of water-salt inclusions. The model is based on the Pitzer equations using new interaction parameters of Na, Cl and the corresponding equilibrium constants of reactions involving the solid and liquid phases. Based on microthermometry data of fluid inclusions (T of phase transitions during heating after freezing), the model allows determine the salt concentrations. Characteristics (T, wt% LiCl and NaCl), of triple points with solid phases including the eutectic E'(ice + LiCl·5H₂O + NaCl·2H₂O), peritectic P₁ (LiCl·5H₂O + NaCl·2H₂O + NaCl) and P₂ (LiCl·5H₂O + LiCl·3H₂O + NaCl) and cotectic, peritectic curves separating the phase fields (ice + L, NaCl·2H₂O + L, NaCl + L), as well as solubility isotherms of ice, hydrohalite and halite calculated by the model showed good agreement with experimental data. As an example of the application of the model to the natural object, we determined the salt contents in lithium-bearing brine inclusions in late quartz veins of the Bolshie Keivy area (Fennoscandian Shield).

Keywords: H₂O-LiCl-NaCl fluid system, Pitzer equations, microthermometry of fluid inclusions

УДК 546.027:546.22+549.324.35(470.5)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ КУВАЕВИТА ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) И ТОЛОВКИТА (IrSbS): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

© 2024 г. И.Ю. Баданина^{1,*}, В.В. Мурзин¹, К.Н. Малич¹

Представлено академиком С.Л. Вотяковым 26.06.2024 г.

Поступило 26.06.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принято к публикации 16.07.2024 г.

Результаты изучения изотопной системы серы в минералах платиновой группы (МПП) немногочисленны и, как правило, ограничиваются данными по Ru–Os-сульфидам из дунит-гарцбургитовых массивов. Чтобы частично восполнить данный пробел нами впервые охарактеризованы особенности S-изотопного состава куваевита ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) и толовкита (IrSbS) на примере Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива – типичного представителя офиолитовой ассоциации на Среднем Урале. При проведении исследований были использованы сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ и лазерная фемтосекундная система абляции с масс-спектрометрическим окончанием. Первичная минеральная ассоциация платиноидов образована минералами осмия и иридия, лауритом, куваевитом и Pt–Fe-сплавами, которые замещаются As-содержащим лауритом, ирарситом, толовкитом и другими МПП. Для куваевита характерно преобладание Ni над Fe, Cu и Co ($\text{Ni}/(\text{Ni}+\text{Fe}+\text{Cu}+\text{Co})$ от 0.56 до 0.58), а также Ir над другими платиноидами ($\text{Ir}/(\text{Ir}+\text{Rh}+\text{Os}+\text{Ru}+\text{Pt}+\text{Pd}) = 1.00$); для толовкита характерны примеси Pt (0.38–2.86 мас.%), Rh (0.58–1.36 мас.%), Ru (0.31–1.47 мас.%), Ni (0.34–0.74 мас.%), Cu (0.06–1.10 мас.%) и As (0.06–1.44 мас.%). Особенности изотопного состава серы куваевита ($\delta^{34}\text{S}$ от 0.9 до 2.1‰, $\delta^{34}\text{S}$ среднее 1.5 ± 0.5 ‰, $n = 4$) свидетельствуют в пользу мантийного источника с хондритовым изотопным составом. Изотопно-тяжёлый состав серы толовкита ($\delta^{34}\text{S}$ от 5.0 до 7.8‰; $\delta^{34}\text{S}$ среднее = 5.9 ± 0.9 ‰, $n = 8$) согласуется с его вторичным происхождением и указывает на участие серы корового происхождения (например, изотопно-тяжёлой серы вмещающих осадочных пород). Новые результаты свидетельствуют о контрастных источниках серы и многостадийной эволюции платиноидного минералообразования.

Ключевые слова: куваевит, толовкит, минералы платиновой группы, изотопный состав серы, Верх-Нейвинский дунит-гарцбургитовый массив, Средний Урал

DOI: 10.31857/S2686739724110088

ВВЕДЕНИЕ

Подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПП) из реститовых разрезов офиолитовой ассоциации представлены высокотемпературными Ru–Os–Ir-сплавами и/или сульфидами [1], которые могут быть модифицированы при значительно более низких температурах как во время метаморфизма, так и гидротермальных процессов или поверхностного выветривания [2]. По данным фазовых диаграмм равновесия, экспериментальным результатам

и эмпирическим данным следует, что Ru–Os–Ir-сплавы и сульфиды образуются на самых ранних стадиях магматической дифференциации, в условиях низкой летучести серы и высоких температур ([3, 4] и др.). Сульфиды океанической мантии важны, так как они сохраняют изотопные составы источников элементов платиновой группы (ЭПП) и серы, из которых эти МПП образовались. В отличие от большого числа опубликованных Re–Os-изотопных данных, позволивших охарактеризовать источники рудного вещества и полистадийную природу платиноидного минералообразования (например, [5, 6]), изотопная систематика серы для платиноидной минерализации до сих пор остаётся слабоизученной. Немногочисленные исследования изотопного состава серы Ru–Os-сульфидов из дунит-гарцбургитовых массивов выявили незна-

¹Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

*E-mail: innabadanina@yandex.ru

чительные $\delta^{34}\text{S}$ вариации ($\delta^{34}\text{S} = 1.2 \pm 0.4\%$ [7], $\delta^{34}\text{S} = 1.3 \pm 0.7\%$ [8] и $\delta^{34}\text{S} = 2.0 \pm 0.9\%$ [6]), свидетельствующие о мантийном источнике серы. Для других МПГ подобных исследований не проводилось.

Для частичного восполнения данного пробела нами выполнено исследование изотопной системы серы для двух МПГ – куваевита ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) и толовкита (IrSbS). Данные МПГ выявлены в составе соответственно первичной и вторичной ассоциации платиноидов Верх-Нейвинского массива – типичного представителя офиолитовой ассоциации на Среднем Урале [9]. Новые результаты свидетельствуют о контрастных источниках

рудного вещества и многостадийной эволюции платиноидного минералообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МПГ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Верх-Нейвинский массив располагается на стыке Тагильского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома (рис. 1). В его строении участвуют два комплекса – дунит-гарцбургитовый ($\text{O}_3\text{-S}_1$), слагающий внутренние части массива, и дунит-клинопироксенит-габбровый ($\text{S}_2\text{-D}_2$), расположенный на периферии.

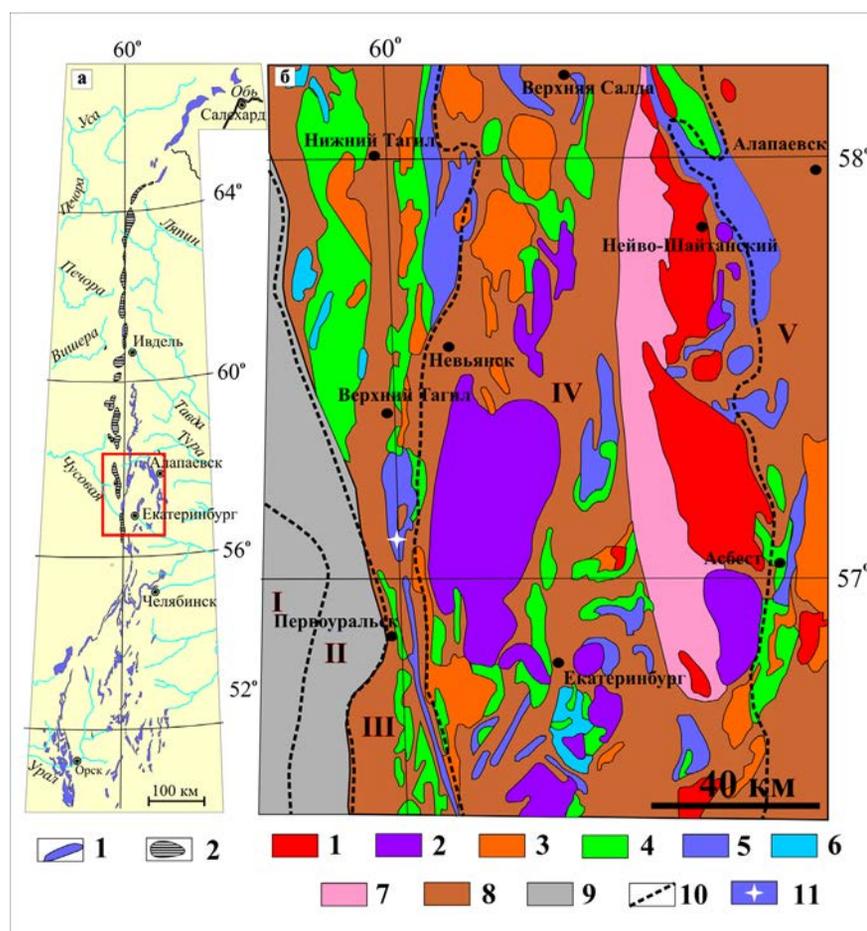


Рис. 1. (а) Схема расположения дунит-гарцбургитовых и дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала по [10]. Массивы: 1 – дунит-гарцбургитовые; 2 – ультрамафит-габбровые в составе Платиноносного пояса. Прямоугольник соответствует врезке рис. 1 б. (б) Тектоническая схема Среднего Урала и положение на ней Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива. 1–6 – формации интрузивных образований: 1 – гранитная; 2 – гранодиоритовая; 3 – плагио-гранитовая; 4 – габбровая; 5 – дунит-гарцбургитовая; 6 – дунит-клинопироксенитовая; 7 – породы амфиболитовой, амфиболито-гнейсовой, гнейсовой и мигматитовой ассоциаций; 8 – вулканогенно-осадочные породы островодужного сектора Урала; 9 – флишевые, флишеидные, молассовые, терригенно-карбонатные и карбонатные формации континентального сектора Урала; 10 – границы мегазон (I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская); 11 – местонахождение изученных образцов МПГ.

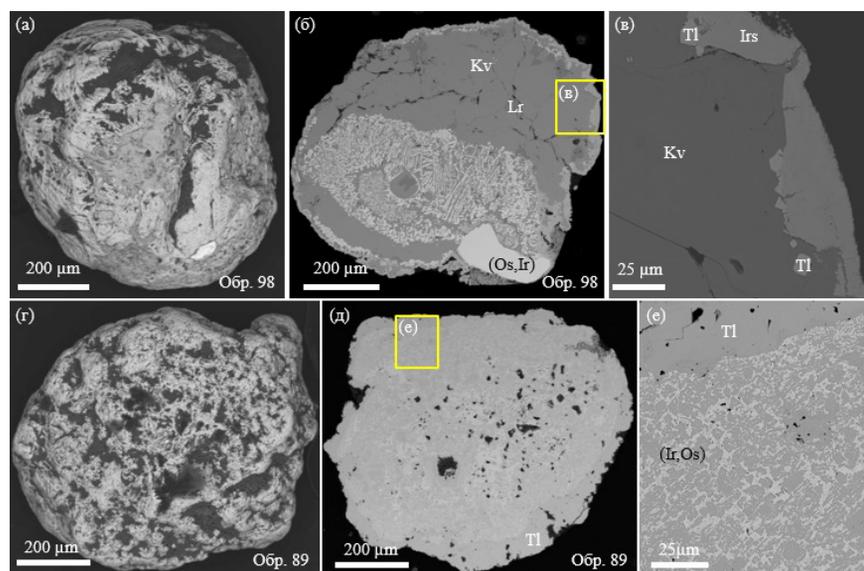


Рис. 2. Типичные особенности морфологии (а, г) и внутреннего строения минеральных ассоциаций платиноидов (б, в, д, е) Верх-Нейвинского массива. (Os, Ir) – Ir-содержащий осмий, (Ir, Os) – Os-содержащий иридий, Lr – лаурит, Kv – куваевит, Irs – ирарсит, Tl – толовкит. Изображения в обратнорассеянных электронах с вещественным контрастом.

Основным источником МПГ являются мелкие тела хромититов, локализованные в породах обоих комплексов. Находки МПГ в хромититах редки, поэтому главным объектом исследования стали зёрна МПГ, извлечённые из золото-платиноидных концентратов драги № 100, отработавшей россыпь р. Восточный Шишим в южной части Верх-Нейвинского массива (рис. 1 б).

На основании изучения взаимоотношений между МПГ в россыпях Верх-Нейвинского массива выделены первичные и вторичные ассоциации МПГ [9]. Первичные МПГ представлены самородными элементами (осмием, рутением и иридием), рутениридосмином, Pt-Fe-минералами, а также сульфидами ряда лаурит-эрликманит, купроиридситом и куваевитом. До того как куваевит был официально утверждён [11], этот минерал характеризовали как неназванный МПГ, близкий по составу к стехиометрии $(\text{Ni}, \text{Ir}, \text{Fe}, \text{Rh})\text{S}$ [12] или как “пентландитоподобный” Fe-Ni-сульфид с содержаниями Ir и Rh до 14 мас.% [13]. Список вторичных МПГ Верх-Нейвинского массива включает минералы самородных элементов, сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, сульфоантимониды и некоторые другие [13]. Характеристика их вещественного состава, а также условия образования МПГ приведены в ряде работ ([9, 12, 13] и др.).

Выбранные для исследования образцы МПГ представлены ассоциацией куваевита

с Ir-содержащим осмием и лауритом, которые по периферии облекаются коррозионно-реакционными каймами мощностью до 20–30 мкм, состоящими преимущественно из смеси ирарсита, толовкита, Ir-Os-сплавов и/или сперрилита (рис. 2 а–в). Микронные размеры МПГ накладывают весьма существенные ограничения методического характера на изучение их S-изотопного состава. Поэтому для изучения S-изотопной системы толовкита нами были выбраны образцы размером не менее 100 мкм (рис. 2 г–е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления типоморфных особенностей полиминеральных ассоциаций главных видов ЭПГ (Os-Ir-сплавов, Ru-Os-сульфидов ряда лаурит RuS_2 –эрликманит OsS_2 , Pt-Fe-минералов, куваевита, толовкита, ирарсита и др.) и россыпей использован комплекс методов, включающий сканирующую электронную микроскопию (JEOL-JSM6390LV, аналитик Н. С. Чебыкин) и рентгеноспектральный микроанализ (PCMA) с использованием микроанализатора CAMECA SX-100 (аналитик В. А. Булатов), оснащённого пятью волновыми спектрометрами (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: $\text{OsM}\alpha$, $\text{IrL}\alpha$, $\text{RuL}\alpha$,

RhLa, PtLa, PdLβ, NiKa (все чистые металлы), FeKa, CuKa, SKa (халькопирит), AsLa – сплав InAs; проведён учёт спектральных наложений линий (RuLa на AsLa; RuLβ на RhLa; IrLa на CuKa и др.). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 20 нА, длительность измерения интенсивности на пике – 10 с, на фоне – по 5 с, диаметр точки анализа – 1–2 мкм. Более подробная характеристика данного аналитического метода приведена нами ранее [12]. Всего выполнено 120 анализов.

Изотопный состав серы в образцах куваевита и толовкита из соответственно первичной и вторичной ассоциации МПГ Верх-Нейвинского массива был определён с помощью лазерной фемтосекундной системы абляции (NWR Femtosecond UC with laser Pharos 2mJ-200-PPam and harmonics module HE-4Hi-A) и масс-спектрометра MAT-253 Thermo Fisher Scientific, Germany) в ЦКП “Приморский центр локального элементного и изотопного анализа” ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) по методике, охарактеризованной в работе [14]. При абляции МПГ с пространственным разрешением 60 мкм формировался аэрозоль, который потоком He выносился из камеры в реактор и конвертировался в SF₆ в реакции с BrF₅. После этого криогенно и хроматографически очищенный SF₆ в потоке He поступал в интерфейс, который обеспечивал измерение изотопного состава серы в высоковакуумном режиме работы масс-спектрометра, оснащённого коллекторами, позволяющими одновременно регистрировать ионные токи, соответствующие массам 127 (³²SF₅⁺) и 129 (³⁴SF₅⁺). Измерения проведены с использованием лабораторного рабочего стандарта, калиброванного по международным стандартам

IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3. Результаты измерений изотопного состава серы представлены относительно международного стандарта VCDT, расчёт проведён по формуле $\delta^{34}\text{S}(\text{‰}) = \{[(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{образца}} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}] - 1\} \times 1000$. Точность определения $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.2\text{‰}$ (σ). Всего выполнено 12 определений изотопного состава серы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Типичные особенности морфологии и внутреннего строения изученных минеральных ассоциаций приведены на рис. 2. Результаты рентгеноспектрального микроанализа куваевита представлены в табл. 1 и на рис. 3; химические составы куваевита и толовкита, для которых были выполнены изотопные определения серы приведены в табл. 2.

Изученные образцы куваевита характеризуются следующими особенностями состава (в ат. %): Ni 18.35–19.90, Ir 13.92–15.67, Fe 5.93–7.04, Cu 6.03–6.59, Co 1.14–2.07, S 51.44–52.27 (табл. 1, рис. 3). Обращает на себя внимание, что кроме иридия не обнаружено других ЭПГ и, в частности, родия. Соотношение основных металлов (BM = Ni+Fe+Cu+Co) к ЭПГ (PGE = Ir+Rh+Ru+Os+Pt+Pd) варьирует в пределах от 2.08 до 2.44; диапазон значений (BM+PGE)/S составляет от 0.91 до 0.94. Эмпирическая формула куваевита, основанная на его среднем составе (по данным 22 рентгеноспектральных анализов), имеет вид Ir_{4.51}(Ni_{5.96}Fe_{1.94}Cu_{1.94}Co_{0.56})Σ_{10.40}S_{16.09} (табл. 1), указывая на вероятное наличие вакансий в структурной позиции иридия. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для образцов куваевита варьируют в незначительных пределах – от 0.9 до 2.1‰;

Таблица 1. Химический состав куваевита Верх-Нейвинского массива по данным рентгеноспектрального анализа ($n = 22$)

Элемент	Диапазон (мас. %)	Среднее (мас. %)	СО (мас. %)	Диапазон (ат. %)	Среднее (ат. %)	СО (ат. %)	а.ф.е.
Ni	16.2-18.1	17.42	0.56	18.35-19.90	19.22	0.47	5.96
Fe	5.2-6.0	5.40	0.24	5.93-7.04	6.26	0.30	1.94
Cu	5.9-6.3	6.13	0.15	6.03-6.59	6.25	0.12	1.94
Co	1.0-1.9	1.66	0.32	1.14-2.07	1.82	0.35	0.56
Ir	41.7-45.6	43.13	0.98	13.92-15.67	14.53	0.46	4.51
S	24.9-26.1	25.71	0.32	51.44-52.27	51.91	0.26	16.09
Сумма	99.1-99.9	99.45	0.31	100-100	100	0	31

Примечание. Rh, Pt, Os, Ru, Pd – не обнаружены; СО – стандартное отклонение, формула вычислена на основе значения суммы 31 атома на формульную единицу (а.ф.е.) в соответствии с данными структурного изучения куваевита (Ir₅Ni₁₀S₁₆) [11].

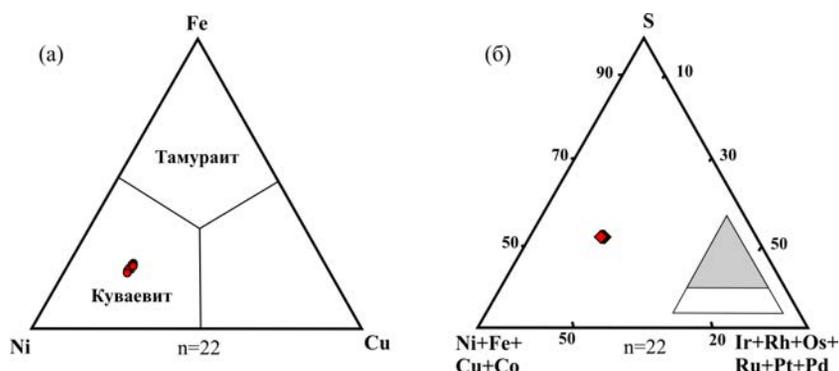


Рис. 3. Химический состав куваевита Верх-Нейвинского массива в координатах Fe–Ni–Cu, ат. % (а) и S–Ni+Fe+Cu–ЭПГ, ат. %.

среднее значение равно 1.5‰ при стандартном отклонении 0.5‰, $n = 4$ (табл. 2, рис. 4).

Для толовкита (IrSbS), кроме иридия, сурьмы и серы, характерно наличие платины (0.38–2.86 мас. %), родия (0.58–1.36 мас. %), рутения (0.31–1.47 мас. %), никеля (0.34–0.74 мас. %), меди (0.06–1.10 мас. %) и мышьяка (0.06–1.44 мас. %). Значения $\delta^{34}\text{S}$ для образцов толовкита находятся в интервале между 5.0 и 7.8‰; $\delta^{34}\text{S}$ среднее = 5.9 ± 0.9 ‰, $n = 8$ (табл. 2, рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Куваевит обладает идеальной формулой $\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$ и образует серии твёрдых растворов с тамурантом ($\text{Ir}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$), торривайзеритом ($\text{Rh}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) и ферроторривайзеритом ($\text{Rh}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$) [15, 16]. Экспериментальными данными подтверждено, что металлодефицитные твёрдые растворы Ni–Fe–сульфидов, растворяющие значительные количества Ir и Rh, стабильны в широком диапазоне температур от $>600^\circ\text{C}$

Таблица 2. Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) и химический состав куваевита (Kv) и толовкита (Tl), мас. %

№ обр.	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Химический состав, мас. %											
		Ir	Rh	Pt	Ru	Ni	Fe	Cu	Co	S	Sb	As	Сумма
Kv-152	2.1	45.57	<п.о.	<п.о.	<п.о.	16.29	5.84	6.03	1.06	25.04	<п.о.	<п.о.	99.83
Kv-86	1.6	44.09	<п.о.	<п.о.	<п.о.	17.05	5.27	6.13	1.84	25.69	<п.о.	<п.о.	100.07
Kv-87	1.5	43.72	<п.о.	<п.о.	<п.о.	17.23	5.34	6.18	1.82	25.70	<п.о.	<п.о.	99.99
Kv-98	0.9	42.77	<п.о.	<п.о.	<п.о.	18.21	5.20	6.18	1.85	25.81	<п.о.	<п.о.	100.02
Tl-123	5.0	51.95	0.62	0.51	<п.о.	<п.о.	<п.о.	1.10	<п.о.	9.70	35.70	0.54	100.12
Среднее ($n = 4$)	1.5 ± 0.5												
Tl-61-1	5.0	51.66	1.36	0.52	0.31	0.34	<п.о.	<п.о.	<п.о.	9.41	35.94	0.06	99.60
Tl-61-2	5.7	53.06	0.88	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	9.45	36.33	0.17	99.89
Tl-61-3	5.9	52.90	0.62	0.38	<п.о.	0.74	<п.о.	0.09	<п.о.	9.55	35.27	0.62	100.17
Tl-67	5.4	52.64	0.61	1.70	0.52	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	9.49	33.51	1.44	99.91
Tl-72	7.8	49.69	0.63	2.86	1.47	<п.о.	<п.о.	0.06	<п.о.	9.53	36.36	0.14	100.14
Tl-89-1	5.6	53.91	0.58	0.66	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	9.32	35.19	0.27	99.93
Tl-89-2	6.7	53.90	0.67	0.76	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	9.42	35.15	0.23	100.13
Среднее ($n = 8$)	5.9 ± 0.9												

Примечание. “<п.о.” – ниже предела обнаружения.

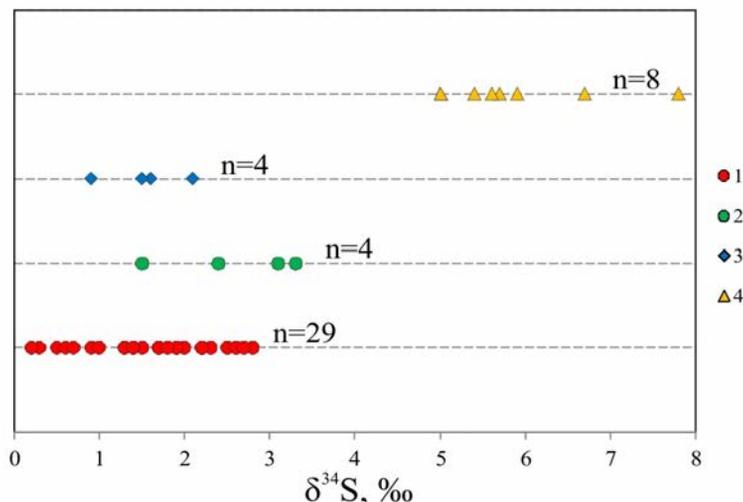


Рис. 4. Вариации изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$ (VCDT, ‰) для: Ru-Os-сульфидов в виде мономинеральных индивидов (1) и минеральных включений в Ru-Os-Ir-сплавах (2), куваевита (3) и толовкита (4) Верх-Нейвинского массива; 1 и 2 приведены по [6, 9].

до $<1000^\circ\text{C}$ [17]. Таким образом, имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о том, что куваевит, тамураит, торривайзерит и ферроторривейзерит образуются из обогащённых ЭПГ Ni-Fe-Cu-сульфидных жидкостей при высоких температурах и являются частью первичной ассоциации МПГ.

Изотопный состав серы мантии Земли считается однородным (значения близкие к нулю для $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$ [18, 19]), неотличимым от хондритового ($\delta^{34}\text{S} = 0.04 \pm 0.31\text{‰}$ [20]). Наглядность использования изотопного состава серы Ru-Os-сульфидов океанической мантии была показана в исследовании [7]. Данные изотопного состава серы куваевита ($\delta^{34}\text{S} = 1.5 \pm 0.5$) в составе первичной ассоциации МПГ в нашем исследовании (рис. 4) близки в пределах соответствующих погрешностей для Ru-Os-сульфидов в виде мономинеральных индивидов и минеральных включений в Ru-Os-Ir-сплавах Верх-Нейвинского массива ($\delta^{34}\text{S} = 2.0 \pm 0.9\text{‰}$ [6]), а также идентичны таковым в Ru-Os-сульфидах из россыпей Борнео ($\delta^{34}\text{S} = 1.2 \pm 0.4\text{‰}$ [7]). В обоих случаях МПГ пространственно связаны с мантийными разрезами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации и близки значению $\delta^{34}\text{S}$ мантии Земли [18, 19], что согласуется с предположением о мантийном источнике серы. Для толовкита в составе вторичной ассоциации МПГ характерен изотопно-тяжёлый состав серы ($\delta^{34}\text{S} = 5.9 \pm 0.9\text{‰}$), что согласуется с его вторичным происхождением. Образование толовкита

вероятно происходило при участии серы метаморфогенного флюида с вовлечением изотопно-тяжёлой серы вмещающих осадочных пород на заключительном этапе становления массива.

Таким образом, при образовании МПГ Верх-Нейвинского массива принимала участие сера как мантийного, так и корового происхождения. Полученные результаты свидетельствуют о контрастных источниках серы, позволяя по-новому охарактеризовать многоэтапность образования минеральных ассоциаций платиноидов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н. С. Чебыкину, В. А. Булатову, Т. А. Веливецкой и А. В. Игнатьеву за помощь при проведении минералого-геохимических исследований и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107-1) при использовании оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (соглашение № 075-15-2021-680).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O’Driscoll B., González-Jiménez J.M. Petrogenesis of the platinum-group minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2016. V. 81. P. 489–578.

2. *Hanley J.J.* The Aqueous Geochemistry of the Platinum-Group Elements (PGE) in Surficial, Low-T Hydrothermal and High-T Magmatic Hydrothermal Environments // *Exploration for Platinum-Group Element Deposits*; Mungall J.E. (ed.) Mineral Assoc Canada: Quebec, QC, Canada. 2005. P. 35–56.
3. *Binary Alloy Phase Diagrams*. Massalski T.B. (ed.) Amer. Soc. Metals, Metals Park, Ohio, 1993. 2224 p.
4. *Andrews D.R.A., Brenan J.M.* Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 1705–1716.
5. *Костоянов А.И.* Модельный Re-Os возраст самородных платиновых минералов // *Геология рудных месторождений*. 1998. Т. 40. № 6. С. 540–545.
6. *Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A.* Origin of Ru-Os sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S-Os isotope evidence // *Minerals*. 2021. V. 11. № 3. 329.
7. *Hattori K.H., Cabri L.J., Johanson B., Zientek M.L.* Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // *Mineralogical Magazine*. 2004. V. 68. № 2. P. 353–368.
8. *Мурзин В.В., Баданина И.Ю., Малич К.Н., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А.* Изотопный состав серы Ru-Os сульфидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал: Первые данные // *ДАН*. 2019. Т. 488. № 2. С. 185–188.
9. *Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А.* Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. УГГА, 1999. 93 с.
10. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
11. *Барков А.Ю., Толстых Н.Д., Мартин Р.Ф., Тамура Н., Ма Ч., Никифоров А.А.* Куваевит ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) – новый минеральный вид, его ассоциации и особенности генезиса (россыпная зона р. Сисим, Восточный Саян) // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 12. С. 1653–1669.
12. *Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Глатских С.П.* Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // *Труды ИГГ УрО РАН*. 2013. Вып. 160. С. 188–192.
13. *Варламов Д.А., Мурзин В.В.* ПлатинOMETАЛЬНАЯ минерализация Верх-Нейвинского ультраосновного массива (Средний Урал): первичные и вторичные парагенезисы и новые минеральные виды // *Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы конференции, Иркутск: изд-во Оттиск, 2019. С. 70–75.*
14. *Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiya S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.V.* Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femto-second laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chemical Geology*. 2018. V. 493. P. 316–326.
15. *Barkov A.Y., Tolstykh N.D., Martin R.F., McDonald A.M.* Tamuraite, $\text{Ir}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$, a new species of platinum-group mineral from the Sisim Placer Zone, Eastern Sayans, Russia // *Minerals*. 2021. V. 11. 545.
16. *Barkov A.Y., Tolstykh N.D., Tamura N., Martin R.F., McDonald A.M., Cabri L.J.* Ferrotorryweiserite, $\text{Rh}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$, a new mineral species from the Sisim Placer Zone, Eastern Sayans, Russia, and the torryweiserite-ferrotorryweiserite series // *Minerals*. 2021. V. 11. 1420.
17. *Мakovicky M., Makovicky E., Rose-Hansen J.* Experimental studies on the solubility and distribution of platinum-group elements in base-metal sulfides in platinum deposits // *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* (Gallagher M.J., Ixer R.A., Neary C.R., Prichard H.M. eds.). The Institute of Mining and Metallurgy, London, 1986. P. 415–425.
18. *Thode H., Monster J., Dunford H.* Sulphur isotope geochemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1961. V. 25 P. 159–174.
19. *Cartigny P., Farquhar J., Thomassot E., Harris J.W., Wing B., Masterson A., McKeegan K., Stachel T.* A mantle origin for Paleoproterozoic peridotitic diamonds from the Panda kimberlite, Slave Craton: evidence from ^{13}C -, ^{15}N - and $^{33,34}\text{S}$ -stable isotope systematics // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 852–864.
20. *Gao X., Thiemens M.H.* Variations in the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 3171–3176.

SULFUR ISOTOPE COMPOSITION OF KUAEVITE ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) AND TOLOVKITE (IrSbS): FIRST RESULTS

I.Yu. Badanina^{a,#}, V.V. Murzin^a, K.N. Malitch^a

^aZavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch,
Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

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

The results of studying the isotope system of sulfur in platinum-group minerals (PGMs) are rare and generally limited to S-isotope data of Ru-Os sulfides from dunite-harzburgite massifs. To partially fill this gap, we for the first time characterized the features of the S-isotopic composition of kuvaevite ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) and tolovkite (IrSbS) from the Verkh-Neyvinsky dunite-harzburgite massif, a typical representative of the ophiolite association in the Middle Urals. The study employed a number of analytical techniques, including scanning electron microscopy, electron microprobe analysis and a femtosecond laser ablation with a gas source isotope ratio mass spectrometry. The primary PGM assemblage is formed by osmium and iridium minerals, laurite, kuvaevite and Pt-Fe alloys, which are replaced by As-bearing laurite, irarsite, tolovkite and other PGMs of secondary origin. Kuvaevite is characterized by a predominance of Ni over Fe, Cu and Co ($\text{Ni}/(\text{Ni}+\text{Fe}+\text{Cu}+\text{Co})$ from 0.56 to 0.58), as well as Ir over other platinum-group elements (PGE) (i.e., $\text{Ir}/(\text{Ir}+\text{Rh}+\text{Os}+\text{Ru}+\text{Pt}+\text{Pd}) = 1.00$); tolovkite is characterized by impurities of Pt (0.38–2.86 wt.%), Rh (0.58–1.36 wt.%), Ru (0.31–1.47 wt.%), Ni (0.34–0.74 wt.%), Cu (0.06–1.10 wt.%) and As (0.06–1.44 wt.%). Particularities of the sulfur isotopic composition of kuvaevite ($\delta^{34}\text{S}$ from 0.9 to 2.1‰, $\delta^{34}\text{S}$ mean equals to 1.5 ± 0.5 ‰, $n = 4$) are indicative of the mantle source with a chondritic S-isotope composition. The heavy sulfur isotope composition of tolovkite ($\delta^{34}\text{S}$ from 5.0 to 7.8‰; $\delta^{34}\text{S}$ mean = 5.9 ± 0.9 ‰, $n = 8$) indicates the participation of sulfur of crustal origin (for example, isotopically heavy sulfur derived from host sedimentary rocks), being consistent with the secondary origin of the tolovkite. New data support the conclusion about contrasting sources of sulfur and a multistage evolution of PGE mineralization.

Keywords: kuvaevite, tolovkite, platinum-group minerals, isotope composition of sulfur, Verkh-Neivinsky dunite-harzburgite massif, Middle Urals

УДК 552.11:550.4

АССИМИЛЯЦИЯ КАРБОНАТОВ БАЗИТОВЫМИ МАГМАМИ: ФАССАИТОВЫЕ ГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Е. В. Скляр^{1,*}, А. В. Лавренчук^{2,3,**},
Д. В. Семенова²

Поступило 13.06.2024 г.

После доработки 25.06.2024 г.

Принято к публикации 27.06.2024 г.

В статье охарактеризованы специфические габброиды, главным породообразующим минералом которых является фассаит – богатый глинозёмом (до 12 мас. % Al_2O_3) кальциевый пироксен, типичный для высокотемпературных метасоматических пород. Фассаитовые габбро по геохимическим характеристикам близки к субщелочным монцогаббро устькрестовского комплекса, широко распространённым в пределах Крестовского субтеррейна Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье). В то же время они резко отличаются от последних по более высокому содержанию CaO и MgO и пониженному – SiO_2 и Al_2O_3 . Фассаитовые габбро слагают несколько небольших массивов в обрамлении Усть-Крестовского массива монцогаббро, не контактируя с последними. Предложена модель образования фассаитовых габбро за счёт ассимиляции карбонатного материала (коровые карбонатные выплавки) субщелочными базитовыми магмами.

Ключевые слова: габбро, фассаит, ассимиляция, карбонаты, Ольхонский террейн

DOI: 10.31857/S2686739724110093

Проблемы взаимодействия силикатных магм с коровыми карбонатными комплексами широко обсуждаются уже более столетия, начиная с предположения Дэли [1] об образовании щелочных пород в результате ассимиляции карбонатных пород гранитной магмой. Выделяется два механизма такого взаимодействия: скарнообразование и ассимиляция. В первом случае взаимодействие проявляется в достаточно узких контактовых зонах магматических тел или в ксенолитах карбонатов и хорошо изучено. Ассимиляция карбонатного материала силикатными магмами разного состава, которая активно обсуждается два последних десятилетия, приводит к изменениям минерального и химического состава интрузивных пород и обоснована, главным образом, для вулканических [2–4], в меньшей

степени для плутонических [5, 6] систем. Но в целом, гипабиссальные и абиссальные магматические тела, ассимилирующие первично осадочные карбонаты, достаточно редки. Один из возможных объектов с признаками ассимиляции карбонатного материала базитовой магмой обнаружен в пределах Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье).

Ольхонский террейн является одним из раннепалеозойских террейнов с высокой степенью метаморфизма, непосредственно примыкающих к Сибирскому кратону. Его строение достаточно сложное, обусловленное комбинацией фрагментов разного состава и природой их протолитов [7, 8], среди которых наиболее крупным является Крестовский субтеррейн, сложенный преимущественно мраморами и амфиболитами с массивами габбро, составляющими более 50% всего объёма субтеррейна. Остальная часть террейна более пёстрая: резко преобладают гнейсы, гранито-гнейсы, граниты и пегматиты, но в то же время в достаточном количестве присутствуют амфиболиты, мраморы и кварциты, а также габброиды, сиениты и ультрабазиты.

В результате предыдущих исследований в пределах субтеррейна было выделено два комплекса

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

²Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

**E-mail: alavr@igm.nsc.ru, alavr@mail.ru

субщелочных габброидов разного возраста, имеющие разные геохимические характеристики: бирхинский (500 млн лет) и устькрестовский (470 млн лет) [9]. Большинство изученных массивов габбро относятся к бирхинскому комплексу, в то время как монцогаббро устькрестовского комплекса слагают всего один небольшой одноимённый массив. Многочисленные дайки в пределах Крестовского субтеррейна имеют близкий химический состав. В краевой части Усть-Крестовского массива картируется зона минглинга габброидов с гранитами и сиенитами (рис. 1). В обрамлении Усть-Крестовского массива выявлено несколько мелких тел габбро, которые по ряду признаков схожи с монцогаббро, но показывают и серьезные отличия, в частности, по

присутствию фассаита в качестве главного породообразующего минерала. Эти тела прорывают метапорфириты бирхинской вулканоплутонической ассоциации или метаморфизованную кремнисто-доломитовую толщу и не контактируют с породами Усть-Крестовского массива монцогаббро.

Фассаитовые габбро обычно среднезернистые, сложены фассаитом – пироксеном с высоким содержанием кальция и алюминия, битовнитом, паргаситом, реже в них появляются флогопит, калишпат или шпинель. Аксессуары – ильменит, титанит и апатит, реже циркон или бадделит. На позднемагматической или постмагматической стадии минералы первичной ассоциации замещаются диопсидом, роговой обманкой,

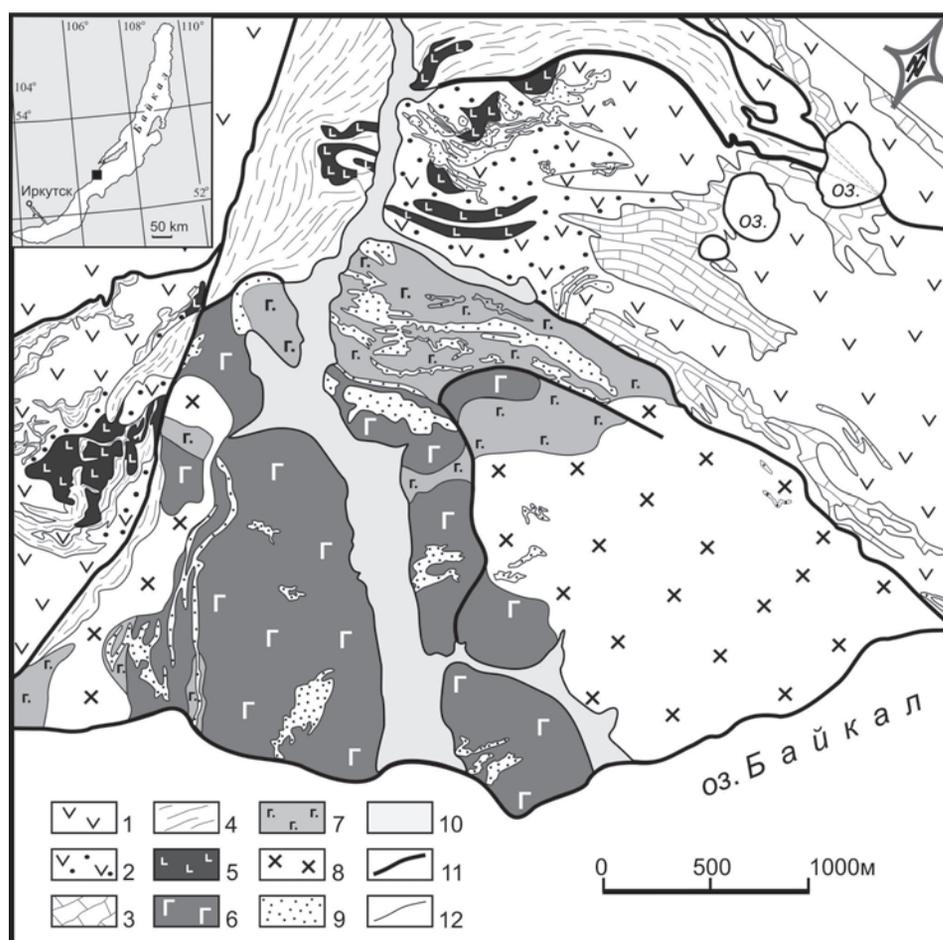


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Ольхонского террейна (по [10] с изменениями и дополнениями). 1 – порфириты бирхинской вулканоплутонической ассоциации и амфиболиты по ним; 2 – высокотемпературные роговики по порфиритам; 3 – кальцитовые мраморы; 4 – доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы, диопсид-кальцитовые породы, диопсидиты, кварц-диопсидовые породы, кварциты; 5–7 – устькрестовский комплекс габброидов: фассаитовые габбро (5), монцогаббро и кварцевые сиениты (6), зона минглинга монцогаббро с гранитами, сиенитами и лейкогаббро (7); 8 – граниты; 9 – инъекционные мраморы и кальцифиры; 10 – четвертичные отложения; 11 – вязко-пластические срывы; 12 – геологические границы. На врезке показано местоположение карты.

скаполитом и более кислым плагиоклазом. Характерной особенностью является присутствие кальцита, реже доломита. Карбонаты, главным образом, кальцит, реже доломит, обнаруживают признаки совместной кристаллизации с силикатными минералами, присутствуя в интерстициях между силикатными минералами (рис. 2 А), и виде включений в амфиболе (рис. 2 Б) или плагиоклазе. В большинстве случаев карбонаты образуют небольшие скопления с плагиоклазом и/или микроклином. Эти скопления относительно равномерно “распредоточены” по породе, их размеры не превышают 3–4 мм.

Фассаит образует короткостолбчатые кристаллы с отчётливым плеохроизмом от коричневого до светло-зеленоватого цвета. Содержание глинозёма в нём варьирует от 8.6 до 12.4 мас.% (табл. 1). Концентрация TiO_2 обычно повышенная, составляя 1.8–3.2 мас.%, реже опускаясь до 1.1 мас.%. Поздний диопсид содержит низкие концентрации TiO_2 , Al_2O_3 и характеризуется более высокой магнезиальностью (см. табл. 1).

Фассаитовые габбро имеют близкий микроэлементный состав с монцогаббро, но существенно отличаются от последних более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, при более высоких концентрациях CaO и MgO (табл. 2, 3, рис. 2).

Возраст монцогаббро устькрестовского комплекса составляет 470 ± 3 млн лет [9]. Дополнительно было проведено U/Pb-датирование цирконов из фассаитовых габбро и субщелочных габброидов устькрестовского комплекса из зоны минглинга методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR

(“Thermo Fisher Scientific”) с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213 в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). По результатам датирования для фассаитовых габбро получен возраст (по 42 точкам) 484 ± 3 млн лет (проба SE4608), для субщелочных габброидов из зоны минглинга (по 36 точкам) – 458 ± 3 млн лет (проба SE4609) (рис. 3). Составы пироксенов из датированных пород приведены в таблице 1.

Существенное обогащение фассаитовых габбро CaO и MgO наряду с обеднением SiO_2 , Al_2O_3 по сравнению с монцогаббро, как и кристаллизация фассаита вместо диопсида или авгита, объяснимо контаминацией кальцит-доломитового материала базитовой магмой, что вполне вероятно, учитывая широкое распространение мраморов доломитового и кальцит-доломитового состава в Крестовском субтеррейне. Оценка изменения состава монцогаббро устькрестовского комплекса при контаминации кальцитом и доломитом, проведённая массбалансовым расчётом, показывает, что вариации концентраций основных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO) проанализированных фассаитовых габбро соответствуют ассимиляции кальцита и доломита в разных пропорциях при выносе щелочей (см. рис. 3). Количество ассимилированных карбонатов составляет более 50%, что, казалось бы, входит в противоречие с экспериментальными данными об их очень низкой растворимости в силикатных расплавах (например, [11]), однако более поздние эксперименты показали, что при условии удаления CO_2 из системы, растворимость карбонатов повышается на порядок [4], составляя более 60%.

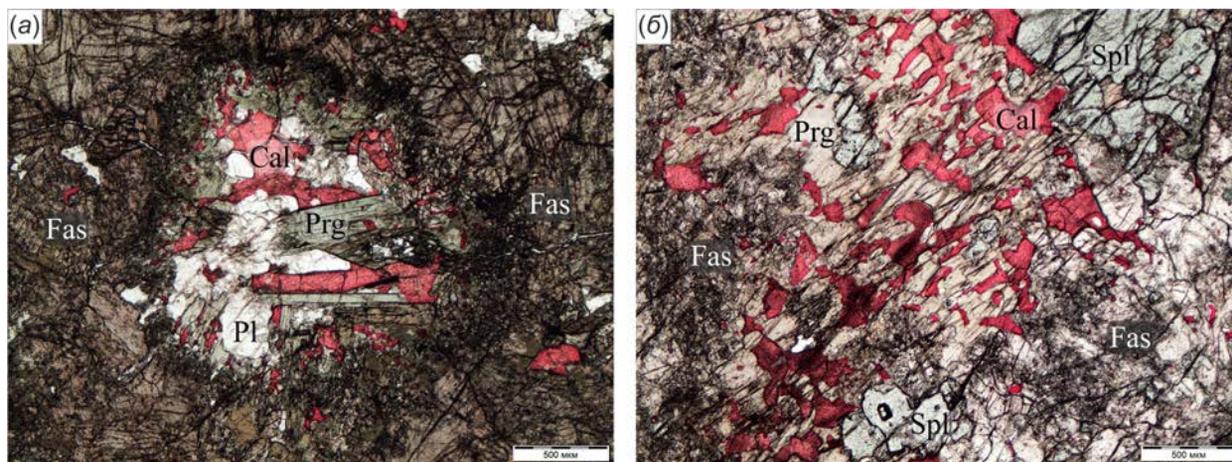


Рис. 2. Кальцит в скоплении с плагиоклазом и паргаситом (А) и во включениях в паргасите (Б). Микрофотографии в проходящем свете, кальцит окрашен ализиарином. Cal – кальцит, Fas – фассаит, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Spl – шпинель.

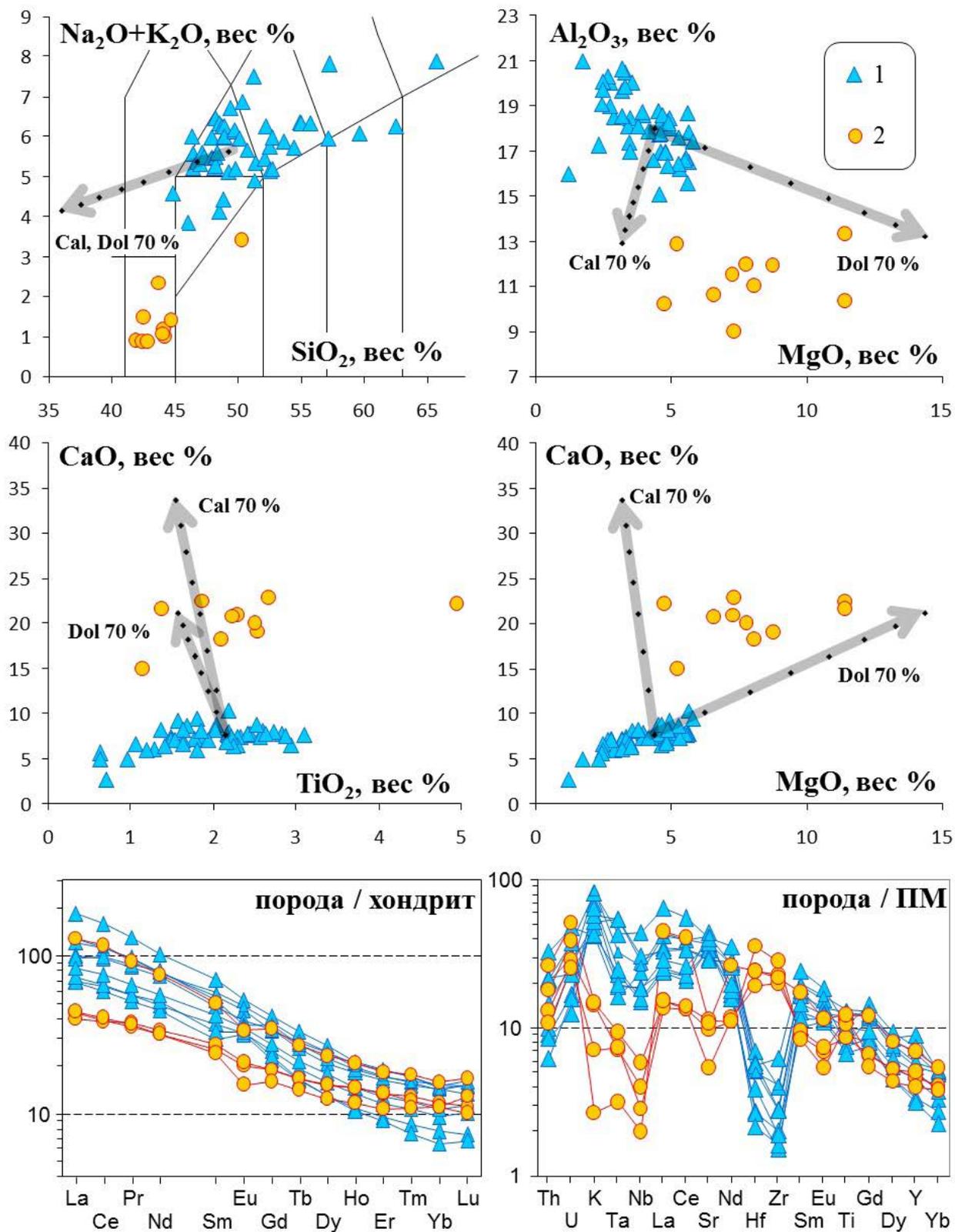


Рис. 3. Вариационные петрохимические диаграммы и спектры РЗЭ пород Усть-Крестовского массива и фассаитовых габбро. Стрелками показано изменение среднего состава монцогаббро Усть-Крестовского массива при ассимиляции до 70% кальцита (Cal) и доломита (Dol).

Принципиально важным является вопрос о состоянии карбонатного материала, поступающего в базитовый расплав. Барнс с соавторами [5] на основании изучения магматического комплекса Хортавэр (Hortavaer) пришли к выводу о том, что контаминация расплава “твёрдыми” карбонатными ксенолитами будет приводить к проявлению продуктов контаминации в виде отдельных разноразмерных фрагментов, в то время как ассимиляция низковязкого карбонатного расплава приводит к относительно равномерному насыщению силикатных пород карбонатным материалом без концентрации в значительных объёмах на отдельных участках. Кроме того, результаты экспериментов [12] свидетельствуют,

что добавление карбонатов в базальтовый расплав увеличивает ликвидусную температуру гибридного расплава. Возможность же плавления мраморов первично-осадочного происхождения в относительно низкотемпературных коровых условиях в присутствии водного флюида обоснована экспериментально [13, 14] и показана при изучении природных объектов [15], в том числе и нашими исследованиями [16].

Таким образом, можно предполагать, что на ранних стадиях (484 млн лет) внедрение мантийных субщелочных базитовых расплавов в нижнюю кору приводило к плавлению карбонатной толщи с последующей ассимиляцией карбонатного расплава базитовым в промежуточном

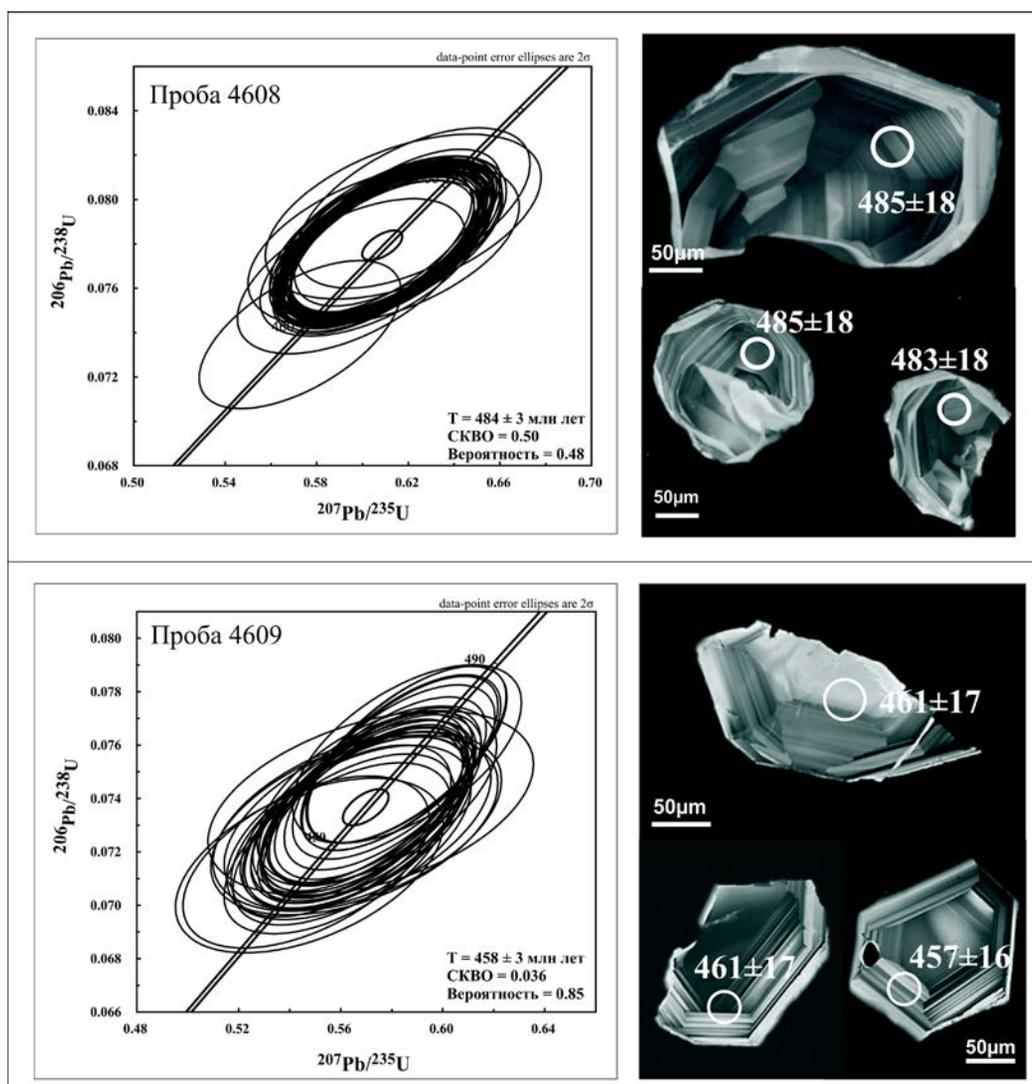


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные изображения цирконов из фассаитовых габбро (проба 4608) и субщелочных габброидов из зоны минглинга (проба 4609). Кружком обозначены точки, где проводились U–Pb-изотопные исследования с вынесенными значениями возраста (млн лет) по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с погрешностью 2σ .

очаге. Затем внедрялись неконтаминированные базитовые расплавы (470 млн лет). При дальнейшем развитии событий наряду с карбонатами плавилась и гнейсы, что привело к проявлению габбро-гранитного и даже карбонатно-габбро-гранитного минглинга (458 млн лет). Источником тепла для достаточно длительного проявления субщелочного базитового магматизма (более 20 млн лет) и разогрева коры могла быть аномально горячая мантия, или крупная низкоскоростная мантийная провинция (Large Low Shear Velocity Province – LLSVP) под структурами Саяно-Байкальской складчатой области, существование которой с венда до мезозоя предполагается В. В. Ярмолюком с соавторами [17].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН (проекты №№ 12204140044-2, 122041400171-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Daly R.A.* Origin of the alkaline rocks. // Geological Society of America Bulletin. 1910. 21. 87–118.
2. *Gaeta M., Di Rocco T., Freda C.* Carbonate assimilation in open magmatic systems: The role of melt-bearing skarns and cumulate-forming processes. // J. Petrol. 2009. 50. 361–385.
3. *Carter L.B., Dasgupta R.* Hydrous basalt–limestone interaction at crustal conditions: Implications for generation of ultracalcic melts and outflux of CO₂ at volcanic arcs // Earth and Planetary Science Letters. 2015. 427. 202–214
4. *Carter L.B., Dasgupta R.* Effect of melt composition on crustal carbonate assimilation: Implications for the transition from calcite consumption to skarnification and associated CO₂ degassing, // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. 17. 3893–3916.
5. *Barnes C., Prestvik T., Sundvoll, et al.* Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Horta-vaer igneous complex, north-central Norway // Lithos. 2016. 80. 179–199.
6. *Wenzel T., Baumgartner L.P., Brugmann G.E., et al.* Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology. 2002. 43. 2049–2074.
7. *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.
8. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., et al.* Pre-collisional (0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (Southern Siberia) as an echo of events in the central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.
9. *Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М.* Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
10. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский - Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.) Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 ТИС.
11. *Spera F.J., Bergman S.C.* Carbon dioxide in igneous petrogenesis: I. Aspects of the dissolution of CO₂ in silicate liquids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. 74. 55–66.
12. *Mollo S., Gaeta M., Freda C., et al.* Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503–514.
13. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* The system CaO–CO₂–H₂O and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. 1960. V. 1. No. 1. P. 1–46.
14. *Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J.* Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with applications to carbonatites / In: Morphology and Phase Equilibria of Minerals, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association, Bulgarian Academy of Science: Sofia. 1986. P. 313–322.
15. *Lentz D.R.* Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. V. 27. P. 335–338.
16. *Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Дайки мраморов и кальцифиров Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022.13(5).
17. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (12). С. 1831–1850.

ASSIMILATION OF CARBONATES BY MAFIC MAGMA: FASSAITE GABBRO OF THE OMKHON TERRANE (WESTERN BAIKAL REGION)

Corresponding member of the RAS **E. V. Sklyarov^{a,#}**, **A. V. Lavrenchuk^{b,c,##}**, **D. V. Semenova^b**

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

^b*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian
Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

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

^{##}*E-mail: alavr@igm.nsc.ru, alavr@mail.ru*

The paper characterizes specific gabbro, the main rock-forming mineral of which is fassaite – alumina-rich (up to 12% Al₂O₃) calcium pyroxene, typical for high-temperature metasomatic rocks. In terms of geochemical characteristics, the fassaite gabbro are close to the subalkaline monzogabbro of the Ust-Krestovsky complex, which are widely distributed within the Krestovsky subterrane of the Olkhon terrane (Western Baikal region). At the same time, they differ sharply from the latter in terms of higher content of CaO and MgO and lower content of SiO₂ and Al₂O₃. Fassaite gabbro form several small massifs framed by the Ust-Krestovsky monzogabbro massif, without contacting the latter. A model of the formation of fassaite gabbros due to the assimilation of carbonate material (crustal carbonate melting) by subalkaline mafic magma is proposed.

Keywords: gabbro, fassaite, assimilation, carbonates, Olkhon terrane

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1. Анализы пироксенов из фассаитовых габбро и монцогаббро Усть-Крестовского массива

№ Минерал	S2061b	SE2062		SE2104B			SE2128A		SE4608			SE4609
	Fas	Fas	Di	Fas c	Fas r	Di	Fas1	Fas2	Fas c	Fas r	Di	Di
SiO ₂	45.29	44.07	51.89	42.68	43.79	51.13	42.30	43.62	45.46	46.74	53.55	52.78
TiO ₂	1.70	2.60	0.33	1.82	2.49	0.43	4.15	3.77	1.15	1.47	0.23	нпо
Al ₂ O ₃	11.17	9.75	1.91	11.00	9.13	2.29	10.15	8.63	12.43	9.66	1.59	0.74
FeO _{tot}	7.67	10.64	9.19	9.67	12.53	6.01	11.31	10.73	3.85	3.25	3.14	11.03
MnO	0.31	нпо	нпо	нпо	0.26	0.21	нпо	0.26	нпо	нпо	нпо	0.26
MgO	9.62	8.79	12.27	9.00	7.30	14.53	8.06	8.49	12.02	13.07	16.00	12.21
CaO	23.97	22.69	23.42	23.00	22.33	23.42	22.88	22.65	25.63	25.61	25.65	23.31
Na ₂ O	нпо	нпо	0.47	0.51	0.86	0.43	0.50	0.43	0.28	0.22	нпо	нпо
Сумма	99.75	98.54	99.48	97.68	98.69	98.45	99.35	98.58	100.83	100.01	100.16	100.31
Si	1.702	1.698	1.951	1.639	1.691	1.912	1.622	1.685	1.652	1.711	1.955	1.986
Ti	0.048	0.075	0.009	0.053	0.072	0.012	0.120	0.109	0.031	0.040	0.006	0.000
Al	0.495	0.443	0.085	0.498	0.416	0.101	0.459	0.393	0.532	0.417	0.068	0.033
Fe ³⁺	0.005	0.011	0.028	0.156	0.123	0.081	0.096	0.051	0.117	0.096	0.009	0.000
Fe ²⁺	0.236	0.332	0.261	0.154	0.282	0.107	0.267	0.295	0.000	0.004	0.087	0.347
Mn	0.010	0.000	0.000	0.000	0.009	0.007	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.008
Mg	0.539	0.505	0.688	0.515	0.420	0.810	0.460	0.489	0.651	0.713	0.871	0.685
Ca	0.965	0.937	0.944	0.947	0.924	0.939	0.940	0.937	0.998	1.004	1.003	0.940
Na	0.000	0.000	0.034	0.038	0.064	0.031	0.037	0.032	0.020	0.015	0.000	0.000
Сумма	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998
X _{Ca}	0.55	0.53	0.50	0.59	0.57	0.50	0.56	0.54	0.61	0.58	0.51	0.47
X _{Mg}	0.70	0.60	0.73	0.77	0.60	0.88	0.63	0.62	1.00	0.99	0.91	0.35
Al ^{IV}	0.298	0.302	0.049	0.361	0.309	0.088	0.378	0.315	0.348	0.289	0.045	0.014
Al ^{VI}	0.197	0.141	0.036	0.137	0.106	0.013	0.080	0.077	0.184	0.128	0.023	0.019

Примечание: Содержание Cr₂O₃ и K₂O ниже порога обнаружения; Fas – фассаит, Di – диопсид, нпо - ниже порога обнаружения. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (вес%) в фассаитовых габбро и габброидах Усть-Крестовского массива

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
sample	12A014	16A175	16A178	21A041	21A043	SE1501A	SE4003A	SE4008A	SE4608	SE5055A	10A004A	11A181	11A182A	11A182C
SiO ₂	50.25	42.81	44.22	41.87	42.51	44.69	44.12	42.35	44.04	43.71	48.15	52.1	49.39	57.15
TiO ₂	1.14	2.67	2.54	4.95	2.51	2.23	2.30	1.38	1.86	2.09	2.87	1.63	2.29	0.96
Al ₂ O ₃	12.88	8.98	11.88	10.21	11.95	10.62	11.51	13.33	10.34	11.02	16.55	19.85	18.45	20.95
Fe ₂ O ₃	3.00	2.57	3.64	2.46	2.20	3.91	2.62	2.25	1.21	2.56	2.78	2.31	2.39	1.31
FeO	7.42	8.58	6.00	8.78	7.83	7.56	7.69	3.37	4.92	7.12	8.56	6.16	8.25	3.91
MnO	0.19	0.17	0.10	0.16	0.12	0.20	0.18	0.09	0.07	0.13	0.16	0.11	0.15	0.06
MgO	5.22	7.31	8.78	4.74	7.76	6.58	7.28	11.42	11.39	8.08	4.31	3.29	3.49	1.72
CaO	14.91	22.85	19.01	22.14	19.95	20.77	20.87	21.55	22.34	18.22	7.52	7.08	6.52	4.90
Na ₂ O	2.94	0.79	0.84	0.79	1.02	1.26	0.72	0.64	0.84	1.51	3.94	4.00	4.41	6.07
K ₂ O	0.47	0.08	0.15	0.11	0.43	0.13	0.45	0.23	0.21	0.80	2.53	1.43	2.31	1.76
P ₂ O ₅	0.33	2.05	0.14	2.29	0.25	0.47	0.19	0.09	0.15	0.15	0.64	0.44	0.89	0.30
H ₂ O-	0.08	0.09	0.07	0.12	0.03	0.08	0.07	0.05	0.03	0.08	0.07	0.10	0.04	0.06
LOI	0.97	0.58	1.27	0.77	1.15	0.84	1.35	1.25	0.78	3.06	1.48	1.43	1.54	0.88
Total	100.26	100.21	100.32	99.75	100.21	100.31	100.34	99.96	100.19	100.39	99.91	99.93	100.12	100.03
CO ₂	0.45	0.68	1.68	0.36	2.50	0.89	0.99	1.96	2.00	1.86	0.18	НПО	НПО	НПО

Таблица 2. Окончание

N	15	16	17	18	19	20
sample	11A182D	12A183A	12A183C	12A184B	16A191	SE4609
SiO ₂	50.32	49.69	46.96	46.68	65.65	57.12
TiO ₂	2.25	1.95	2.60	2.74	0.7	1.19
Al ₂ O ₃	18.1	19.66	18.28	18.59	15.97	19.72
Fe ₂ O ₃	1.88	4.05	3.38	4.38	1.22	0.70
FeO	8.55	6.59	8.74	8.28	3.47	5.86
MnO	0.15	0.12	0.17	0.16	0.09	0.09
MgO	3.38	3.16	4.63	3.95	1.19	2.45
CaO	6.33	7.00	8.00	7.85	2.71	5.96
Na ₂ O	4.43	4.14	3.57	3.83	4.16	5.25
K ₂ O	2.44	2.04	1.73	1.55	3.72	0.70
P ₂ O ₅	0.87	0.72	0.61	0.63	0.22	0.52
H ₂ O-	0.04	0.06	0.06	0.07	0.03	0.08
LOI	1.41	1.11	1.69	1.33	0.71	0.49
Total	100.15	100.4	100.42	100.12	99.84	100.21
CO ₂	нпо	0.11	нпо	0.08	нпо	0.09

Примечание. 1-10– фассайтовые габбро, 11-20 – габброиды Усть-Крестовского массива. нпо – содержание ниже предела обнаружения. Жирным шрифтом выделены датированные пробы. Анализы в таблицах 2, 3 выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в фаяситовых габбро и габброидах Усть-Крестовского массива

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
sample	21A043	SE4608	SE4003A	16A175	11A181	SE1503C	12A184A	12A184B	12A183C	11A186	11A182D	10A004A	12A183A
Rb	27.8	30	17.7	21.4	20.2	30.8	51.9	47	26.2	8.6	4.5	16.5	3.1
Sr	914	775	724	634	600	787	853	882	715	204	113	239	225
Ba	596	366	486	585	498	411	1086	642	679	141	81	154	68
La	16.5	28.8	16.2	24	23	19.8	43.9	30.2	17.3	10.4	9.4	10.5	30.4
Ce	39.6	69.4	36.9	59.8	60.6	46.7	98.2	69	40.4	23.8	23.7	24.8	71.7
Pr	5.4	9.22	4.91	8.07	8.45	6.2	12.31	8.96	5.4	3.37	3.56	3.5	8.71
Nd	22.8	36.7	21.3	35	37.5	26.4	48	36.6	24.1	15	15.7	15	35.7
Sm	5.61	8.57	4.5	7.34	7.98	6.45	10.79	8.92	5.09	3.9	4.23	3.72	7.68
Eu	1.9	2.62	1.85	2.28	2.1	2.05	3.07	2.79	1.94	1.17	1.23	0.89	1.94
Gd	5.11	6.96	4.49	7.09	7.45	5.63	8.55	7.69	4.82	3.87	3.9	3.28	7.09
Tb	0.73	1.08	0.61	0.98	1.03	0.81	1.25	1.11	0.63	0.62	0.62	0.53	1
Dy	4.03	6.26	3.33	5.34	5.66	4.53	6.91	6.21	3.32	3.87	3.87	3.18	5.89
Ho	0.75	1.18	0.61	1.03	1.08	0.83	1.2	1.12	0.59	0.82	0.83	0.66	1.17
Er	1.89	3.16	1.59	2.74	2.82	2.14	3.12	2.88	1.49	2.2	2.27	1.79	3.04
Tm	0.27	0.44	0.22	0.38	0.41	0.3	0.43	0.4	0.19	0.33	0.31	0.28	0.45
Yb	1.63	2.48	1.34	2.43	2.57	1.84	2.55	2.4	1.11	1.99	1.89	1.89	2.66
Lu	0.26	0.39	0.19	0.34	0.38	0.29	0.41	0.38	0.17	0.28	0.26	0.33	0.42
Y	20.4	40.4	15.2	24.9	26.7	23	33.8	30.6	14.2	21.1	22.9	18	31.1
Zr	17	44.8	22.4	21	31.5	31	69.3	46.7	18.2	251.3	221	314.5	241.7
Hf	0.84	2.14	0.82	1.21	1.78	1.57	1.73	1.54	0.66	7.43	5.91	10.86	7.41
Ta	0.78	0.66	0.96	2.24	2.23	0.81	1.76	1.33	1.01	0.29	0.3	0.38	0.13
Nb	13.5	16.7	10.8	20	21.6	13.1	31.4	18.7	11.2	2.8	2	4.2	1.4
Pb	3.47	10.9	3.6	2.7	2.67	2.76	5.14	4.19	3.37	2.62	1.67	3.01	3.69
Th	1.83	2.77	1.77	0.84	0.53	0.72	1.79	1.28	0.77	1.12	0.92	2.25	1.53
U	0.49	1	0.62	0.56	0.33	0.26	0.79	0.55	0.36	0.6	0.53	1.07	0.81

Примечание. 1-4 – фаяситовые габбро, 5-13 – габброиды Усть-Крестовского массива.

УДК 553.08

НЕОБЫЧНАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КАМБАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (КАМЧАТКА)

© 2024 г. Г. А. Пальянова^{1,*}, С. Н. Рычагов², Е. Н. Светова³, Т. Н. Мороз¹, Ю. В. Сереткин¹, Е. И. Сандмирова², академик РАН Н. С. Бортников⁴

Поступило 13.07.2024 г.

После доработки 16.07.2024 г.

Принято к публикации 16.07.2024 г.

Исследованы образцы кремнистых отложений Южно-Камбального Центрального термального поля (ЮКЦ), содержащих уникальную рудную минерализацию. Для исследования использовались оптическая микроскопия, сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ, рентгенофазовый анализ, метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и спектроскопия комбинационного рассеяния. В кремнистых отложениях обнаружены повышенные концентрации и широкий спектр редких и редкоземельных элементов. Наряду с минералами кремнезёма (кварц, могонит, кристобалит-тридимитовый опал), оксидами (гематит, анатаз), гидроксидами (гётит), сульфатами (барит с примесями Sr, гипс), установлены сульфиды (пирит, марказит, халькопирит, халькозин), фосфаты (ксенотим-(Y) с примесями лантаноидов, S, Ca и As; берлинит, $AlPO_4$ с примесями V) и апатит. Выявлены субграфические сростания анатаза и кварца, нередко в ассоциации с пиритом. Подобная минерализация ранее не диагностирована в геотермальных системах Курило-Камчатского региона и отражает физико-химическую специфику глубинных металлоносных растворов ЮКЦ.

Ключевые слова: Камчатка; Южно-Камбальное Центральное термальное поле; кремнистые отложения; минеральный и химический состав; специфика рудоотложения газо-гидротермальными растворами

DOI: 10.31857/S2686739724110108

Курило-Камчатский регион входит в “Тихоокеанское огненное кольцо”, в котором находится большинство современных вулканов и крупнейших газо-гидротермальных систем мира: Гейзерс (США), Камоджанг (Индонезия), Мацукава (Япония), Кошелевская (Камчатка, Россия). На южной оконечности полуострова Камчатка расположен Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район [1, 2]. Он включает в себя известное

Паужетское вододоминирующее геотермальное месторождение, которое активно эксплуатируется с 1967 года (Паужетская ГеоЭС установленной мощностью 12 МВт). В 15 км юго-западнее на склоне вулкана Кошелева в конце XX века разведано пародоминирующее Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение (потенциальная электрическая мощность более 100 МВт). Третья крупная геотермальная система района приурочена к Камбальному вулканическому хребту – резургентному тектоно-магматическому поднятию в Паужетской кальдере. Основная часть хребта сложена цепочкой стратовулканов, экструзиями и субвулканическими телами плиоцен-плейстоценового возраста от андезидацитового до базальтового состава. Преобладают породы среднего состава (андезиты), в основном пропилитизированные и аргиллизированные. Современная гидротермальная деятельность в виде парогазовых струй и кипящих источников приурочена к осевой зоне хребта и локализована в трёх группах термальных полей (т/п): Северо-,

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

³Институт геологии Федерального исследовательского центра “Карельский научный центр Российской Академии наук”, Петрозаводск, Россия

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

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

Центрально- и Южно-Камбальной. Наиболее интересной для исследований, крупной по площади и мощной по выносу тепла (около 2000 ккал/сек) является Южно-Камбальная группа т/п. Она расположена в 7 км от активного кратера вулкана Камбальный и включает 3 т/п: Дальне-, Центрально- и Ближне-Камбальное.

На Южно-Камбальном Центральном термальном поле (ЮКЦ) (рис. 1 а), ранее был изучен комплекс минералов толщи гидротермальных глин и водных котлов [3]. Минеральный состав кремнистых отложений (разрушенных эрозией кремнистых “плащей”), распространённых на остывших участках термального поля, не исследован (рис. 1 а, контур 2). Между тем, кремнистые отложения широко распространены на геотермальных системах Камчатки (Паужетской, Мутновской, Узон-Гейзерной и других) и характеризуют условия разгрузки восходящих металлоносных флюидов. Таким образом, изучение кремнистых отложений ЮКЦ даст дополнительный материал к пониманию процессов минералообразования в геотермальных системах.

Для исследования минерального состава кремнистых отложений взяты несколько типичных образцов (рис. 1 б–е). Изготовлено и изучено около двух десятков шлифов и аншлифов. Петрографическое изучение шлифов кремнистых отложений выполнено с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Р-211. Электронно-микроскопические исследования

напылённых углеродом аншлифов были проведены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (“TescanOrsayHolding”), оснащённом системой микроанализа “INCA” Energy 450+ (Аналитический центр ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск, аналитик Н. С. Карманов). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и времени накопления спектров 20 сек. Пределы обнаружения рудных элементов составляли десятые доли процента. Погрешность определения основных компонентов с концентрацией более 10–15 мас.% не превышала 1 отн.%, а компонентов с концентрациями 1–10 мас.% – < 2 отн.%.

Спектры комбинационного рассеяния (КР) минералов в образцах сняты при комнатной температуре на спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с детектором LN/CCD на 1024 пикселя в геометрии обратного рассеяния с использованием микроскопа Olympus BX41 (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Для возбуждения спектров использовалась длина волны 532 нм Nd:YAG-лазера. Время накопления сигнала в спектральном диапазоне комбинационного рассеяния 10–1200 см⁻¹ варьировалось от 20 до 40 мин.

КР спектры полиморфов кремнезёма получены на дисперсионном рамановском спектрометре Nicolet Almega XR (Thermo Fisher Scientific), оснащённом Nd:YAG лазером длиной волны 532 нм (ИГ ФИЦ “Карельский научный центр РАН”,

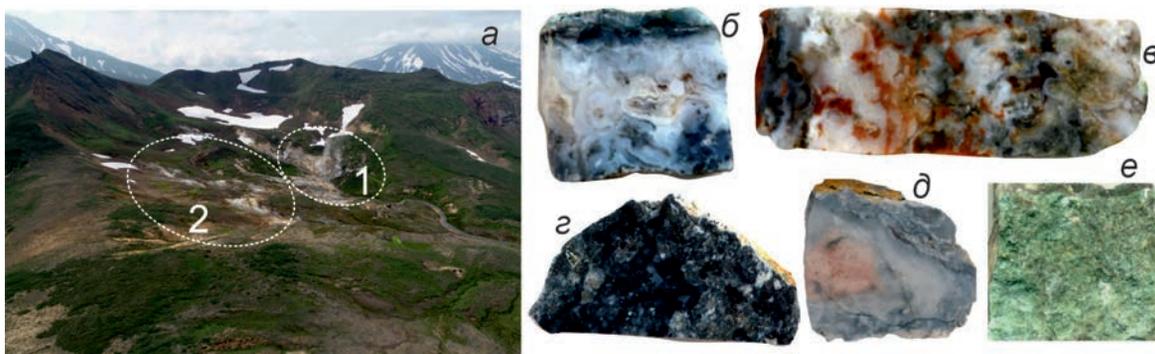


Рис. 1. Южно-Камбальное Центральное термальное поле (а): на дальнем плане справа – вулкан Кошелева, слева – Камбальный, на ближнем плане справа – горячий участок (контур 1), слева – холодный участок с кремнистыми отложениями (контур 2), на котором собирались образцы, и фото типичных образцов кремнистых отложений ЮКЦ (б–е): (б) кварц-халцедоновые образования с включениями темных прожилков, линз с сульфидами; на поверхности присутствуют “плёнки” (прожилки по трещинам отдельности) зелёного материала (№ 1/21); (в) образец с кавернами и тёмными прожилками, линзами, пятнами, характерными для приповерхностных зон вскипания (№ 4/21); (г) чёрно-серые неоднородные кремнистые отложения с сульфидами (№ 5/21); (д) образец с тёмно-серыми полосами с сульфидами в краевых частях (7/21); (е) образец с неполированной поверхностью: серые неоднородные кремнистые отложения, покрытые “плёнкой” зелёного цвета, толщина “плёнки” 3–5 мм (№ 9/21). Размер образцов от 2.5–5 до 5–7 см.

Петрозаводск). Анализ спектральных параметров (положение, полуширина и интенсивность пиков) произведён с помощью программного обеспечения OMNIC (версия 8.2). Содержание моганита измерено в соответствии с алгоритмом и калибровочной кривой, предложенным в работе [4].

Минеральный состав порошковых препаратов кремнистых образований (образцы № 1,4,7/21) изучен на рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA Thermo Scientific с медным излучением (ИГ ФИЦ “Карельский научный центр РАН”, Петрозаводск). Интенсивно окрашенные в чёрный цвет фрагменты образцов (№ 1,5/21) были выколоты, и дополнительно изучены на дифрактометре Stoe STADI MP (излучение $\text{CuK}_{\alpha 1}$, графитовый монохроматор) (ИГМ, Новосибирск). Отдельные фрагменты образца 5/21 и 9/21 были также изучены с использованием монокристалльного дифрактометра Stoe IPDS-2T (излучение $\text{MoK}_{\alpha 1}$, графитовый монохроматор) в геометрии Гандольфи. Интегрирование накопленных двухкоординатных фреймов проведено с использованием пакета программ XArea (Stoe). Обработка

дифракционных профилей проводилась в программных пакетах Stoe WinXPOW 2.21 и Match 3.5.3.109. Идентификация минералов, присутствующих в образцах, проведена с использованием базы порошковых данных PDF-4+.

Определение редких и редкоземельных элементов в образцах кремнистых отложений выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies, Сингапур) в ИГ ФИЦ “Карельский научный центр РАН” (аналитик А. С. Парамонов). Кислотное разложение образцов в автоклаве и ИСП-МС анализ проведены в соответствии с опубликованной методикой [5].

Результаты исследования минерального состава образцов (рис. 1 б) выявили, что в кварц-халцедоновой матрице в тёмных прожилках присутствуют сульфиды железа и меди – пирит (рис. 2 а–в) и халькопирит (рис. 2 б, в), фосфат иттрия, предположительно идентифицированный как ксенотим-(Y), на основании полуколичественных данных PCMA, (рис. 2 г, д) и сульфат бария –

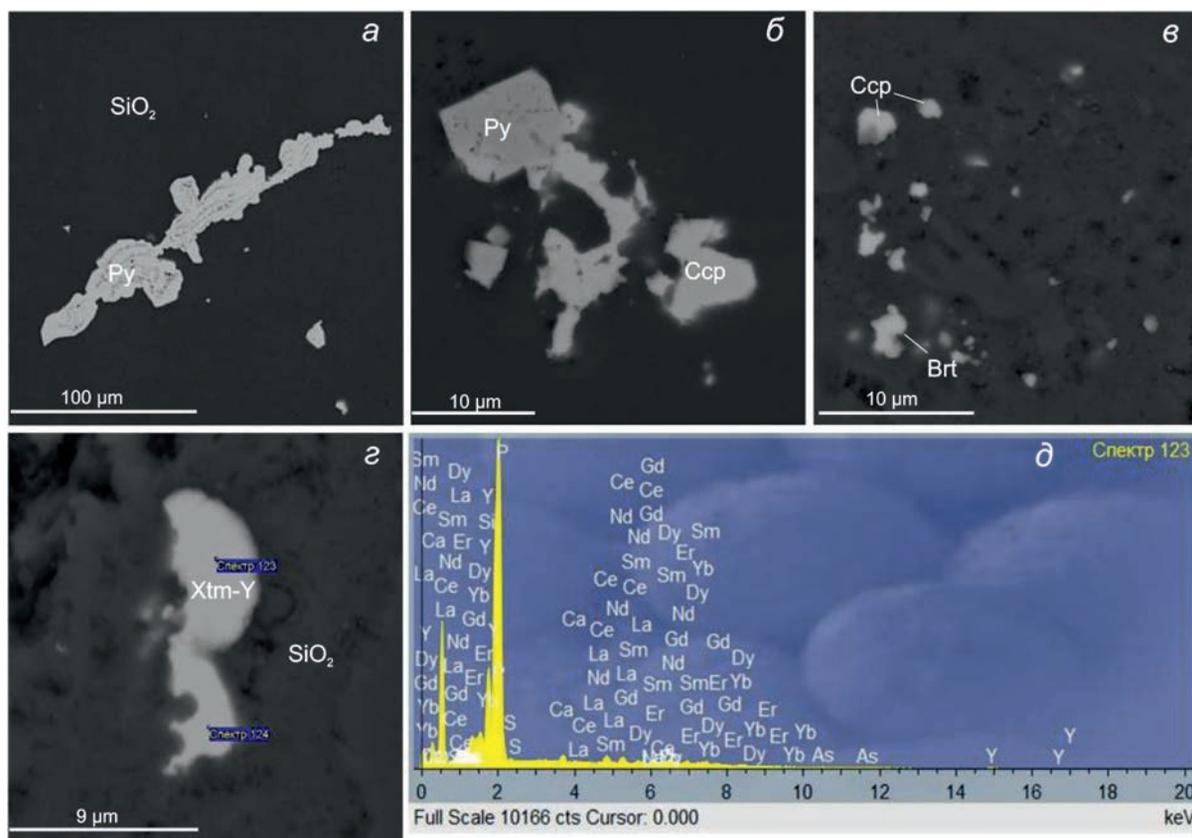


Рис. 2. BSE-фото минеральных включений в кварц-халцедоновой матрице образца № 1/21 (рис. 1 б) – пирита (Py), халькопирита (Ccp), барита (Brt) и ксенотима (Xtm-Y) (а–г) и энергодисперсионный рентгеновский спектр, отражающий состав ксенотима (д).

барит (рис. 2 в). Пирит представлен дендритоподобными сростками кристаллов или единичными кристаллами в кварце. Для агрегатов пирита характерно ритмичное строение: чередуются зоны пирита и халцедона (рис. 2 а). Ксенотим-(Y), барит и халькопирит встречаются в виде гипидиоморфных зёрен в силикатной матрице. В составе барита установлены примеси стронция (1.4–1.7 мас.%). Ксенотим-(Y) содержит примеси лантаноидов (рис. 2 д). Выявлены высокие содержания (в мас.%) Ce (1.4–4.3), Yb (2.5–3.7), Dy (2.6–3.5) и Er (2.6–3.1), более низкие для Gd (1.3–1.9), Nd (1.2–1.6), Sm, La (<1). В ксенотиме-(Y) присутствуют также примеси Ca (0.6–0.8), Si (0.4–10.2), As (<0.6) и S (<0.2). Концентрации Y достигают 31.9 мас.%, P – 14.2 мас.%. Присутствие Si связано с влиянием кремнистой матрицы анализируемого образца. Размеры включений ксенотима 5–20 мкм.

В чёрно-серых кремнистых отложениях (образец № 5/21, рис. 1г) наряду с кварцем, могонитом и пиритом установлены марказит, апатит ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$) и анатаз (TiO_2). На рис. 3 приведены КР-спектры, подтверждающие присутствие анатаза с примесью кварца (а, спектр 1), марказита с примесью пирита (а, спектр 2), а также пирита с примесью апатита (б, спектр 1) или пирита с кварцем и могонитом (б, спектр 2). Низкотемпературные минералы – анатаз и марказит характерны для геотермальной системы ЮКЦ.

Анатаз и кварц образуют необычные субграфические сростания (рис. 4 а, в–д; 5 а). По результатам РСМА в аналитических точках, расположенных в этой области, согласно данным многочисленных спектров, как на рис. 4 б, характерен состав TiSiO_4 (и примеси ванадия, железа и кальция в количествах от 0.2 до 1.4 мас.%). Анатаз-кварцевые сростания часто находятся в окружении агрегатов крупных кристаллов пирита или вблизи скоплений мелких кристаллов (рис. 4 а, в, г). В кристаллах пирита иногда встречаются анатаз-кварцевые включения (рис. 4 а, д).

На рис. 5 а схематически белым пунктиром обведено исходное зерно анатаза одного из фрагментов образца 5/21, окрашенного в чёрный цвет и содержащего непрозрачную белую фазу (рис. 1 г). Черными стрелками показаны направления растворения/замещения анатаза. Рис. 5 б–д демонстрирует распределение элементов по площади, содержащей сростания анатаза и кварца в ассоциации с пиритом. По-видимому, пирит совместно с кварцем кристаллизовались позднее анатаза. Подобные сростания – это результат замещения анатаза кварцем.

Изучение шлифов кремнистых отложений в проходящем свете показало, что их микроструктура представлена зонами разнотермических агрегатов кварца и волокнистых разновидностей халцедона (рис. 6). Часто наблюдаются подобные агатовым ритмично-полосчатые и концентрически-зональные текстуры, обусловленные

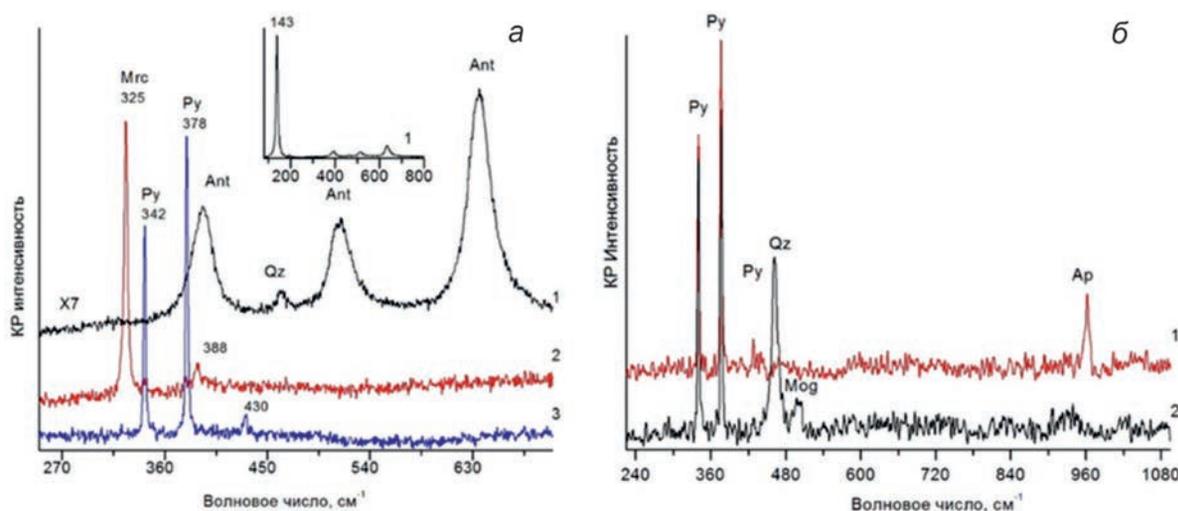


Рис. 3. КР-спектры фаз в образце № 5/21 (рис. 1г): (а) 1 – фрагмент спектра анатаза (Ant) с кварцем (Qz) с 7-кратным увеличением, на вставке КР-спектр анатаза в диапазоне $100\text{--}800\text{ см}^{-1}$; 2 – марказит (Mrc) с незначительной примесью пирита (Py), 3 – пирит; (б) 1 – пирит с примесью апатита (Ap); 2 – пирит с кварцем и могонитом (Mog).

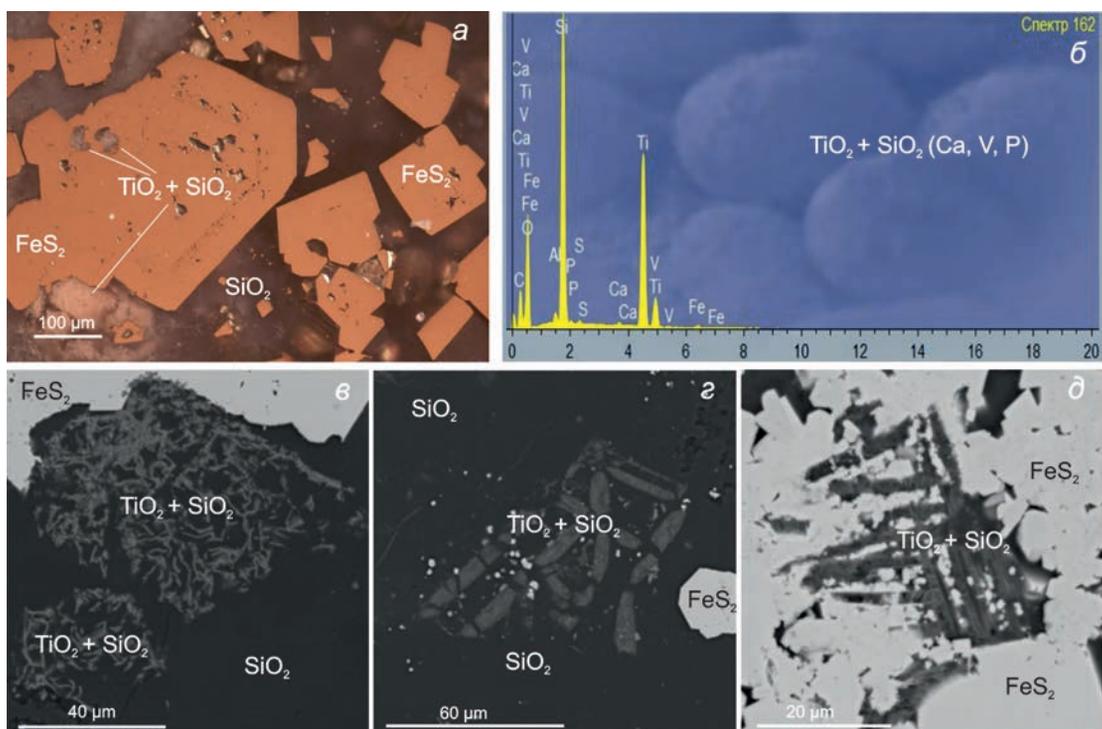


Рис. 4. Оптическое (а) и СЭМ-фото (в–д) фрагментов одного из образцов (5/21, рис. 1 г), содержащих кварц-анатаз-пиритовые субграфические сростания и спектр, отражающий состав в точках, расположенных в области подобных структур (б).

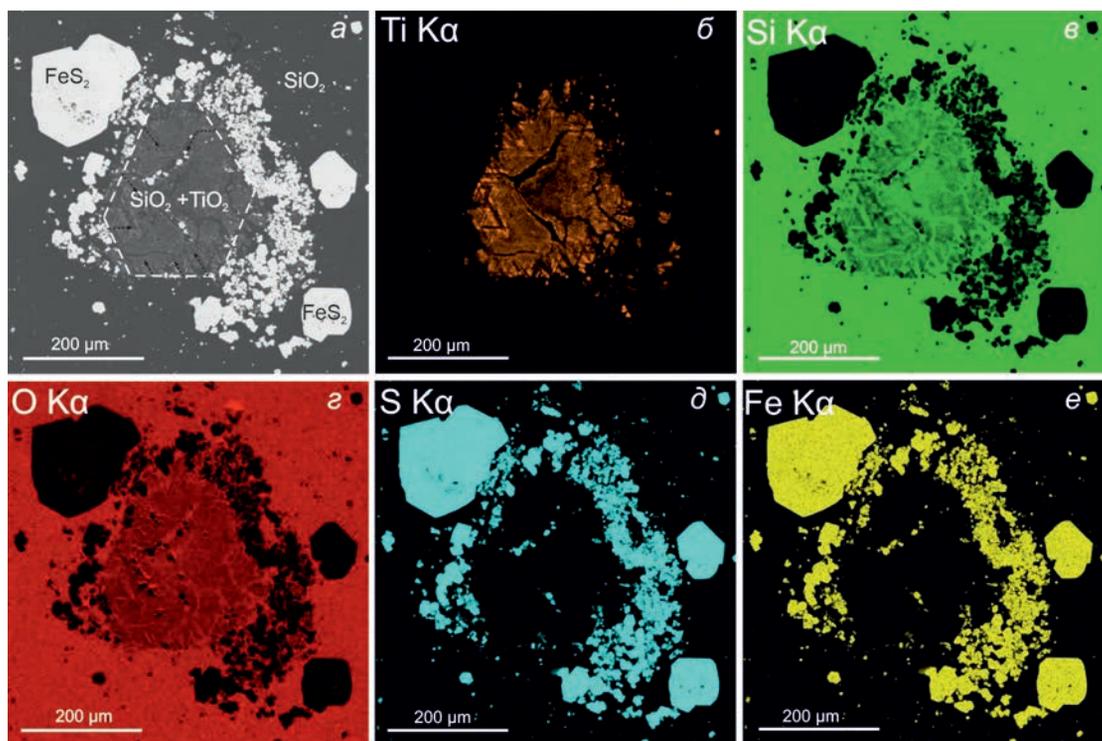


Рис. 5. СЭМ-фото зерна анатаза, замещаемого кварцем в окружении кристаллов пирита (а) и карты распределения Ti (б), Si (в), O (г), S (д) и Fe (е) в анатаз-кварц-пиритовых агрегатах. Фрагмент образца 5/21, рис. 1 г).

чередованием слоёв тонковолокнистого и сферолитового халцедона, кварцина, микрокристаллического кварца (рис. 6 а). В отдельных зонах встречаются кварцевые микрожеоды с внутренними пустотами (рис. 6 б). Ритмичная зональность нередко подчёркивается тонкодисперсными окислами/гидроокислами железа, рассеянными вдоль отдельных полос кремнезёма (рис. 6 б). Характерной особенностью крупных призматических кристаллов кварца, является присутствие ростовых линий, которые также могут быть пигментированы гётитом и гематитом (рис. 6 в). Кроме того, при скрещенных николях выявляются перистые микротекстуры, развитые по границам многих идиоморфных кварцевых кристаллов (рис. 6 в) Для них характерно присутствие блоков, напоминающих перья из-за небольших оптических различий в положениях максимального поглощения.

Локальный анализ ритмично-полосчатых областей кремнистых образований методом КР-спектроскопии показал, что в отдельных микроразделах наряду с α -кварцем часто присутствует моноклинный полиморф кремнезёма – могоанит [6]. Характеристическая линия могоанита с пиком 501 см^{-1} вместе с пиками кварца 464 , 352 , 208 и 128 см^{-1} отмечалась на всех КР-спектрах, полученных с областей волокнистого халцедона, микрозернистого кварца и перистого кварца (рис. 7). При этом на спектрах, соответствующих идиоморфным, призматическим кристаллам кварца, линии могоанита отсутствуют. Содержание могоанита, измеренное в локальных участках варьирует от следовых количеств до 77 мас.%.

Наибольшие значения соответствуют микротекстурам, выполненным сферолитовым (зонтичным) халцедоном (рис. 7) 31–77 мас.%. В параллельно-волокнистых ритмах халцедона содержание могоанита варьирует от 31 до 52 мас.%, в то время как в областях микрозернистого кварца количество могоанита не превышает 37 мас.%. Следы могоанита отмечены в перистых текстурах, развитых по границам призматических кристаллов кварца (рис. 7 в). Присутствие гётита и гематита подтверждается КР-спектрами.

По данным РСМА установлены также сульфат кальция (гипс), алюмофосфат AlPO_4 с примесями V, составы которых определить точно не удалось из-за плохих сумм. Они присутствуют в виде включений в кварце.

Согласно рентгенофазовому анализу в составе образцов ЮКЦ доминирует α -кварц, установлено присутствие кристобалит-тридимитового опала (КТ-опал) до 12%, пирита, гётита и берлинита (AlPO_4 , изоструктурен кварцу). В интенсивно окрашенных в чёрный цвет фрагментах образца № 5/21 (рис. 1 г) количество КТ-опала (45–85%) преобладает над α -кварцем (5–30%), содержание пирита варьирует от 3 до 50%. Во фрагменте образца № 5/21, содержащем кварц-анатаз-пиритовые сростания выявлен анатаз в количестве около 5%. В образце 9/21 (рис. 1 е) установлен ксенотим (2%).

По результатам ICP-MS в составе кремнистых отложений ЮКЦ выявлены повышенные концентрации редких и редкоземельных элементов (в ppm, расположены в порядке убывания): Ва 59–169, Ti 73–86, Mn 17–21, Sr 8–11, Li 1.7–7.2,

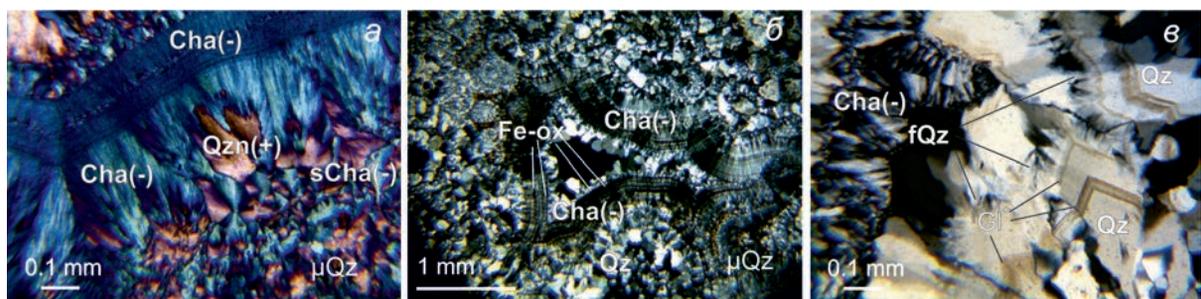


Рис. 6. Микрофотографии шлифов кремнистых отложений (образец 4/21, рис. 1 в) в проходящем свете, иллюстрирующие разнообразие микротекстур кремнезёма: а – чередование ритмов, образованных мелкозернистым кварцем (μQz), сферолитами халцедона ($s\text{Cha}(-)$), волокнистым халцедоном ($\text{Cha}(-)$), кварцином ($\text{Qzn}(+)$); б – кварцевая микрожеода с внутренней полостью, окружённая концентрическими-зональными микротекстурами, образованными волокнистым халцедоном, микро и макрокристаллическим кварцем (Qz), тонкодисперсными гётитом и гематитом (Fe-ox); в-развитие перистых текстур ($f\text{Qz}$) по границам призматических кристаллов кварца с ростовыми линиями (Gl), пигментированными гётитом и гематитом. Фото (а) – в скрещенных николях и введённой гипсовой пластинкой; (б, в) – в скрещенных николях.

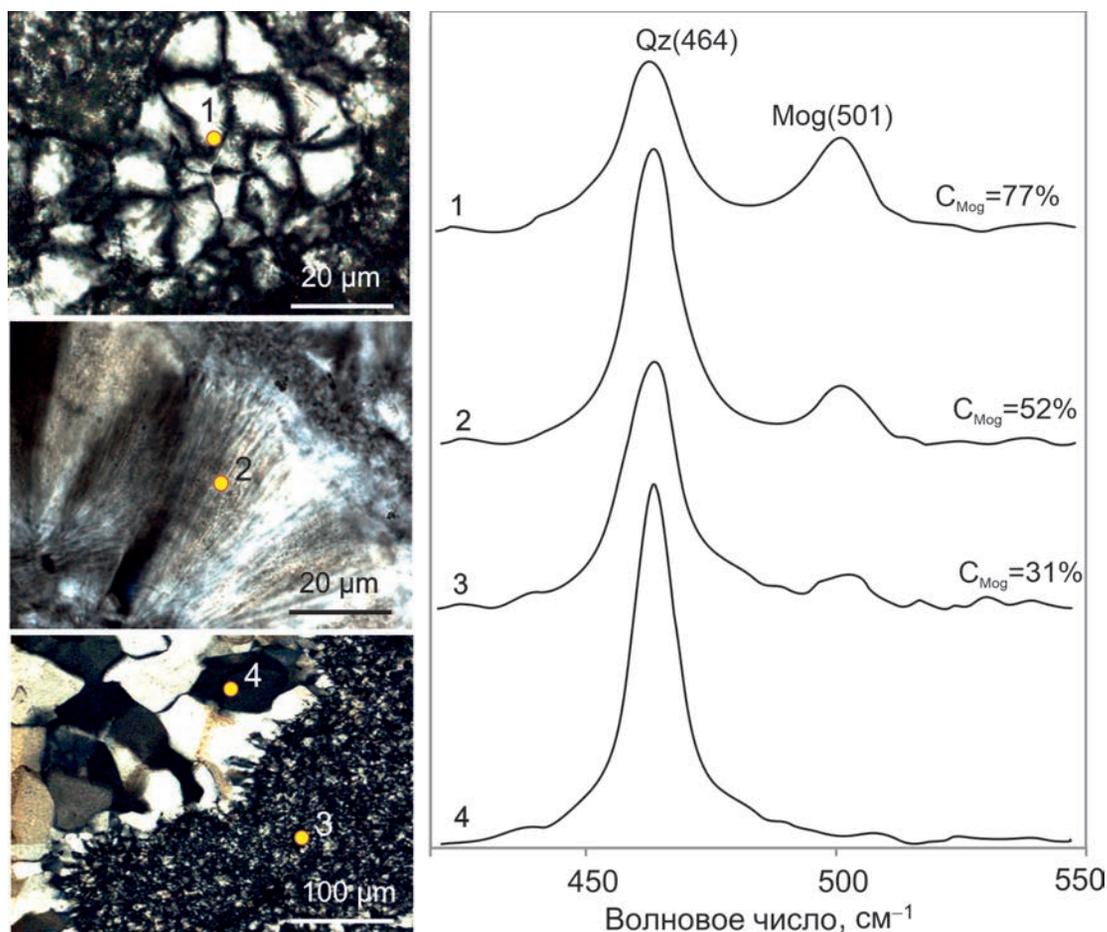


Рис. 7. Микрофотографии шлифов в поляризованном свете и КР-спектры локальных участков кремнистых отложений, выполненных сферолитовым (1) и волокнистым (2) халцедоном, мелкозернистым (3) и кристаллическим (4) кварцем. Участки анализа обозначены на фото жёлтыми точками. На спектрах присутствуют характерные полосы α -кварца (Qz) и могонита (Mog). C_{Mog} – содержание могонита.

V 1–7, Zr 4–6, Rb 3–4, Cu 2–4, Zn 2–3, Y 2–4, Ce 1.7–2.6, Nd 1–1.4, Pb 1–1.8, U 0.2–1.9, La, Cr до 1.3, As, Ni до 1, Dy до 0.8, Ga до 0.6, Tl до 0.5, Sm, Gd, Er, Tm, Th и Yb до 0.4, Be, Co, Sn, Nb, Pr до 0.3, Sb, Cs, Sc, Hf и Ta до 0.2, Mo, Eu, Ho до 0.1, W до 0.08, Tb до 0.07, Lu до 0.06, Cd, Te до 0.02, Bi до 0.01, Ag до 0.005.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В исследуемых кремнистых отложениях ЮКЦ обнаружен широкий спектр химических элементов, включающий Fe, PЗЭ, V, Ba, Ca, Sr, Ti, O, S, As и P. Они образуют собственные минералы, либо входят в состав минералов в качестве микропримесей. Минералы кремнезёма представлены халцедоном, крупно- и микрокристаллическим кварцем, кварцином, могонитом, КТ-опалом. Наряду с разновидностями SiO_2 ,

в кремнистых отложениях выявлены сульфиды – пирит, марказит, халькопирит, сульфаты – барит (с примесями Sr), фосфаты – ксенотим YPO_4 (с примесями лантаноидов, Ca, As), апатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, берлинит AlPO_4 , а также анатаз TiO_2 (с примесями V, P, Ca), гидроксид и оксид железа (гётит, гематит).

Следует отметить субграфические структуры, состоящие из анатаза и кварца, встречающиеся в кремнистых отложениях. Силикат титана (TiSiO_4), выявленный по результатам РСМА (рис. 4 д), оказался смесью анатаза и кварца, согласно данным КР-спектроскопии (рис. 3) и РФА. Полученные результаты не подтверждают существование возможных полиморфных модификаций силиката титана (TiSiO_4), предсказанных в теоретических исследованиях, выполненных с использованием теории функционала

плотности [7]. Микроструктура образцов с анатаз-кварцевыми сростаниями имеет сходство с микроструктурой $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$ смесей, нагретых до высоких температур, соответствующих температурам плавления TiO_2 и SiO_2 и отожженных при более низких температурах [8]. Изучению фазовых равновесий в системе $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$ посвящено большое количество работ [9], однако нет данных для низкотемпературной области. Взаимоотношения SiO_2 и TiO_2 , установленные в природных системах, могут быть весьма информативны при построении фазовой бинарной диаграммы в низкотемпературной области. Согласно фазовой диаграмме $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$, при быстром охлаждении расплава в жидкофазной области распад фаз протекает по спинодальному механизму с образованием иерархически организованных наноструктур [8], которые устойчивы и при обычных температурах. Растворимость SiO_2 в TiO_2 и TiO_2 в SiO_2 , по-видимому, очень низкая в низкотемпературной области.

В природе TiO_2 существует в трёх кристаллических формах: анатаз, рутил, брукит. Анатаз известен как самая фотокаталитически активная фаза TiO_2 . Она устойчива при температурах ниже 600°C [10]. Ti-содержащая оксидно-силикатная фаза ранее установлена в верхнем слое микроплёнок на поверхности пирита, встречающегося в гидротермальных глинах ЮКЦ [11]. Образование этой фазы объясняется высокими сорбционными свойствами пирита. Генезис субграфических структур кварца с анатазом в присутствии пирита и без него в кремнистых отложениях ЮКЦ, по-видимому, связан с растворением и замещением анатаза кварцем в результате взаимодействия Fe, H_2S , Si-содержащих кислых термальных вод с вулканическими породами.

Особенностью кремнистых отложений ЮКЦ является наличие ксенотима-(Y). Этот минерал встречается часто как аксессуарный в гранитоидах, пегматитах, а также в метаморфических породах, гидротермальных жилах, в кремнисто-обломочных осадочных породах [12]. Формулу ксенотима-(Y) можно представить, как AXO_4 , где $\text{A} = \text{Y}$, RЗЭ, U, Th, Pb, Ca и $\text{X} = \text{P}$, Si, As, S. Состав ксенотима-(Y) в кремнистых отложениях ЮКЦ отличается от ксенотима-(Y) в других природных объектах разного генезиса [12]. В нём нет примесей U, Th и Pb, но присутствуют значительные концентрации Yb, Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er. Среди RЗЭ доминирует Yb, Ce, Dy и Er.

Другой особенностью изучаемых кремнистых отложений является высокое содержание могоanita (до 77 мас.%), выявленного в сростании

с волокнистым халцедоном и мелкозернистым кварцем. Могонит является метастабильным минералом и с течением геологического времени в связи с потерей силанольной воды может трансформироваться в стабильную фазу α -кварца [13]. Обычно он встречается в относительно молодых (фанерозойских) образованиях, например, в виде незначительной примеси в халцедоновых конкрециях, кремнях и агатах. Присутствие большого количества могонита в изучаемых кремнистых породах соответствует их геологическому возрасту, а также может свидетельствовать об обогащении железом и/или щёлочности минералообразующих растворов [14].

Присутствие ритмично-полосчатых структур, образованных волокнистыми разностями кремнезема (халцедоном, кварцином) и мелкозернистого кварца в образцах ЮКЦ как в агатах (рис. 5), так и наличие агатовых миндалин в андезитах и андезибазальтах, слагающих основания термальных полей [15], свидетельствует об участии геля кремнекислоты и кислых гидротермальных растворов, образующихся в приповерхностных зонах вскипания глубинных флюидов. Ростовые линии в кристаллах кварца указывают на низкую температуру минералообразующего флюида и резкие колебания pH-условий и/или концентраций кремнезёма [16]. Наличие перистых текстур, часто отмечающихся в гидротермальном кварце, может указывать на перекристаллизацию из бывшего волокнистого, богатого водой халцедона [17].

Минеральные ассоциации в кремнистых отложениях отличаются от таковых в гидротермальных глинах ЮКЦ: в основании толщи глин установлены карбонатные конкреции, имеющие сложный химический и минеральный составы [3]. Наряду с арагонитом в конкрециях присутствуют карбонаты железа и марганца, кремнисто-железо-марганцевые образования, соединения азота, что не характерно для кремнистых отложений. Ранее в гидротермальных глинах, залегающих на геотермальных полях Южной Камчатки, было установлено присутствие микро- и наноминеральных смесей, включающих кристаллические, аморфные и переходные минеральные фазы преимущественно с катионами ряда металлов (Fe, Al, Ti, Na, Mg, Ca, K, Mn, Ba), а также с Si, S, N, S, F и Cl.

Минеральный состав кремнистых отложений ЮКЦ зависит от состава пород в вулканических постройках и отражает изменение физико-химических параметров среды минералообразования. В пределах термальных полей аргиллизация

пород и образование глинистых и кремнистых “плащей” происходит в условиях мощной разгрузки парогидротерм в виде водных и грязеводных котлов, пульсирующих источников, парогазовых струй и парящих площадок при температуре около 100°C на дневной поверхности (рис. 1 а). На термальных полях разгружается поток глубинных восходящих минерализованных растворов щелочного типа, при смешении которых с метеорными водами и конденсатом пара формируются кислые термальные воды с повышенной минерализацией [1].

Результаты минералогических исследований подтверждаются данными элементного химического анализа образцов ЮКЦ, выполненного методом ICP-MS. Они характеризуются повышенными содержаниями редких и редкоземельных элементов. Источником металлов, прежде всего редких, а также фосфора предполагается восходящий минерализованный геотермальный флюид.

Составы минералов, слагающих глинистые и кремнистые отложения, отражают условия взаимодействия пород с газо-гидротермальными растворами и соответствуют определённому этапу развития этой геотермальной системы. В структуре геотермальных аномалий формируется единая система “гидротермально-метасоматическая порода – газо-водный флюид – новообразованные минеральные соединения”, каждый элемент которой участвует в транспорте, накоплении и перераспределении металлов.

ВЫВОДЫ

Проведённые минералогические исследования типичных образцов кремнистых отложений ЮКЦ выявили присутствие уникальной рудной минерализации и микротекстуры особенности газогидротермальных отложений. Наряду с разновидностями SiO₂ в них выявлены минералы титана, железа, меди, РЗЭ, фосфора и бария. Характерны субграфические структуры анатаза и кварца, нередко в ассоциации с пиритом.

По сравнению с минеральным составом гидротермальных глин ЮКЦ в кремнистых отложениях присутствуют фосфат иттрия, предположительно ксенотим-(Y) (с примесями лантаноидов, S, Ca, As), анатаз (с примесями V, P, Ca), алюмофосфат с примесями V и отсутствуют карбонаты, Mn-оксиды и гидроксиды.

Присутствие большого количества могонита в изучаемых кремнистых отложениях ЮКЦ соответствует их геологическому возрасту,

а также может свидетельствовать об обогащении железом и/или щёлочности минералообразующих растворов.

Выявленные минеральные ассоциации ранее не диагностированы в геотермальных системах Курило-Камчатского региона. Необычная минерализация кремнистых отложений и гидротермальных глин отражает физико-химическую специфику глубинных металлоносных растворов Южно-Камбального Центрального термального поля.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН (№ 1022040701071-3-1.5.7-1.5.7), ИГМ СО РАН (№ 122041400237–8) и ИГ КарНЦ РАН (№ 1022040400124-6-1.5.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нурдаев А.А., Чернов М.С., Карташева Е.В., Кузьмина А.А. Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики / Вулканизм и связанные с ним процессы, Мат. XXIII научной конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2020. С. 198–201. <http://www.kscnet.ru/ivs/lgt/wp-content/uploads/2020/12/art51.pdf>
2. Нурдаев И.А., Рычагов С.Н., Феофилактов С.О., Денисов Д.К. Особенности магнитного поля геотермальных систем Паужетского района (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 33–51. <https://doi.org/10.31857/S0203030622060049>.
3. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С., Кравченко О.В., Карташева Е.В. Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 45–60. <https://doi.org/10.31857/S0203030621040052>
4. Götze J., Nasdala L., Kleeberg R., Wenzel M. Occurrence and distribution of “moganite” in agate/chalcedony: A combined micro-Raman, Rietveld, and cathodoluminescence study // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. № 133. P. 96–105.
5. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюк С.В., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Конышев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды КарНЦ РАН. 2023. № 2. С. 73–86. <https://doi.org/10.17076/geo1755>

6. *Kingma K.J., Hemley R.J.* Raman spectroscopic study of microcrystalline quartz // *American Mineralogist*. 1994. № 79. P. 269–273.
7. *Gracia L., Beltrán A., Errandonea D.* Characterization of the TiSiO_4 structure and its pressure-induced phase transformations: Density functional theory study // *Physical Review*. 2009. В 80. 094105. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.80.094105>
8. *Кириллова С.А., Альмяшев В.И., Гусаров В.В.* Спинодальный распад в системе $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$ и формирование иерархически организованных наноструктур // *Наносистемы: Физика, Химия, Математика*. 2012. 3 (2). С.100–115.
9. *Ricker R. W., Hummel A.* Reactions in the System $\text{TiO}_2\text{--SiO}_2$; Revision of the Phase Diagram // *Journal of the American Ceramic Society*. 1951. 34(9). P. 271–279. <https://doi.org/10.1111/j.1151-2916.1951.tb09129.x>
10. *Lee J.G., Pickard C.J., Cheng B.* High-pressure phase behaviors of titanium dioxide revealed by a Δ -learning potential // *J. Chem. Phys.* 2022. 156. 074106. <https://doi.org/10.1063/5.0079844>
11. *Таусон В.Л., Рычагов С.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Смагунов Н.В., Герасимов И.Н., Давлетбаев Р.Г., Логинов Б.А.* Роль поверхностных явлений в концентрировании некогерентных элементов: золото в пиритах гидротермальных глин термальных полей Южной Камчатки // *Геохимия*. 2015. № 11. С. 1000–1014.
12. *Forster H.J.* The chemical composition of REE–Y–Th–U-rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebirge–Fichtelgebirge region, Germany. Part II: xenotime // *American Mineralogist*. 1998. № 83. P. 1302–1315.
13. *Moxon T., Palyanova G.* Agate Genesis: A Continuing Enigma // *Minerals*. 2020. № 10. 953.
14. *Heaney, P.J.* Moganite as an indicator for vanished evaporites: a testament reborn? // *J. Sediment. Res. A Sediment. Petrol. Process*. 1995. P. 633–638. [doi:10.1306/d4268180-2b26-11d7-8648000102c1865d](https://doi.org/10.1306/d4268180-2b26-11d7-8648000102c1865d).
15. *Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Житова Е.С., Рычагов С.Н., Чернов М.С.* Агаты современных термальных полей Камчатки / В сборнике: Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2021. С. 117–120.
16. *Bambauer H.U., Brunner G.O., Laves F.* Beobachtungen über Lamellenbau an Bergkristallen I // *Z. Kristallogr* 1961. № 116. P. 173–181. (in German)
17. *Marinova I., Ganev V., Titorenkova R.* Colloidal origin of colloform-banded textures in the Paleogene low-sulfidation Khan Krum gold deposit, SE Bulgaria // *Miner. Depos.* 2014. № 49. P. 49–74.

UNUSUAL ORE MINERALIZATION OF SILICEOUS ROCKS OF THE SOUTH-KAMBALNY CENTRAL THERMAL FIELD (KAMCHATKA)

G. A. Palyanova^{a, #}, S. N. Rychagov^b, E. N. Svetova^c, T. N. Moroz^a, Yu. V. Seryotkin^a,
E. I. Sandimirova^b, Academician of the RAS N. S. Bortnikov^d

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Institute of Volcanology and Seismology of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

^c*Institute of Geology of the Federal Research Center “Karelian Scientific Center RAS”, Petrozavodsk, Russian Federation*

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

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

Samples of siliceous rocks of the South Kambalny Central Thermal Field (SKC), containing unique ore mineralization, were studied. Optical microscopy, scanning electron microscopy, X-ray microanalysis, X-ray phase analysis, ICP-MS and Raman spectroscopy were used for the study. High concentrations and a wide range of rare and rare earth elements have been found in siliceous rocks. Silicamines (quartz, moganite, cristobalite tridymite opal), oxides (hematite, anatase), hydroxides (goethite), carbonates (calcite with Fe and Mn impurities), sulfates (barite with Sr impurities, gypsum), sulfides (pyrite, marcasite, chalcopyrite, chalcocite), phosphates (xenotime-Y, YPO_4 with impurities of lanthanides, S, Ca and As; aluminophosphate, AlPO_4 with impurities of V) and apatite have been identified. Structures of anatase replacement by quartz often in association with pyrite have been identified. The mineralization of siliceous rocks of the SKC reflects the physicochemical specificity of deep metal-bearing solutions.

Keywords: Kamchatka, South-Kambalnoe Central Thermal Field, siliceous rocks, mineral and chemical composition, specifics of ore deposition by gas-hydrothermal solutions

УДК 669.21/.23:543.424.2(234.851:571.121)

СПЕКТРОСКОПИЯ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ВАСИЛИНОВСКОГО МЕДНО-ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

© 2024 г. Р. И. Шайбеков^{1,*}, С. И. Исаенко¹, Е. М. Тропников¹

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 03.04.2024 г.

Поступило 03.04.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

Принято к публикации 03.07.2024

Приводятся сведения о спектрах минералов благородных металлов, полученных методом рамановской спектроскопии, на примере нового на Полярном Урале медно-золото-платиноидного рудопроявления. Впервые получены спектры темагамита, минералов промежуточного ряда меренскиит-мончеит, уточнены и подтверждены некоторые из ранее диагностированных минералов. Отмечены предпосылки к новым минеральным фазам промежуточного ряда, обозначены сложности при использовании метода и необходимость дальнейшего развития данного направления исследований. Показано, что применение метода рамановской спектроскопии, в спорных случаях дополняет, а нередко и уточняет данные микронзондовых исследований.

Ключевые слова: Полярный Урал, Василиновское рудопроявление, метагаббро, пироксениты, сульфиды, благородные металлы, рамановская спектроскопия

DOI: 10.31857/S2686739724110113

В настоящее время в мировой научной литературе спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии) минералов благородных металлов (теллуридов, висмутотеллуридов, антимонидов) посвящено довольно мало работ, несмотря на высокую востребованность данных исследований. Основной массив полученных спектров касается синтетических аналогов и гораздо реже затрагивает реальные природные минералы, которые как правило, имеют переменный состав и значительно меньшие размеры ([4–18] и др.). Большинство результатов этих исследований, к сожалению, отсутствуют в популярных базах данных, что делает невозможным их использование для диагностики и сравнения минералов.

В данной работе представлены результаты исследований методом рамановской спектроскопии более ста зёрен минералов благородных металлов и единичных зёрен методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD).

КР-спектроскопия являлась дополнительным неразрушающим методом, способствующим более точной идентификации минералов и источником дополнительной информации из-за отсутствия в известных базах (в частности ruff.info) и публикациях сведений о минералах благородных металлов.

Данные исследования актуальны в связи со сложностью диагностики минеральных фаз благородных металлов, для которых использование рентгенодифракционных и рентгеноспектральных методов вследствие размеров индивидов, составляющих первые микрометры проблематично или невозможно. Одним из важных аспектов проводимого нами исследования является низкая изученность минералов благородных металлов (в частности теллуридов, висмутотеллуридов, антимонидов) методом рамановской спектроскопии в России и, в меньшей мере, за рубежом.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объектов исследования выступают микровключения минералов благородных металлов в сульфидных рудах, идентифицированных в залежах нового медно-золото-платиноидного

¹Институт геологии Федерального Исследовательского центра Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

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

рудопроявления Василюновское, расположенного на севере Полярного Урала, на его восточном склоне. Василюновское медно-золото-платиноидное рудопоявление ($66^{\circ}49'22''$ с.ш., $65^{\circ}51'25''$ в.д.) выявлено в 2004 году в пределах Амфиболитового месторождения строительного камня и в настоящее время ограничено его контурами [1, 3]. Рудопоявление сложено палеозойскими магматическими породами габброидной части кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и представлено метагаббро, пироксенитами, горнблендитами, плагиоклазитами и продуктами их гидротермальных изменений. В пределах рудопоявления выявлены множественные зоны сульфидной (пирит, халькопирит) минерализации, мощностью от первых сантиметров до 0.5 м, содержащей минералы благородных металлов.

Представленные в работе анализы химического состава минералов производились на приборе Tescan Vega3 LMN в режиме энергодисперсионного микроанализатора (EDS) с применением приставки INCA X-MAX 50 mm фирмы "Oxford Instruments" с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па, временем экспозиции 500000 импульсов (с учётом вычета фона), диаметром пучка 2 мкм.

В качестве эксперимента применена совершенствуемая в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН методика по химико-механической обработке поверхности аншлифов, содержащих платиноиды, для EBSD исследований (Tescan Vega3 LMN с детектором EBSD Nordlys фирмы "Oxford Instruments"), которая не требует использования дорогостоящих систем ионного травления. Сопоставление минералов происходило с использованием базы American Mineralogist Crystal Structure Database.

Регистрация неполяризованных КР-спектров проводилась на высокоразрешающем микроспектрометре LabRam HR800 (Horiba, "Jobin Yvon"), оснащённом микроскопом Olympus VX-41, при комнатной температуре. Условия регистрации спектров: решётка монохроматора – 600 ш/мм, конфокальное отверстие 300 мкм, щель 100 мкм, время экспозиции 1–10 сек, количество циклов накопления сигнала – 10, выходная мощность возбуждающего излучения He-Ne-лазера ($\lambda = 632.8$ нм) – 0.2–2 мВт, детектор – CCD. В полученных спектрах изученных образцов с помощью стандартной программы обработки спектров LabSpec 5.39 были определены положения максимумов линий и полос с помощью свёртки функций Гаусса-Лоренца

(функция псевдо-Фойгта). Так как notch-фильтр спектрометра отсекает область КР-спектра, начинающая с 85 см^{-1} и менее, то значения, лежащие в диапазоне $0-85 \text{ см}^{-1}$, нами не учитывались.

Исследования проводились в ЦКП "Геонаука" Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Аббревиатуры минералов приведены в соответствии с последними рекомендациями IMA-CNMNC [19].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате исследования 121 случайно ориентированного зерна минералов благородных металлов были получены их КР-спектры, которые характеризуются индивидуальными чертами (табл. 1, 3). Химические составы диагностированных минералов представлены в табл. 2.

Темагамит (Pd_3HgTe_3) – один из наиболее распространённых минералов в изученных рудах. Минерал представлен изометричными, угловатыми зёрнами в пирите, магнетите и халькопирите в апогаббровых пропилитах, эпидот-хлорит-кварцевых жилах и имеет размеры от 4 до 27 мкм (рис. 1 в). Химический состав довольно устойчивый и варьирует в следующих пределах (мас.%): Pd 33.22–35.48 (ср. 34.93), Te 41.63–43.42 (ср. 42.35), Hg 20.91–22.89 (ср. 21.86), из примесей присутствуют Ag 0–0.82 (ср. 0.70), Sb 0–0.83 (ср. 0.66). Эмпирическая формула соответствует виду $(\text{Pd}_{2.91-3.00}\text{Ag}_{0-0.10})_{2.94-3.02}\text{Hg}_{0.94-1.02}(\text{Te}_{2.92-3.07}\text{Sb}_{0-0.06})_{2.99-3.07}$. КР-спектры темагамита в большинстве случаев характеризуются пониженным соотношением сигнал/шум, но положение линий хорошо повторяется. Всего было зарегистрировано 16 спектров (рис. 1 а, табл. 1).

Самая интенсивная линия располагается в диапазоне $104-108 \text{ см}^{-1}$, в редких случаях наблюдаются плечи в диапазонах $94-96$ и $112-115 \text{ см}^{-1}$. Менее интенсивная уширенная линия, расположенная в области $124-125 \text{ см}^{-1}$ в более отчётливых КР-спектрах разделяется на две компоненты – $122-123$ и $128-129 \text{ см}^{-1}$. В отдельных случаях фиксируется линия $137-138 \text{ см}^{-1}$, которая в одних КР-спектрах похожа на плечо полосы $128-129 \text{ см}^{-1}$, а в других является отдельной. Также характерными, но менее интенсивными являются полосы в области $147-151$ и $171-175 \text{ см}^{-1}$. Иногда, видимо в зависимости от ориентировки проявляется мода $161-164 \text{ см}^{-1}$. Методом дифракции отражённых электронов (EBSD)

Таблица 1. Рамановские полосы теллуридов и антимонидов палладия, серебра, золота и ртути и сравнение с литературными данными

Данные	Рамановские полосы (см ⁻¹)								
	Темагамит								
Авторские	94–96 ^{sh}	104–108 ^{vs}	112–115 ^{sh}	122–125 ^s 128–129 ^{vw}	137–138 ^m	147–151 ^m	161–164 ^m	171–175 ^s	181 ^{vw}
Авторские	95–99 ^s			123–124 ^{vw}					170–175 ^{vw}
[9, 18]	97 ^s								
[7]	91–97 ^{br}								
Авторские		114–115 ^{vs}					151–156 ^s		
[13]		115 ^{vs}					155 ^w		
Авторские		114 ^{vs-w}					139–138 ^{vw-m}	153–157 ^{vs-s}	
Авторские									
[9, 18]							131–136 ^{vs}		
							132 ^{vs}		
Авторские	99–103 ^{vw, br}						120 ^w	131–136 ^{vs}	149–151 ^m
									171 ^{vw}
gruff.info, R070254									163 ^{vs}
									174 ^m
Авторские							128–129 ^{sh}	142–143 ^{vs}	
Авторские							121 ^{vs}	142 ^w	159 ^{br}
Авторские									
Авторские		102–103 ^m	110 ^{sh}				134 ^{vs}		167 ^{br}
gruff.info, R060226									154 ^{br}
[14]								134 ^{vs}	

Таблица 1. Окончание

Данные	Рамановские полосы (см ⁻¹)	
Авторские	128 ^{sh}	153-155 ^{vs}
[14]		151 ^{vs} 159 ^{sh}
[8]		147 ^{vs}
Штютцит		
Колорадоит		
Авторские	93 ^m	140 ^m
ттuff.info, R070326	120 ^{vs}	143 ^s
Изомертгит		
[9] мертгит?		136 ^s
Авторские	89 ^{br}	169-170 ^s 185- 186 ^{br}
Мертгит		
Авторские	92 ^m	139 ^m
Стибиопалладинит		
[9] изомертгит?	89 ^{br}	142 ^{vw?} 169 ^m
Тестибиопалладит		
[6]	96 ^{sh}	155 ^{sh}

Примечание: vs – очень сильный; s – сильный; m – средний; w – слабый; vw – очень слабый; sh – плечо; br – широкий.

Таблица 2. Химические составы диагностированных методом рамановской спектроскопии минералов платиновой группы, мас. %

Au	As	Pd	Ag	Sb	Te	Pt	Hg	Bi	Сумма	Название минерала	Эмпирическая формула	Рис.	№ спектра на рис.
	35.03		0.66	0.83	42.64		22.89		101.40	темагамит	$Pd_{2.94}Hg_{1.02}(Te_{2.98}Sb_{0.06})_{3.04}$	1	б/н
	45.49		0.71	0.71	54.13				101.00	котульскийит	$(Pd_{0.99}Ag_{0.01})_{1.00}(Te_{0.98}Sb_{0.02})_{1.00}$	2	б/н
	22.22	0.54	0.92	0.92	65.65	10.89			100.21	меренскийит	$(Pd_{0.80}Pt_{0.21}Ag_{0.02})_{1.02}(Te_{1.95}Sb_{0.03})_{1.98}$		1
	25.46	0.53	1.02	1.02	64.93	7.71			99.65	меренскийит	$(Pd_{0.90}Pt_{0.14}Ag_{0.02})_{1.15}(Te_{1.91}Sb_{0.03})_{1.95}$		2
	26.23		0.65	0.65	68.08	5.17			100.14	меренскийит	$(Pd_{0.91}Pt_{0.10})_{1.01}(Te_{1.97}Sb_{0.02})_{1.99}$	3	3
	28.48		0.47	0.47	69.08	2.42			100.44	меренскийит	$(Pd_{0.97}Pt_{0.05})_{1.02}(Te_{1.97}Sb_{0.01})_{1.98}$		4
	29.09		0.58	0.58	69.12	1.08			99.87	меренскийит	$(Pd_{0.99}Pt_{0.02})_{1.01}(Te_{1.97}Sb_{0.02})_{1.99}$		5
	28.55		0.90	0.90	60.63		9.64		99.72	меренскийит	$Pd_{1.00}(Te_{1.80}Bi_{0.17}Sb_{0.03})_{2.00}$		6
	17.14		0.94	0.94	63.27	18.20			99.54	мончеит	$(Pd_{0.64}Pt_{0.37})_{1.01}(Te_{1.96}Sb_{0.03})_{1.99}$		1
	11.60		0.99	0.99	61.82	25.93			100.34	мончеит	$(Pt_{0.54}Pd_{0.45})_{0.99}(Te_{1.98}Sb_{0.03})_{2.01}$		2
	5.81		0.81	0.81	58.86	36.11			101.59	мончеит	$(Pt_{0.78}Pd_{0.23})_{1.01}(Te_{1.96}Sb_{0.03})_{1.99}$	4	3
	2.87				58.22	38.86			99.96	мончеит	$(Pt_{0.88}Pd_{0.12})_{1.00}Te_{2.00}$		4
24.12		44.40			32.11				100.63	петцит	$Ag_{3.14}Au_{0.94}Te_{1.92}$		
21.12		10.94			68.64				100.71	сильванит	$Ag_{0.82}Au_{0.86}Te_{4.32}$		
		62.84			34.21				99.65	гессит	$Ag_{2.05}Te_{0.95}$	5	б/н
		58.60			41.07				99.67	штуцит	$Ag_{4.77}Te_3$		
					38.21	61.90			100.11	колорадоит	$Hg_{1.01}Te_{0.99}$		
	2.30	67.49	1.58	28.08					99.45	мертвит	$(Pd_{7.66}Ag_{0.18})_{7.84}(Sb_{2.79}As_{0.37})_{3.16}$	6	1
	10.89	70.05	2.99	16.33					100.27	изомертвит	$(Pd_{10.23}Ag_{0.43})_{10.66}Sb_{2.08}As_{2.26}$		2
	41.65				1.89	56.83			100.36	сперрилит	$Pt_{1.01}(As_{1.94}Te_{0.05})_{1.99}$	7	б/н

Примечание: б/н – без номера.

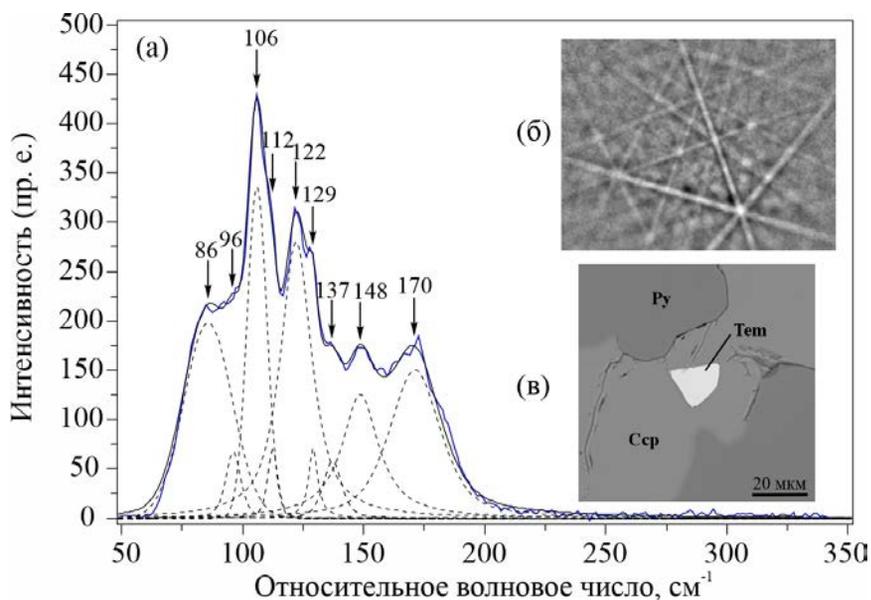


Рис. 1. (а) КР-спектр теагамита, (б) линии Кикучи теагамита, (в) – BSE-изображение.

были получены линии Кикучи, соответствующие теагамиту (рис. 1 б). В имеющийся в настоящее время научной литературе отсутствует спектр данного минерала.

Котульскит (PdTe) диагностирован по 13 КР-спектрам и подтверждён также методом дифракции отражённых электронов (рис. 2 а, б).

Минерал представляет собой изометричные, реже угловатые зёрна размером от 2.5 до 16 мкм, локализующиеся преимущественно в пирите апогабровых пропилитов и кварц-сульфидных жилах, в меньшей мере в магнетите (рис. 2 в). Часто котульскит образует сростки с меренскиитом, теагамитом и мончеитом. Химический состав

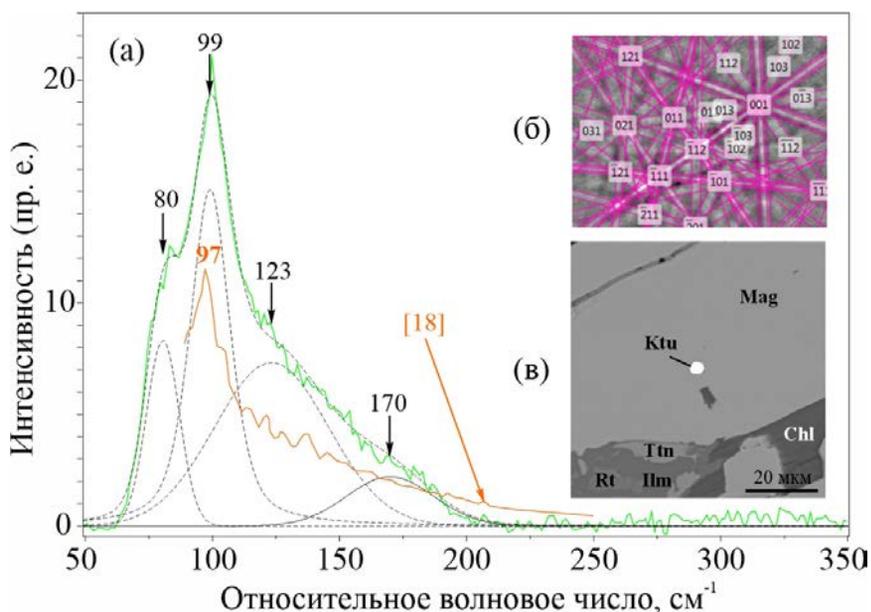


Рис. 2. Котульскит: (а) КР-спектр, (б) линии Кикучи, (в) – BSE-изображение.

котульскита следующий (мас.%): Pd — 41.77–45.68 (ср. 44.26), Te — 47.47–54.79 (ср. 52.92), Bi — 0–8.10 (ср. 3.60), Ag — 0–1.44 (ср. 0.97), Sb — 0–1.10 (ср. 0.85), в единичном случае отмечена примесь Hg (1.31). Эмпирическая формула соответствует виду $(\text{Pd}_{0.97-1.00}\text{Ag}_{0-0.03})_{0.98-1.01}(\text{Te}_{0.91-1.00}\text{Bi}_{0-0.09}\text{Sb}_{0-0.02})_{0.99-1.02}$. Полученные рамановские спектры сопоставимы с известными, а также полученными нами ранее данными [7, 9, 18], для Te- и Sb-содержащего котульскита со слабо выраженным максимумом в диапазоне 91–97 см^{-1} . Как мы отмечали ранее по другим объектам, в большинстве случаев котульскит не проявляет раман-активных колебаний [7], но в единичных случаях проявляется мода в области низких волновых чисел (рис. 2 а). КР-спектры также характеризуются низким соотношением сигнал/шум, при этом всё также отмечается широкая полоса в диапазоне 95–99 см^{-1} . На наиболее отчётливых спектрах проявляются слабые максимумы 123–124 и 170–175 см^{-1} .

Минералы ряда меренскиит-мончеит характеризуются переменным составом, сильно влияющим на их КР-спектры. КР-спектры меренскиита опубликованы в нескольких работах [7, 9, 18] и имеют чёткую основную линию 132 см^{-1} . КР-спектр мончеита впервые описан в работе [13], и имеет основной максимум 115 см^{-1} и второстепенный 155 см^{-1} . При проведении исследований мы получили спектры 47 зёрен меренскиита (в том числе платиносодержащего) и 10 зёрен мончеита (в т.ч. палладийсодержащего).

Меренскиит (PdTe_2) — самый распространённый минерал платиновой группы на рудопоявлении. Он представляет собой изометричные, угловатые зёрна, редко отмечается в виде тонких пластинок. По химическому составу на долю, проанализированных методом рамановской спектроскопии, Pt-содержащей разности приходится 15 из 47 зёрен (2.5–15 мкм), на остальные — 25 зёрен (2–30 мкм). По характеру расположения, первые локализуются преимущественно в пирите апогаббровых пропилитов и жильных образованиях при участии магнетита, вторые в основном в пирите безмагнетитовых разностей пород и кварц-хлорит-эпидотовых жилах. Для всех типов характерна ассоциация с минералами меди — халькопиритом и борнитом, а также тонкие срастания со сперрилитом, теагамитом и котульскитом. Для первой группы состав варьирует в следующих пределах (мас.%): Pd — 22.22–29.47 (ср. 27.46), Te — 64.93–69.46 (ср. 68.10), и примеси Pt — 0.49–10.89 (ср. 3.04), Ag — 0–0.75 (ср. 0.59),

Sb — 0.47–1.70 (ср. 0.83), в двух случаях установлен Bi (1.00, 1.63) и в одном Ni (1.75). Эмпирическая формула имеет вид $(\text{Pd}_{0.80-1.01}\text{Pt}_{0.01-0.21}\text{Ag}_{0-0.02})_{1.00-1.15}(\text{Te}_{1.91-1.97}\text{Sb}_{0.01-0.05})_{1.95-2.00}$. Для второй группы составы следующие (мас.%): Pd — 26.99–30.18 (ср. 29.06), Te — 60.63–70.65 (ср. 68.98), примеси Ag — 0–1.00 (ср. 0.63), Sb — 0–1.11 (ср. 0.85), Bi ($n = 3, 0-9.64$), Ni ($n = 4, 0-1.71$). Эмпирическая формула имеет вид $(\text{Pd}_{0.91-1.02}\text{Ni}_{0-0.10}\text{Ag}_{0-0.03})_{0.97-1.03}(\text{Te}_{1.80-2.01}\text{Sb}_{0-0.03}\text{Bi}_{0-0.17})_{1.97-2.03}$. В результате анализа зёрен методом КР-спектроскопии было установлено, что меренскиит с примесью платины ≤ 2 , характеризуется наличием только одной интенсивной полосы в области 131–136 см^{-1} (рис. 3 а–в табл. 1). Если значение примеси платины превышает значение 2, то в КР-спектрах фиксируется ещё одна полоса 148–151 см^{-1} и более слабая 120 см^{-1} , интенсивность которых растёт с увеличением содержания платины (рис. 3 а, табл. 1). Кроме того, замечено, что значительная примесь Bi (рис. 3 а, табл. 1), зафиксированная в одном зерне, принципиально не повлияла на КР-спектр и выразилась в смещении линий спектра в область меньших значений волновых чисел. В ряде спектров наблюдалась малоинтенсивная уширенная полоса в диапазоне 167–174 см^{-1} , которую, к сожалению, практически невозможно сопоставить с присутствием какой-либо примеси. Кроме того, имеет место недостаток статистики по полученным спектрам.

Минералогические исследования мончеита ($(\text{Pt}, \text{Pd})(\text{Te})_2$) показали, что он представлен преимущественно изометричными, угловатыми, удлинёнными зёрнами, размером 2.5–27 мкм, в пирите, реже в магнетите апогаббровых пропилитов и магнетит-кварц-сульфидных жилах. Как и в случае с меренскиитом, образует сростки с другими телуридами палладия и почти всегда ассоциирует с халькопиритом и борнитом. Мончеит Василювского рудопоявления характеризуется отсутствием в своем составе висмута. Химический состав диагностированных мончеитов характеризуется изменчивым составом, в связи с чем в работе [3] нами было предложено рассмотреть часть из них как самостоятельный минерал промежуточного ряда меренскиит-мончеит. Состав минерала варьирует в следующих пределах (мас.%): Pt — 18.20–38.86 (ср. 27.84), Pd — 2.87–17.14 (ср. 11.02), Te — 57.90–63.27 (ср. 60.70), примесь Sb — 0–0.99 (ср. 0.84) и в единичном случае Ag (0.47). КР-спектры мончеита (10 зёрен) в целом сопоставимы с известными данными и характеризуются наличием двух основных максимумов в диапазонах 114–115 (мода A_{1g})

и $151\text{--}156\text{ см}^{-1}$ (E_g). В большинстве случаев мончеит из Василювского рудопроявления включает ещё и дополнительный ярко выраженный максимум в диапазоне $135\text{--}139\text{ см}^{-1}$, интенсивность которого изменяется в зависимости от содержания примеси Pd (выше 3 мас.%) (рис. 4 а, б, табл. 1). В КР-спектре мончеита, впервые приведённом в работе [13], данный максимум не зафиксирован. При содержании Pd менее 7 мас.% у интенсивной полосы $114\text{--}117\text{ см}^{-1}$ появляется слабо выраженное плечо в диапазоне $99\text{--}103\text{ см}^{-1}$ (рис. 4, табл. 1). Отсутствие в работе [13] химических составов мончеита не позволяет нам сопоставить эти данные с содержанием в нём Pd.

Рамановские полосы ниже $\sim 200\text{ см}^{-1}$ связаны с колебаниями решетки и деформационными колебаниями, которые характерны для изученных нами минералов, где все наиболее интенсивные полосы находятся в диапазоне $100\text{--}190\text{ см}^{-1}$ (табл. 1). Выше 200 см^{-1} расположены внутренние моды ($\sim 200\text{--}600\text{ см}^{-1}$), связанные с антисимметричными растяжениями и изгибами [2, 10].

В меренскиите с ростом содержания Pt наблюдается увеличение полуширины моды Pd и уменьшение моды Pt со смещением обеих в область более высоких значений. Изменение

интенсивности моды Pd и Pt, связано вероятно с простым замещением Pt–Pd. Например, в мончеите при увеличении содержания Pd (мода $137\text{--}139\text{ см}^{-1}$) происходит увеличение полуширины полосы 157 см^{-1} и смещение обеих полос в область более низких волновых значений, при этом положение полосы 114 см^{-1} остаётся неизменным, что может говорить о замещении Pt–Pd. Также наблюдается появление полосы и её смещение в диапазоне $103\text{--}99\text{ см}^{-1}$ с незначительным увеличением примеси Sb. Согласно работе [13], факторно-групповой анализ предсказывает для мончеита режимы A_{1g} и E_g , которые сопоставимы с модами 115 и 155 см^{-1} , в работе [16] упоминается, что чистому теллуру соответствуют моды A_g (121 см^{-1}) и мода E_g (141 см^{-1}).

Исходя из полученных нами спектров, положение линий характерных для обоих минералов составляет: для Pd – около 134 , для Pt – около 150 см^{-1} . Спектры для Pd-содержащего мончеита и Pt-содержащего меренскиита получены впервые. Вероятнее всего, мы имеем дело с минералами промежуточного состава ряда меренскиит-мончеит, возможно представляющими собой новые минеральные фазы [3], подразумеваемая принимаемый в настоящее время 5–10%-ный

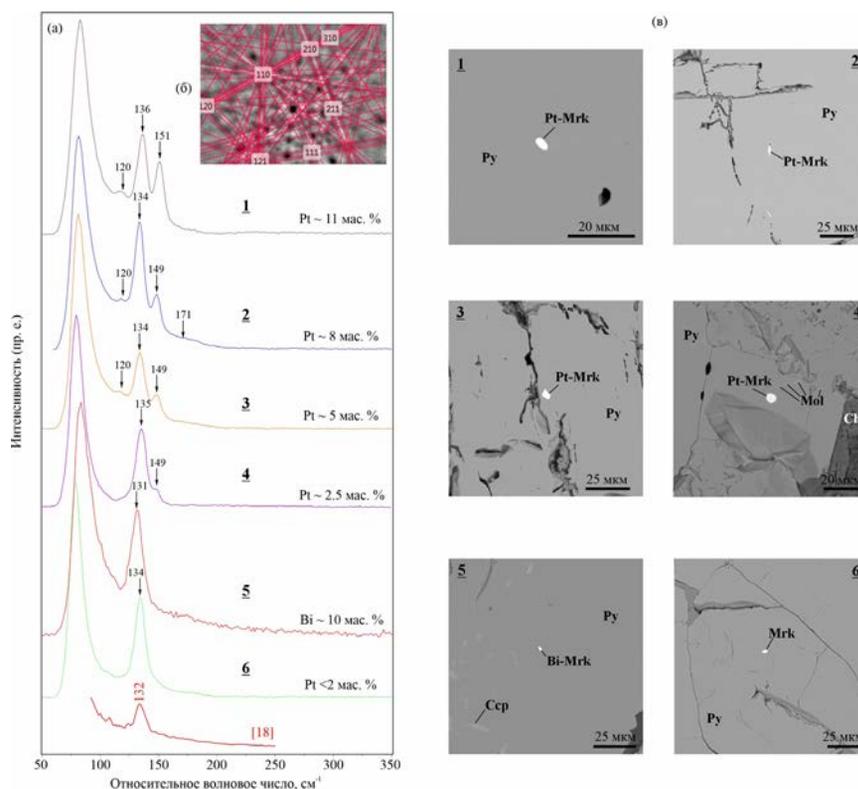


Рис. 3. Меренскиит: (а) КР-спектры, (б) линии Кикучи, (в) BSE-изображение.

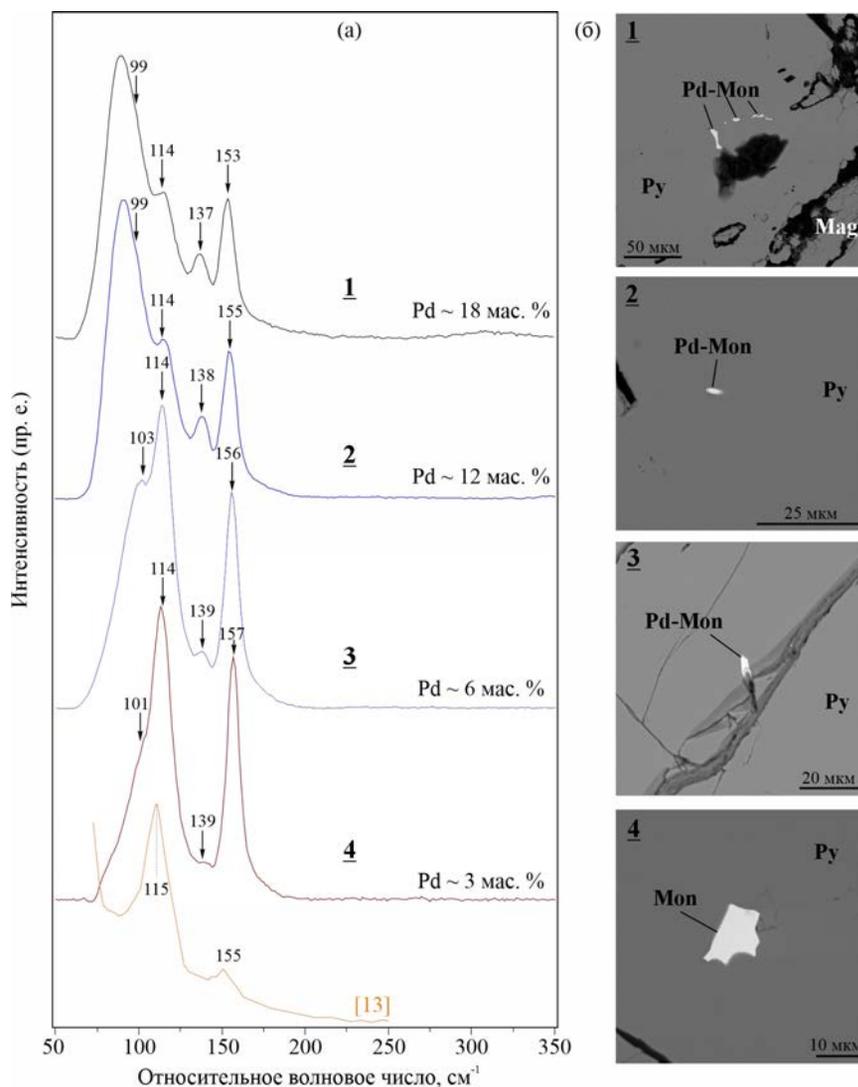


Рис. 4. Мончеит: (а) КР-спектры, (б) BSE-изображения.

порог. Интересный факт, что изменение рамановских спектров меренскиита и мончеита происходит при пересечении Pt и Pd двухпроцентного порога, после чего становится заметно их взаимное замещение.

В следующую группу мы объединили самую низкотемпературную ассоциацию – теллуриды ртути, золота и серебра (21 зерно, рис. 5). В данной ассоциации существует сложность диагностики по химическому составу между гесситом и штютцитом, в виду близости отношений основных элементов, на что сильно влияют размеры включений и их возможные срастания.

Петцит (Ag_3AuTe_2) образует множественные изометричные включения, размером от 1 до 10 мкм, в пирите (карбонат)-кварц-сульфидных жил и находится в ассоциации с хлоритом, кальцитом,

галенитом, кварцем. Состав петцита стабильный и варьирует в следующих пределах (мас.%): Ag – 42.42–46.76(ср. 43.98), Te – 31.59–34.08(ср. 32.42), Au – 20.66–24.61(ср. 23.55). Формула соответствует виду $\text{Ag}_{3.03-3.23}\text{Au}_{0.78-0.97}\text{Te}_{1.89-2.06}$. Химический состав приведен в табл. 2. Петцит был определён по 13 КР-спектрам и характеризуется основной линией в области $142-143\text{ см}^{-1}$ и плечом $128-129\text{ см}^{-1}$ (табл. 1). Имеющиеся в настоящее время спектры петцита характеризуются большим уровнем шума и совершенно иными положениями линий. Так, согласно спектру (R070254), размещённому на сайте ruff.info, КР-спектр минерала имеет интенсивную линию 163 см^{-1} и линию средней интенсивности 174 см^{-1} . Вероятнее всего в указанной выше базе к петциту ошибочно прикреплён КР-спектр иного

минерала или он был неверно диагностирован, так как разложить КР-спектр минерала на компоненты нам не удалось.

Сильванит (AgAuTe_4) диагностирован в одном угловатом зерне размером 15 мкм в пирите и имеет узкий основной максимум 121 см^{-1} , более слабой линией 142 см^{-1} и широкой малоинтенсивной линией 159 см^{-1} (рис. 5 а, б, табл. 1). Имеющийся в базе gruff.info спектр сильванита сильно зашумлен и обрезан ниже 170 см^{-1} , что делает его непригодным для идентификации. Химический состав сильванита приведён в табл. 2.

Гессит (Ag_2Te) – часто встречающийся минерал, но в виду малых размеров, частых сростков с другими минералами (теллуридами), сложно диагностируемый методом рамановской спектроскопии. Гессит как правило представлен двумя формами, это тонкие сростания с другими теллуридами палладия, золота и серебра с размерами в первые мкм, либо отдельными зёрнами от 1–2 до 14 мкм, локализующиеся в пирите и кварце. Нами были получены 2 КР-спектра гессита с полосами 82, 102, 134 и 80, 103 (с плечом 110), 134 см^{-1} , и уширенный максимум 167 см^{-1} (рис. 5, табл. 1), что в целом соответствует ранее полученным нами данным. В работе [14] отмечено, что гесситу характерны колебательные моды вида $3A_g + 3B_g + 3A_u + 3B_u$ из которых только A_g

и B_g являются рамановски активными. Минералу соответствуют линии 111 и 134 см^{-1} и широкая около 80 см^{-1} и сделано предположение, что полосы возникли из-за слияния мод B_g и A_g при 101 и 108 см^{-1} и, скорее всего, двух мод A_g при 131 и 141 см^{-1} . Спектр R060226, размещенный на сайте gruff.info и упоминаемый в работе [8], по нашему мнению, ближе к штюциту, чем к гесситу.

Штюцит ($\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$) отмечен нами в сростках с гесситом и петцитом в виде включений в пирите и достигает размеров 7–8 мкм. КР-спектры штюцита (4 анализа) характеризуются наличием основной полосы на 153 – 155 и плечом на 128 см^{-1} (табл. 1). Согласно ([8]; R070701, gruff.info) спектр минерала имеет основную интенсивную полосу 147 см^{-1} с плечом 80 см^{-1} и малоинтенсивной полосой 64 см^{-1} , тогда как Миленов с соавторами [14] определили широкую полосу 151 см^{-1} с плечом 159 см^{-1} (табл. 1). Смещение полос в нашем КР-спектре в область увеличения относительного волнового числа, вероятно, связано с более неоднородным составом, хотя полуширина линий спектра говорит о его высокой кристалличности. Интересно, что спектр R070701, размещённый на сайте gruff.info как эталонный, содержит много шума, при этом в работе [8] со ссылкой на базу представлен этот спектр с чётким интенсивным максимумом 147 см^{-1} (предположительно мода E_g) и приводится

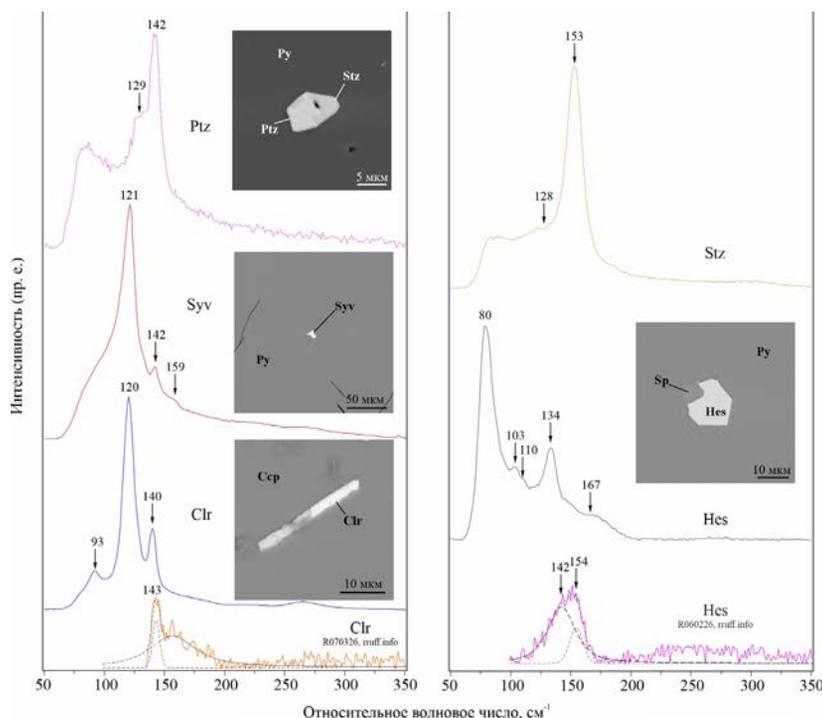


Рис. 5. КР-спектры и BSE-изображения теллуридов ртути, золота и серебра.

свой, подтверждающий эти данные. Возможно был загружен либо спектр с некорректно подобранными параметрами регистрации, либо у авторов имелся доступ к исходному спектру. Согласно [8], для шпюцита характерны колебательные моды вида $9A_{1g} + 3A_{1u} + 6A_{2g} + 10A_{2u} + 6B_{1g} + 8B_{1u} + 5B_{2g} + 8B_{2u} + 11E_{2u} + 15E_{2g} + 18E_{1u} + 11E_{1g}$, которые можно сократить до рамановски активных $9A_{1g} + 15E_{2g} + 11E_{1g}$.

Кроме того, нами был диагностирован колорадоит, который характеризуется довольно отчётливым КР-спектром и имеет три линии – основную 120 и две второстепенные 93 и 140 см^{-1} (табл. 1). Имеющийся в базе ruff.info спектр (R070326) данного минерала шумный, обрезан и имеет только один интенсивный максимум 143 см^{-1} , что не даёт возможности его использования для сравнения (рис. 5).

Исходя из рис. 5, для петцита, сивланита, в зависимости от соотношений Ag и Te в минералах, наблюдается изменение интенсивности полос, в ту или иную сторону, а также смещение полосы 129 см^{-1} в область более низких волновых значений. Гессит и шпюцит, несмотря на близкие составы имеют различные КР-спектры, то есть при увеличении содержания Te происходит смещение полосы 134 см^{-1} в область более высоких волновых значений с увеличением её интенсивности. Вероятно, на это сильно влияет нехватка Ag в структуре шпюцита, при этом полуширина и интенсивность полосы 153 см^{-1} , говорит о высокой кристалличности минерала.

Наиболее сложная группа для диагностики как методом электронной, так и рамановской микроскопии являются антимониды и в целом Sb-содержащие минералы (рис. 6). Главной

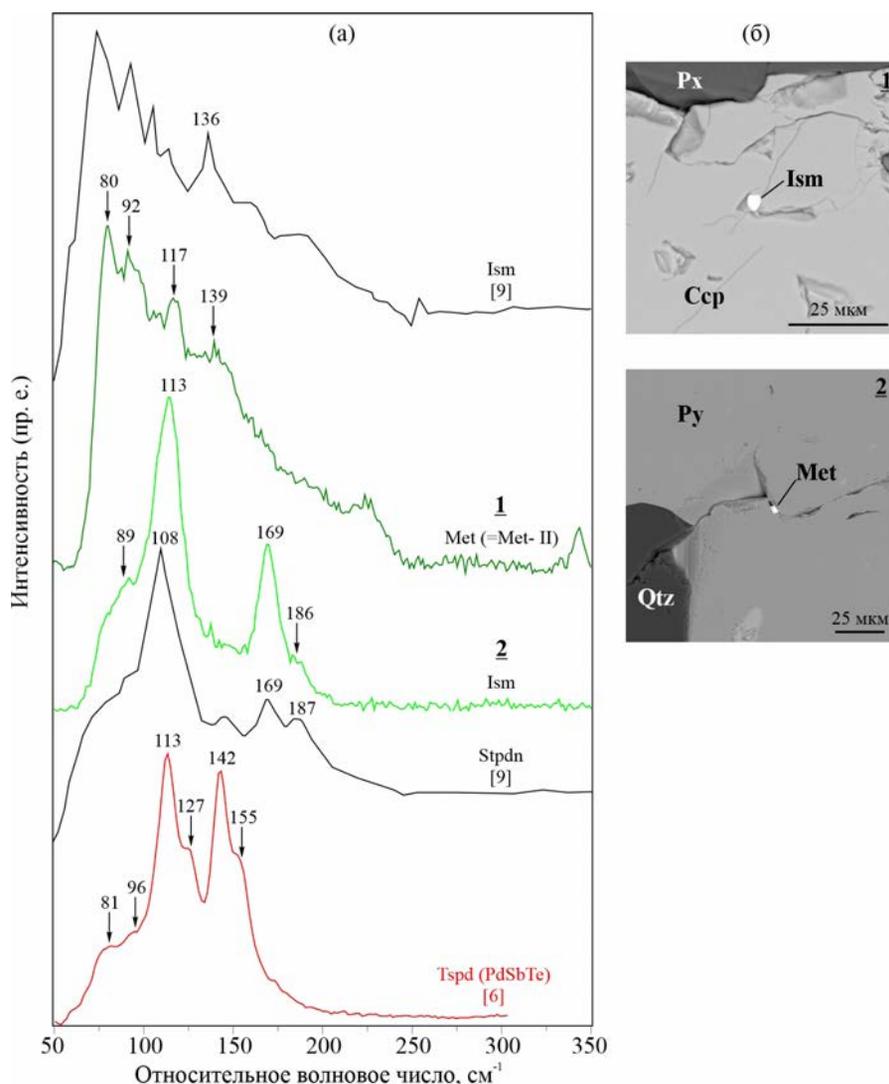


Рис. 6. Sb-содержащие платиноиды: (а) КР-спектры, (б) BSE-изображения.

трудностью их диагностики является преимущественная малая размерность (в основном до 5 мкм, в редких случаях до 20 мкм), частые сростки с другими минералами, близость составов и относительная редкость (в нашем случае) их нахождения. Почти всегда минералы находятся в ассоциации с пиритом, халькопиритом и борнитом. Химические составы диагностированных минералов приведены в табл. 2.

Несмотря на то, что нами было установлено несколько десятков таких включений, зарегистрировать КР-спектры удалось лишь по единичным включениям. Возможным решением проблемы является синтез аналогичных минералов и дальнейшая их диагностика методом рамановской спектроскопии, так как в настоящее время для точной интерпретации недостаточно статистики. Помимо того, что зёрна минералов, как правило, имеют малые размеры, большую сложность представляет близость составов между минералами с идентичным набором основных элементов, что делает ранее сделанные нами и другими исследователями интерпретации неоднозначными. Например, полученные ранее в работе [9] КР-спектры изомертиита ($\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$) и стибипалладинита (Pd_5Sb_2), идентичны зарегистрированным нами КР-спектрам для мертиита ($\text{Pd}_8(\text{Sb}, \text{As})_3$) и изомертиита (3 и 4 анализа) соответственно. При этом для КР-спектров мертиита, во всех случаях, наблюдается шумность, независимо от ориентировки, что мы видим и в спектре ошибочно принятого за изомертиит [9] минерала (рис. 6). Изомертиит и мертиит характеризуются близкими составами и не исключают вариаций мышьяка в их структурах. Для всех антимонидов, исходя из рис. 6, в зависимости от

содержания Sb увеличивается интенсивность полосы $108\text{--}117\text{ см}^{-1}$, а также изменяется интенсивность полосы в диапазоне $136\text{--}142\text{ см}^{-1}$. Сопоставление полученных данных также усложняется отсутствием химических составов минералов в работе [9], что не даёт возможности их сравнения между друг другом и дополнительных интерпретаций. С учётом того, что малые размеры зёрен этих минералов могут и, возможно, влияют на соотношение основных элементов, а иные КР-спектры для сравнения отсутствуют, полученные спектры можно использовать лишь условно. В целом, для выделенной группы антимонидов необходимо накопление базы КР-спектров с учётом принципа повторяемости и достаточной статистической наработки.

Сперрилит (PtAs_2) локализуется в основном в магнетите в ассоциации с ранним пиритом в апогаббровых пропилитах и в кварц-сульфидных жилах. Размеры включений варьируют в пределах 3–18 мкм. За счёт тонких сростаний с теагамитом и меренскиитом нередко фиксирует в своем составе нетипичные примеси Pd и Te. Химический состав стабилен и близок к стехиометричному (мас. %): Pt – 54.58–57.36 (ср. 56.11), As – 41.05–43.71 (ср. 42.12), Pd – 0–2.63 (1.58), Te – 0–1.89 (1.48), формула $(\text{Pt}_{0.97\text{--}1.04}\text{Pd}_{0\text{--}0.08})_{1.00\text{--}1.05}(\text{As}_{1.91\text{--}2.00}\text{Te}_{0\text{--}0.04})_{1.95\text{--}2.06}$ (табл. 2). Сперрилит диагностирован в 6 спектрах и характеризуется присутствием основных линий: 213–214 и 276–278, плечами: 201, 221–223 и 261–263, 287–290 см^{-1} (рис. 7 а, б, табл. 3). Эти данные хорошо согласуются с КР-спектрами, полученными нами ранее по другим объектам [4], а также отражёнными в работах ([9, 13, 17], ruff.info).

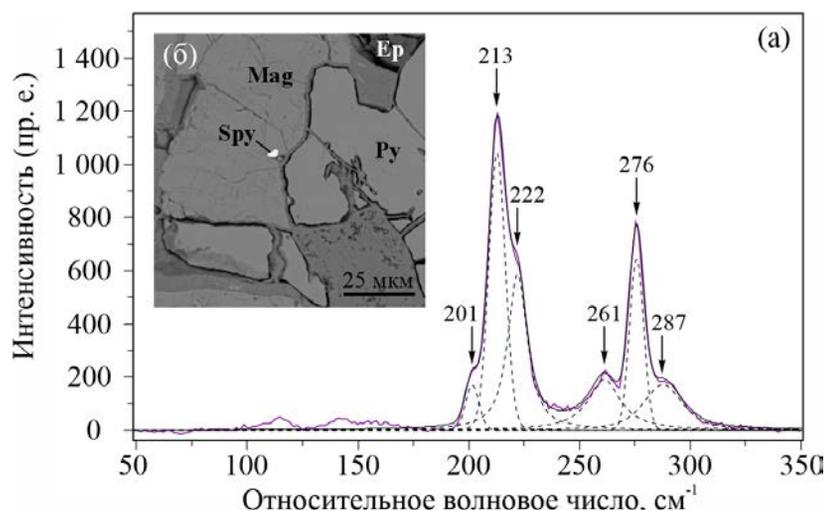


Рис. 7. Сперрилит: (а) КР-спектр, (б) BSE-изображение.

Таблица 3. Рамановские полосы сперрилита и сравнение с литературными данными

Данные	Рамановские полосы (см ⁻¹)					
	Сперрилит					
Авторские	201 ^{sh}	213–214 ^{vs}	221–223 ^{sh}	261–263 ^{sh}	276–278 ^{vs}	287–290 ^{sh}
[9]		216 ^{vs}	226 ^{sh}		279–280 ^s	293–297 ^w
[13]		216 ^{vs}	225 ^{sh}	268	281	298
[17]					275 ^s	
gruff.info R070214	200 ^{sh}	212 ^{vs}	222 ^m	263 ^{vw}	276 ^m	291 ^m
[4], включения	202–204 ^{sh}	210–214 ^{vs}	223–224 ^{sh}	264–266 ^{sh}	274–277 ^{vs}	289–293 ^{sh}
[4], кристаллы	198–200 ^{sh}	208–214 ^s	219–223 ^s	258–265 ^{vw}	272–277 ^{vs} 277–280 ^{sh}	289–293 ^m

Примечание: vs – очень сильный, s – сильный, m – средний, w – слабый, vw – очень слабый sh – плечо, br – широкий.

Согласно теории групп, для кристаллической решётки сперрилита предполагается следующее неприводимое представление $A_g + E_g + 3E_g + 2A_u + 2E_u + 3F_u$. Из них только герадные или моды g являются рамановски активными, что характерно для всех изученных минералов, то есть представление может быть сокращено до вида $A_g + E_g + 3E_g$. Исходя из этого [13], предполагается, что полоса 213–214 см⁻¹ относится к симметричной моде A_g .

Кроме упомянутых выше, был диагностирован сросток куперита (PtS), геверсита (PtSb₂) и сульфосолей. Ввиду малого размера зёрен минералов (3 мкм) зарегистрировать отдельные спектры для каждого из них не удалось. Исходя из анализа полученных КР-спектров, наиболее чёткими оказались выражены линии куперита 333–334 и 376–380 см⁻¹, которые были нами сопоставлены с различающимися данными [9, 11–13, 15], где происходит путаница спектров куперита и брэггита. То, что мы имеем дело с куперитом, подтверждается чистым химическим составом, в котором полностью отсутствует Pd, а полученная на КР-спектре линия 132 см⁻¹ соответствует геверситу. Исходя из данных вышеупомянутых работ, на КР-спектр минералов сильно влияют содержания Ni и Pd, поэтому важное значение имеет сопоставление полученных КР-спектров зёрен минералов по химическому составу, как и всех минералов промежуточных рядов. Помимо линий куперита, в КР-спектре выделяются линии пиритовой матрицы, геверсита, сульфосолей (буланжерита, джемсонита [10]) и отдельные линии халькопирита. В виду отсутствия других анализов по этим минералам в рудах Василюновского рудопроявления, мультикомпонентные КР-спектры нами

не приводятся, несмотря на отчётливо различимые линии всех этих минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате диагностики минералов благородных металлов методом рамановской спектроскопии на Василюновском медно-золото-платиноидном рудопроявлении подтверждены: темагамит, меренскиит, мончеит, мертиит, изомертиит, котульскит, сперрилит, куперит, геверсит, петцит, штютцит, гессит, сильванит, колорадоит, сульфосоли. Из них впервые получены КР-спектры для темагамита и минералов промежуточного ряда меренскиит-мончеит, сильванита, колорадоита, что в совокупности с полученными нами ранее спектрами вавжжинита, майченерита, неназванного Pd₂(TeSbBi)₃, тестибиопалладита, волюнскита [4–7] существенно расширяет имеющиеся данные по спектроскопии минералов благородных металлов (в частности теллуридов, висмутотеллуридов и антимонидов). В настоящее время остаются проблемы с диагностикой близких по составу минералов благородных металлов промежуточных рядов и сурьмасодержащих фаз, что связано с малочисленной аналитической базой КР-спектров и низкой повторяемостью. Существует острая необходимость проведения дополнительных исследований синтетических и особенно природных минералов, так как последние чаще всего неоднородны по химическому составу.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарят рецензентов за тщательное прочтение статьи, терпение, замечания и предложенные

рекомендации, которые позволили заметно улучшить качество статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Иванова Ю.Н., Варламов Д.А., Шуйский А.С., Грознова Е.О., Соболев И.Д., Бортников Н.С. Платино-палладиевое рудопоявление Василюновское: новый тип благороднометалльной минерализации на Урале // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 39–49. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601163>
2. Накамото К. ИК-спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений: Пер с англ. М.: Мир. 1991. 536 с.
3. Шайбеков Р.И., Губарев И.А., Тропников Е.М. Василюновское рудопоявление – новый медно-золото-платиноидный объект на Полярном Урале (Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ) // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 65–76. <https://doi.org/10.31857/S2686739724010081>
4. Шайбеков Р.И., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Минералого-спектроскопические особенности арсенидов платины из медно-никелевых проявлений Пай-Хой (Ненецкий автономный округ) // Минералогия. 2019. № 1(5). С. 36–45.
5. Шайбеков Р.И., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Минералого-спектроскопические особенности минерала ваврижинит из медно-никелевых руд хребта Пай-Хой (Ненецкий автономный округ, Россия) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2019. № 7 (295). С. 25–32. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-7-25-32>
6. Шайбеков Р.И., Сокерина Н.В., Исаенко С.И., Зыкин Н.Н., Шанина С.Н. Золото-теллуридно-палладиевая минерализация как новый тип в габбро-долеритах хребта Пай-Хой (Югорский полуостров, Россия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 334–356. <https://doi.org/10.15372/GiG2019156>
7. Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медно-никелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия) // Литосфера. 2021 № 21(4). С. 574–594. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-574-594>
8. Apopei A.I., Damian G, Buzgar N, Milovska S., Buzatu A. New occurrences of hessite, petzite and stützite at Coranda-Hondol open pit (Certej gold-silver deposit, Romania). // Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences. 2014. V. 9. № 2. P. 71–78.
9. Bakker R.J. Application of combined micro-Raman and electron probe microanalysis to identify platinum group minerals / 11th EMAS regional workshop on electron probe microanalysis of materials today. Practical Aspects, 2014. P. 215–233. http://fluids.unileoben.ac.at/Publications_files/Bakker_EMAS.pdf
10. Kharbish S., Jeleň S. Raman spectroscopy of the Pb-Sb sulfosalts minerals: Boulangerite, jamesonite, robinsonite and zinkenite // Vibrational Spectroscopy. 2016. № 85. P. 157–166. <https://doi.org/10.1016/j.vibspec.2016.04.016>
11. Merkle R.K.W., Píkl R., Verryň S.M.C., De Waal D. A raman spectroscopic investigation of synthetic “cooperite”, (Pt,Pd,Ni)S // Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte Jg. 1997. № 11. P. 518–528. <https://doi.org/10.1127/NJMM/1997/1997/518>
12. Merkle R.K.W., Píkl R., Verryň S.M.C., de Waal D. Raman spectra of synthetic “braggite”, (Pd,Pt,Ni)S // Mineralogical Magazine. 1992. V. 63. № 3. P. 363–367. <https://doi.org/10.1180/002646199548583>
13. Mernagh T.P., Hoatson D.M. A laser-Raman microprobe study of platinum-group minerals from the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia // Canadian Mineralogist. 1995. V. 33. №2. P. 409–417.
14. Milenov T.I., Tenev T., Miloushev I., Avdeev G.V., Luo C.W., Chou W.C. Preliminary studies of the Raman spectra of Ag₂Te Ag₅Te₃ // Optical and Quantum Electronics. 2014. V. 46. №. (4). P. 573–580. <https://doi.org/10.1007/s11082-013-9810-1>
15. Píkl R., De Waal D., Merkle R.K.W., Verryň S.M.C. Raman spectroscopic identification of synthetic ‘braggite’ (Pt, Pd, Ni)S samples in comparison with synthetic «cooperite» // Applied Spectrosc., 1999. V. 53. №. 8. P. 927–930. <https://doi.org/10.1366/0003702991947801>
16. Pine A.S., Dresselhouse G. Raman scattering in paratellurite, TeO₂ // Phys. Rev. 1971. B 4. P. 356.
17. Vermaak M.K.G., Pistorius P.C., Venter J.A. Fundamental electrochemical and Raman spectroscopic investigations of the flotation behaviour of PtAs₂ // Minerals Engineering. 2007. V. 20. №12. P. 1153–1158. <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2007.04.004>
18. Vymazalova A., Zaccarini F., Bakker R.J. Raman spectroscopy characterization of synthetic platinumgroup minerals (PGM) in the Pd–Sn–Te and Pd–Pb–Te ternary systems // European Journal of Mineralogy. 2014. V. 26. № 6. P. 711–716. <https://doi.org/10.1127/ejm/2014/0026-2408>
19. Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

SPECTROSCOPY OF NOBLE METALS MINERALS OF THE VASILINOVSK COPPER-GOLD-PLATINUM ORE OCCURENCE (POLAR URAL, RUSSIA)

R. I. Shaibekov^{a, #}, S. I. Isaenko^a, E. M. Tropnikov^a

*^aInstitute of Geology Federal Research Center, Komi Scientific Center,
Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation*

[#]E-mail: shaybekov@geo.komisc.ru

The work provides some information about the spectra of noble metal minerals obtained by Raman spectroscopy, using the example of a new copper-gold-platinum ore occurrence in the Polar Urals. For the first time, spectra of temagamite and minerals of the intermediate series merenskyite-moncheite were obtained, and some of the previously diagnosed minerals were refined and confirmed. The prerequisites for new mineral phases of the intermediate series are noted, difficulties in using the method and the need for further development of this area of research are indicated. It has been shown that the use of Raman spectroscopy, in controversial cases, complements and often clarifies the data of microprobe studies.

Keywords: Polar Urals, Vasilinovskoye ore occurrence, metagabbro, pyroxenites, sulphides, noble metals, Raman spectroscopy

УДК 548.736

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И КР-СПЕКТРОСКОПИЯ СИНТЕТИЧЕСКОГО КАЛИЕВОГО РИХТЕРИТА

© 2024 г. Е. В. Лиманов¹, В. Г. Бутвина¹, О. Г. Сафонов^{1,2}, А. В. Спивак^{1,*},
А. В. Кузьмин^{1,3}, академик РАН Л. Я. Аранович^{1,4}

Поступило 01.06.2024 г.

После доработки 15.07.2024 г.

Принято к публикации 16.07.2024 г.

Методом монокристалльного рентгеноструктурного анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) исследованы структуры двух кристаллов калиевого рихтерита с кристаллохимическими формулами $(K_{0.44}Na_{0.32}\square_{0.24})_{\Sigma=1}(Ca_{1.18}Na_{0.82})_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$ и $(K_{0.83}Na_{0.02}\square_{0.15})_{\Sigma=1}(Ca_{1.11}Na_{0.89})_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$, синтезированных при давлении 3 ГПа и температуре 1000 °С в системе $MgSiO_3 + CaMgSi_2O_6 + K_2CO_3 + Na_2CO_3 + CO_2 + H_2O$. Получены параметры моноклинных ячеек: $a=10.0256(5)$ и $9.9748(11)$, $b=17.9874(7)$ и $17.9879(16)$, $c=5.2687(3)$ и $5.2746(6)$ Å, $V_{э.я.} = 916.17(18)$ и $918.52(8)$ Å³, $\beta = 104.520(12)^\circ$ и $104.821(5)^\circ$, пр. гр. C2/m (12), $Z = 2$. Установлено, что позиции М(1), М(2) и М(3) заселены Mg^{2+} , позиция М(4) занята одновременно Ca^{2+} и Na^+ . Катионы Na^+ , не вошедшие в М(4), располагаются в позиции А, которая также вмещает катионы K^+ . КР-спектроскопия показала наличие вакансий в позиции А в обоих образцах. Структура соответствует “идеальной” структуре минералов группы рихтерита. Объёмы элементарных ячеек измеренных кристаллов прямо пропорциональны содержанию К в позиции А. На основе обобщения новых и литературных данных предложено уравнение зависимости $V_{э.я.}$ для амфиболов ряда рихтерит $Na(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ – К-рихтерит $K(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ с низким содержанием тремолитовой составляющей от содержания К в позиции А.

Ключевые слова: калиевый рихтерит, кристаллическая структура, КР-спектроскопия

DOI: 10.31857/S2686739724110124

ВВЕДЕНИЕ

К-рихтерит $KNaCaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ – минерал супергруппы амфиболов с общей формулой $AB_2C_5T_8O_{22}W_2$, где А = □, Na, K, Ca, Pb, Li; В = Na, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Li; С = Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li; Т = Si, Al, Ti^{4+} , Be; W = (OH), F, Cl, O^{2-} . Согласно решению комиссии по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (IMA CNMNC2017–102), название

“К-рихтерит” предложено для амфибола с низким содержанием Al при преобладании К над Na в позиции А [1].

Интерес к калиевому рихтериту во многом определяется тем, что этот минерал является потенциальным концентратором воды и щелочных элементов в верхней мантии Земли на глубинах до 400–450 км (например, [2–5]). Несмотря на широкий *PT*-диапазон стабильности, для образования К-рихтерита требуются особые соотношения активностей К, Na и H_2O , а также отношение $(K + Na) > Al$ в средах минералообразования. Выполнение этих специфических условий обуславливает редкость К-рихтерита в природных ассоциациях, связанных с верхней мантией. Он является типоморфным для некоторых разновидностей лампроитов и ксенолитов группы MARID. Наряду с такими минералами, как флогопит, калиевые титанаты, калиевые сульфиды, К-рихтерит – это индикаторный минерал калиевого мантийного метасоматоза [6, 7]. Он присутствует в наиболее метасоматизированных

¹Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского Российской Академии наук, Черноголовка, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Институт физики твердого тела им. Ю.А. Осипьяна Российской Академии наук, Черноголовка, Россия

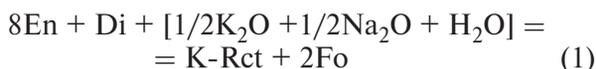
⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: spivak@iem.ac.ru

разностях ксенолитов перидотитов, отражающих преобразование гранатовых лерцолитов и гарцбургитов, через флогопит содержащие разности с гранатом или без него, в породы, где гранат нацело замещён флогопитом [4, 5].

Составы природных калиевых рихтеритов обычно близки к $\text{KNaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ с $\text{K} \sim 1.0$ ф.е. [2, 3]. Отношение K/Na в рихтерите является функцией давления [8] и отношения K/Na во флюиде [9]. Молярные значения $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ для K -рихтерита обычно варьируют в диапазоне от 0.5 до 1 [10]. Однако в экспериментах при давлениях более 6–7 ГПа [5] образуется рихтерит с K до 1.95 ф.е. (так называемые KK -рихтериты), в котором значительное количество K входит в позицию M4 [11].

В настоящей работе исследованы кристаллические структуры и КР-спектры двух кристаллов K -рихтерита, полученных в экспериментах при 1000°C и 3 ГПа по изучению влияния общей щёлочности и отношения K/Na в водно-углекислом флюиде на образование и состав амфибола в ассоциации с пироксенами и оливином согласно реакции



в присутствии флюида $\text{K}_2\text{CO}_3\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [10].

МЕТОДЫ СИНТЕЗА И АНАЛИЗА

Для синтеза калиевого рихтерита в качестве стартовых веществ использовались гелевые смеси состава энстатита MgSiO_3 и диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ в мольных пропорциях 8:1 в соответствии с реакцией (1) [7]. Флюид задавался смесями Na_2CO_3 , K_2CO_3 и щавелевой кислоты $\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Эксперименты проводились на аппарате высокого давления “наковальня с лункой” НЛ-40 в ИЭМ РАН. Продолжительность экспериментов составляла 8 часов.

Продукты опытов исследовались на сканирующем электронном микроскопе CamScanM2300 (VEGA TS5130MM) со спектральным анализатором Link INCA Energy-350 в ИЭМ РАН. Полированные образцы изучались под углеродным напылением толщиной ~ 15 мкм. Растровые электронные изображения полированных и объёмных образцов получены в отражённых электронах с ускоряющим напряжением 20 кВ. Количественный микроанализ выполнен при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда ~ 15 нА со средней погрешностью ± 0.2 мас.%. Размер электронного зонда 115–140 нм, при

сканировании до 60 нм, диаметр области возбуждения до 5 мкм.

Спектры КР измерялись в геометрии обратного рассеяния на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до -70°C детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus. Для возбуждения КР использовался непрерывный твердотельный одномодовый лазер с длиной волны излучения 532 нм и диодной накачкой. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50' в пятно диаметром ~ 5 мм. Линия излучения лазера в рассеянном пучке подавлялась с помощью оптического супер-ночч фильтра с оптической плотностью $\text{OD}=6$ и шириной полосы $\sim 160 \text{ см}^{-1}$, а интенсивность возбуждения непосредственно перед образцом составляла ~ 20 мВт. Время накопления спектра составляло 360 сек (120 сек \times 3). КР-спектры обрабатывались с помощью программных комплексов Fityk 1.3.1 и Origin2021.

Уточнение кристаллической структуры синтетического K -рихтерита выполнялось на монокристаллах размером $\sim 0.1 \times 0.1 \times 0.1$ мм в условиях низкотемпературного рентгенодифракционного эксперимента ($T = 200 \text{ K}$), проведённого с использованием лабораторного дифрактометра Xcalibur Gemini R от Oxford Diffraction, оснащённого двухкоординатным CCD-детектором Atlas S2. Массив дифракционных данных был получен методом сканирования области обратного пространства с шагом сканирования в 1° . Трёхмерный набор интенсивностей $F(hkl)$ был проинтегрирован с помощью программного комплекса CrysAlisPro, коррекция поглощения сферы выполнена с помощью программного пакета SCALE3 ABSPACK [12]. Основные характеристики кристаллов, условия эксперимента и параметры уточнения для образцов III-60 и II-40 приведены в таблице 1. Структура решена прямыми методами и уточнена в программном комплексе SHELX [13].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Наиболее крупные (~ 100 мкм) кристаллы K -рихтерита (рис. 1) были извлечены из полированных образцов. Состав кристаллов следующий (мас.%):

образец II-40: SiO_2 –57.86, MgO – 24.08, CaO – 7.91, Na_2O – 4.24, K_2O – 2.46;

образец III-60: SiO_2 –57.49, MgO – 23.53, CaO – 7.44, Na_2O – 3.57, K_2O – 4.51,

что соответствует кристаллохимическим формулам $(K_{0.44}Na_{0.32}\square_{0.24})_{\Sigma=1}(Ca_{1.18}Na_{0.82})_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$ и $(K_{0.83}Na_{0.02}\square_{0.15})_{\Sigma=1}(Ca_{1.11}Na_{0.89})_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$, соответственно (расчёт проводился по катионному методу). Рассчитанные формулы показывают, что в позиции М(4) синтезированных амфиболов содержание $Ca > 1$ ф.е., а позиция А содержит заметную концентрацию вакансий. Это указывает на примесь (~20 мол.%) тремолитовой составляющей в твёрдом растворе К-На-рихтерита. Этот факт отражает равновесие амфибола с диопсидом и энстатитом в продуктах экспериментов [7].

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Полиэдрический каркас структуры синтетических кристаллов К-рихтерита в двух проекциях представлен на рис. 2. Структура соответствует “идеальной” структуре минералов группы рихтерита [2, 3, 14], но отличается от них составом отдельных атомных позиций. Основные характеристики кристаллов и параметры уточнения приведены в таблице 1. Координаты атомов и эквивалентные изотропные параметры в структуре синтетических К-рихтеритов приведены в таблице 2.

Позиция Т в синтетических К-рихтеритах полностью занята Si^{4+} . Позиции М(1), М(2) и М(3) заселены Mg^{2+} , содержание которого в экспериментальных образцах II-40 и III-60 составляет 5 ф.е. Позиция М(4) занята одновременно Ca^{2+} и Na^+ . Катионы Na^+ , не вошедшие в М(4), совместно с K^+ располагаются в позиции А.

Полученные в результате РСА кристаллохимические формулы синтетических К-рихтеритов ($Z = 2$) хорошо согласуются с эмпирическими формулами. Типы атомов и заселённость в позициях М(і) и А были определены с учётом баланса зарядов и стерических факторов: размеров атомов, характерных длин связей металл-кислород (табл. 3) и геометрических параметров соответствующих полиэдров.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ К-РИХТЕРИТОВ

Для пополнения банка данных КР-спектроскопии минералов (библиотека <https://gruff.info>) кристаллы амфибола II-40 и III-60, были исследованы данным методом в диапазоне $100-4000\text{ см}^{-1}$ (рис. 3, табл. 4). Детальное описание полос в диапазоне $100-1200\text{ см}^{-1}$ дано в работе [7].

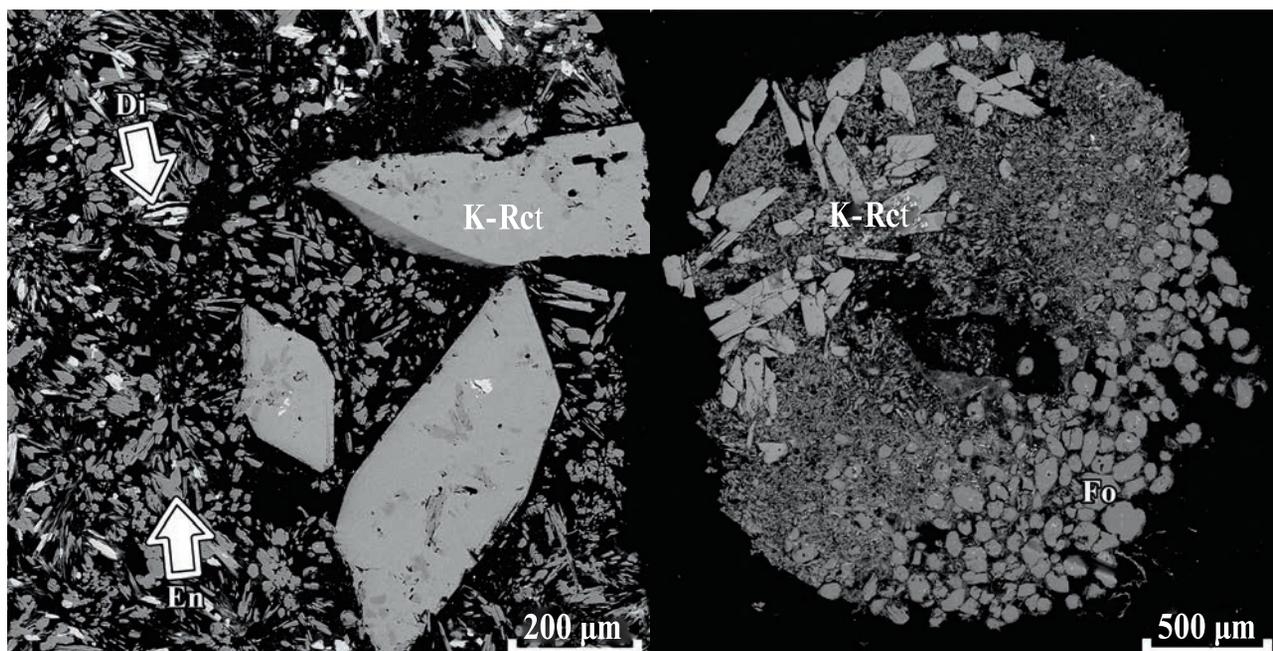


Рис. 1. СЭМ-фотографии кристаллов К-рихтерита из продуктов опытов II-40 и III-60 в системе $MgSiO_3 + CaMgSi_2O_6 + K_2CO_3 + Na_2CO_3 + CO_2 + H_2O$ [7].

Таблица 1. Кристаллографические характеристики, условия съёмки и результаты уточнения структуры синтетического К-рихтерита

Образец	III-60	II-40
Химическая формула	$(\text{K}_{0.83}\text{Na}_{0.02}\text{□}_{0.15})_{\Sigma=1}(\text{Ca}_{1.11}\text{Na}_{0.89})_{\Sigma=2}\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2$	$(\text{K}_{0.44}\text{Na}_{0.32}\text{□}_{0.24})_{\Sigma=1}(\text{Ca}_{1.18}\text{Na}_{0.82})_{\Sigma=2}\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2$
<i>M</i>	831.08	826.41
Температура, К	200	200
Сингония, пр. группа, <i>Z</i>	Моноклиная, <i>C2/m</i> (12), 2	
<i>a</i> , Å	10.0256(5)	9.9748(11)
<i>b</i> , Å	17.9874(7)	17.9879(16)
<i>c</i> , Å	5.2687(3)	5.2746(6)
α [°]	90	90
β [°]	5.2687(3)	104.520(12)
γ [°]	90	90
<i>V</i> , Å ³	918.52(8)	916.17(18)
$\rho_{\text{расч.}}$, г/см ⁻³	3.005	2.996
μ , мм ⁻¹	1.411	1.359
<i>F</i> (000)	827	822
Излучение	Mo <i>K</i> α ($\lambda=0.71073$ Å)	
Детектор	Xcalibur, AtlasS2, Gemini R-CCD	
$\theta_{\text{мин}}/\theta_{\text{макс}}$, °	4.53 to 48.99 (0.86 Å)	
Пределы <i>h, k, l</i>	-11 ≤ <i>h</i> ≤ 11 -20 ≤ <i>k</i> ≤ 19 -6 ≤ <i>l</i> ≤ 6	
Измеренные рефлексy	5071	3348
Независимые рефлексy	783 $R_{\text{int}} = 0.0587$ $R_{\sigma} = 0.0425$	738 $R_{\text{int}} = 0.1371$ $R_{\sigma} = 0.0973$
Число уточняемых параметров	83	83
<i>S</i>	1.100	1.106
Метод уточнения; весовая схема	МНК по F^2 , где	МНК по F^2 , где
R_j ; wR_2 [$I \geq 2\sigma(I)$]	$R_1 = 0.0585$; $wR_2 = 0.1431$	$R_1 = 0.1149$; $wR_2 = 0.2604$
R_j ; wR_2	$R_1 = 0.0873$; $wR_2 = 0.1604$	$R_1 = 0.1696$; $wR_2 = 0.2935$
$\Delta\rho_{\text{макс}}/\Delta\rho_{\text{мин}}$, eÅ ⁻³	1.50/-1.90	1.36/-1.65

Таблица 2. Координаты атомов и эквивалентные изотропные параметры в структуре синтетических К-рихтеритов

Атом	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	<i>U</i> _{экв}
Обр. II-40				
T1	0.7767(4)	0.58531(19)	0.7969(8)	0.0074(8)
T2	0.7861(4)	0.67186(19)	0.3031(8)	0.0074(8)
M1	½	0.5889(3)	1	0.0059(10)
M2	1	0.8209(3)	½	0.0059(10)
M3	½	½	½	0.0059(10)
M4	1	0.7240(3)	0	0.0157(3)
A	1	½	½	0.0633(3)
O1	0.8632(10)	0.7476(5)	0.293(2)	0.013(2)
O2	0.6190(9)	0.6702(5)	0.2243(19)	0.010(2)
O3	0.8445(9)	0.6314(5)	0.5956(18)	0.012(2)
O5	0.8415(9)	0.6154(5)	1.0937(18)	0.011(2)
O6	0.6120(9)	0.5858(5)	0.7158(18)	0.0083(18)
O7	0.8364(13)	½	0.787(3)	0.010(3)
O8	0.3904(13)	½	0.789(3)	0.0083(18)
Обр. III-60				
Si2	0.77395(18)	0.58534(9)	0.7993(3)	0.0015(4)
T1	0.78437(18)	0.67203(9)	0.3048(3)	0.0015(4)
T2	½	0.58916(15)	1	0.0018(5)
M1	1	0.82075(15)	½	0.0018(5)
M2	½	½	½	0.0018(5)
M3	1	0.72246(13)	0	0.0066(3)
M4	1	½	½	0.0261(3)
A	0.8630(5)	0.7476(2)	0.2965(9)	0.0059(10)
O2	0.6188(5)	0.6707(2)	0.2261(8)	0.0036(10)
O3	0.8435(4)	0.6311(2)	0.5969(8)	0.0030(10)
O5	0.8395(4)	0.6162(2)	1.0962(8)	0.0034(10)
O6	0.6096(4)	0.5869(2)	0.7183(8)	0.0021(8)
O7	0.8313(6)	½	0.7975(12)	0.0044(14)
O8	0.3932(6)	½	0.7837(12)	0.0021(8)

Основной пик 3734 см^{-1} (рис. 3, табл. 4) объясняется конфигурацией $\text{MgMgMg}(\text{OH})(\text{Na}, \text{K})^{\text{A}}$, которое Дж. Делла Вентура и др. [14] обозначили

как “рихтеритовая” или “К-рихтеритовая” [15]. В зависимости от преобладания Na или K данный пик может менять свое расположение от

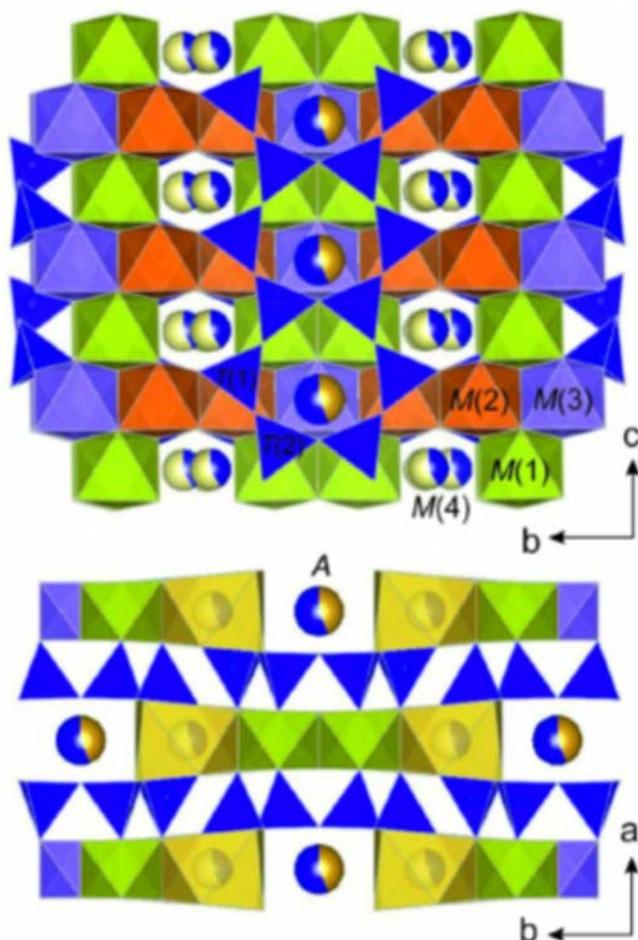


Рис. 2. Кристаллическая структура синтетического калиевого рихтерита (данная работа).

Таблица 3. Длины связей в структуре К-рихтеритов III-60 и II-40 (Å)

Атом-Атом	Межатомное расстояние (Å)		Атом-Атом	Межатомное расстояние (Å)	
	III-60	II-40		III-60	II-40
Si1–O1	1.578(5)	1.572(11)	Mg3–O6	2.081(4)	2.070(9)
Si1–O2	1.605(5)	1.614(11)	Mg3–O6 ^{#9}	2.081(4)	2.070(9)
Si1–O3	1.672(4)	1.673(11)	Mg3–O6 ^{#12}	2.081(4)	2.070(9)
Si1–O5 ^{#1}	1.683(5)	1.692(11)	Mg3–O6 ^{#13}	2.081(4)	2.070(9)
<T(2)–O>	1.635(5)	1.638(11)	Mg3–O8 ^{#13}	2.050(6)	2.088(13)
Si2–O3	1.637(5)	1.622(11)	Mg3–O8	2.050(6)	2.088(13)
Si2–O5	1.631(4)	1.629(11)	<M(3)–O>	2.071(5)	2.076(10)
Si2–O6	1.593(5)	1.591(11)	O1–Na2	2.372(5)	2.344(10)
Si2–O7	1.640(3)	1.652(6)	O2–Na2 ^{#2}	2.410(5)	2.392(10)
<T(1)–O>	1.626(4)	1.624(10)	O3–Na2 ^{#4}	2.823(4)	2.841(10)
Mg1–O1	2.003(5)	2.010(10)	O5–Na2 ^{#4}	2.631(5)	2.637(10)
Mg1–O1 ^{#7}	2.003(5)	2.010(10)	O1–Ca2	2.372(5)	2.344(10)

Таблица 3. Окончание

Атом-Атом	Межатомное расстояние (Å)		Атом-Атом	Межатомное расстояние (Å)	
	III-60	II-40		III-60	II-40
Mg1–O2 ^{#8}	2.098(4)	2.101(10)	<M(4)-O>	2.522(5)	2.512(10)
Mg1–O2 ^{#3}	2.098(4)	2.101(10)	O3–K1	2.948(4)	2.939(9)
Mg1–O6 ^{#8}	2.154(4)	2.174(10)	O5–K1 ^{#4}	3.119(4)	3.115(9)
Mg1–O6 ^{#3}	2.154(4)	2.174(10)	O7–K1	2.583(6)	2.488(13)
<M(2)-O>	2.085(4)	2.095(10)	O3–Na1	2.948(4)	2.939(9)
Mg2–O2 ^{#4}	2.064(5)	2.060(10)	O7–Na1	2.583(6)	2.488(13)
Mg2–O2 ^{#9}	2.064(5)	2.060(10)	<A-O>	2.836(5)	2.794(11)
Mg2–O6	2.060(4)	2.083(9)			
Mg2–O6 ^{#10}	2.060(4)	2.083(9)			
Mg2–O8	2.096(4)	2.093(9)			
Mg2–O8 ^{#11}	2.096(4)	2.093(9)			
<M(1)-O>	2.074(4)	2.079(9)			

3730 см⁻¹ до 3735–3736 см⁻¹ соответственно ([14] и ссылки в ней). Пик при 3673–3774 см⁻¹ связан с конфигурацией MgMgMg(OH)□^A. Её присутствие указывает на отклонение состава синтезированного рихтерита от идеального и присутствие вакансий в позиции А (например, [16]), что отражает наличие тремолитового компонента в твёрдом растворе [14].

КР-спектры синтезированных в данной работе амфиболов хорошо соотносятся с КР-спектрами природного рихтерита [7], К-рихтерита из щелочного дианита [17], и синтетического К-рихтерита [14]. Полученные амфиболы демонстрируют незначительные отличия в расположении большинства полос и их относительной интенсивности. Чуть более яркая полоса 3774 см⁻¹ у II-40 связана с большим количеством тремолитовой составляющей в амфиболе. Небольшая

полоса 3636 см⁻¹ может являться небольшим плечом тремолитового пика.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

На сегодняшний день существуют две работы, в которых исследованы зависимости объёма элементарной ячейки ($V_{э.я}$) амфиболов ряда рихтерит $\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – К-рихтерит $\text{K}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Дж. С. Хюбнер и Дж. Дж. Папайк [3] представили такие зависимости для амфиболов, синтезированных при 850°C и 0.1 ГПа из смесей карбонатов и оксидов, в виде уравнения (рис. 4, зелёные точки):

$$V (\text{Å}^3) = 909.57 + 6.85[\text{K}]^3 - 9.80[\text{K}]^2 + 14.73[\text{K}] \quad (r^2 = 0.995). \quad (2)$$

Таблица 4. Параметры КР-спектров

	Полоса MgMgMg–OH–A		Полоса MgMgMg–OH–□		Полоса		$I_{\text{HW}}/I_{(\text{HW}+\text{LW})\text{KР}}$
	Положение, см ⁻¹	FWHM, см ⁻¹	Положение, см ⁻¹	FWHM, см ⁻¹	Положение, см ⁻¹	FWHM, см ⁻¹	
II-40	3734	10	3674	6	3636	6	0.81
III-60	3734	8	3673	6	3636	4	0.84

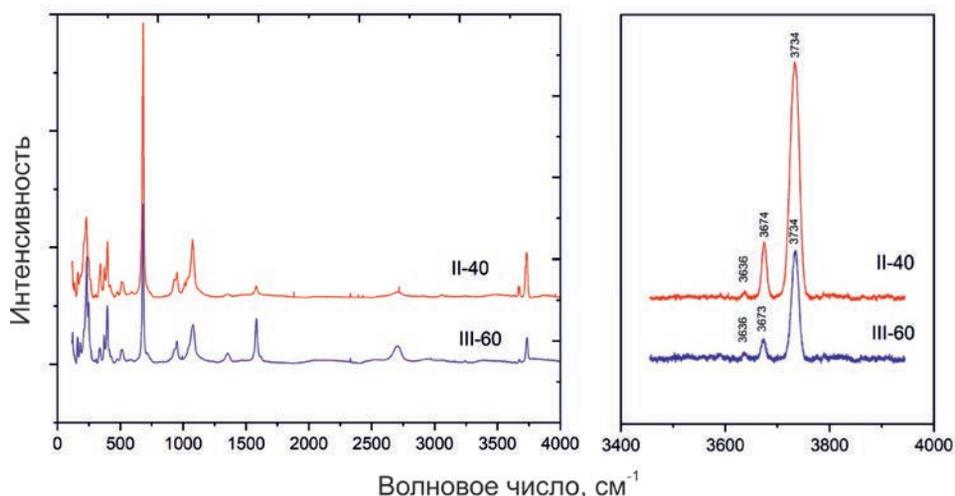


Рис. 3. КР-спектры в диапазоне $100\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ синтетических К-рихтеритов, обработанные с помощью программных комплексов Fityk 1.3.1 и Origin2021.

Оно указывает на небольшое отрицательное отклонение объёма смешения твёрдого раствора от идеального. Зависимость $V_{\text{э.я.}}$ кристаллов амфиболов, синтезированных Р. Циммерманом и др. [9] из гидроксидов и оксидов в равновесии с растворами KCl-NaCl при 700 и 800°C и 0.2 ГПа, заметно отклоняется [2] от зависимости (2). С учётом разброса значений, зависимость $V_{\text{э.я.}}$ амфиболов, измеренных М. Готтшальком и М. Андрутом [2] может быть представлена как линейная (рис. 4, оранжевые точки):

$$V(\text{Å}^3) = 909.61 + 14.05[\text{K}] \quad (r^2 = 0.959) \quad (3)$$

Обе зависимости предсказывают близкие объёмы э.я. Na-рихтерита, 909.9 и 909.6 Å^3 , соответственно. Оцененные объёмы э.я. К-рихтерита заметно отличаются: 923.61 Å^3 [2] и 921.37 Å^3 [3]. М. Готтшальк и М. Андрут [2] предположили, что меньшие объёмы калиевых амфиболов из работы Дж. С. Хюбнера и Дж. Дж. Папайка [3] могут быть связаны с отклонением состава амфиболов от ряда $(\text{K}, \text{Na})\text{NaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ из-за присутствия тремолитовой составляющей, концентрация которой незначительна в амфиболах, изученных М. Готтшальком и М. Андрутом [2]. Отметим также различия результатов отдельных измерений $V_{\text{э.я.}}$ амфиболов состава $\text{KNaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, синтезированных из стехиометрических гелей. Значение объёмов 922.66 Å^3 [18] и 922.7 Å^3 [19] находятся между значениями, оцененными для калиевого амфибола из зависимостей (2) и (3), а значение 921.0 Å^3 [19] чуть ниже значения, рассчитанного М. Готтшальком и М. Андрутом [2].

Объём элементарной ячейки амфибола III-60 с 0.83 ф.е. К хорошо соответствует зависимости (2), выведенной Дж. С. Хюбнером и Дж. Дж. Папайком [3] (рис. 4), а объём элементарной ячейки амфибола II-40, содержащего 0.44 ф.е. К, лежит вблизи зависимости (3), построенной по данным М. Готтшалька и М. Андрута [2].

Оба амфибола содержат примесь тремолитовой составляющей, причем её содержание в амфиболе II-40 выше, чем в амфиболе III-60. Присутствие тремолитового компонента снижает объём э.я. рихтерита и К-рихтерита [19, 20] Это может быть причиной более низкого значения $V_{\text{э.я.}}$ (918.53 Å^3) для амфибола III-60 по отношению к зависимости (3). Отметим, что оно довольно близко к $V_{\text{э.я.}}$ (919.7 Å^3) К-рихтерита, содержащего ~ 20 мол. % тремолитового компонента, из работы Ф. Хауторна и др. [19]. Однако значение $V_{\text{э.я.}}$ (916.17 Å^3) для амфибола III-60, в котором содержание тремолитовой составляющей даже выше, чем в III-60, не подтверждает предположение о влиянии тремолитовой составляющей. Таким образом, присутствие небольшого содержания тремолитовой составляющей вряд ли является причиной различий в положении $V_{\text{э.я.}}$ синтезированных амфиболов относительно зависимостей (2) или (3).

С учётом указанных выше данных [2, 3, 9, 18–20] и данных для кристаллов II-40 и III-60, общая зависимость $V_{\text{э.я.}}$ амфиболов ряда рихтерит $\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – К-рихтерит $\text{K}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ с низким содержанием тремолитовой составляющей лучше всего

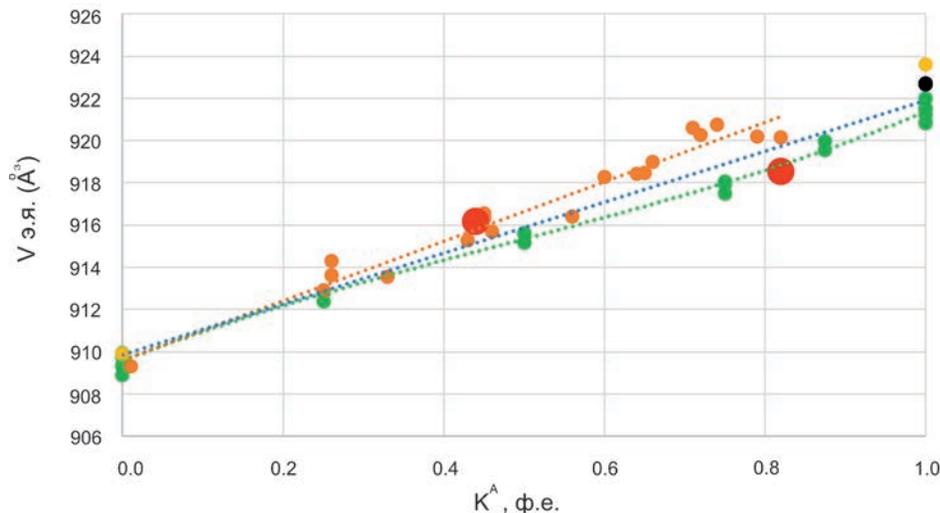


Рис. 4. Зависимости V э.я. амфиболов ряда рихтерит–К-рихтерит от содержания К в позиции А. Точки по данным: оранжевые [2, 9], зелёные [3], чёрные [18, 19], большие красные – данная работа. Пунктирные линии – аппроксимации, представленные уравнениями (2–4), см. в тексте.

представляется уравнением (рис. 4, синяя пунктирная линия):

$$V(\text{Å}^3) = 909.31 + 15.99[\text{K}] - 3.95[\text{K}]^2$$

$$(r^2 = 0.968). \quad (4)$$

Слабое положительное отклонение зависимости объёма от состава твёрдого раствора рихтерит–К-рихтерит от линейной, отражённое в уравнении (4), в целом согласуется с положительным отклонением от идеальности объёмов смешения различных К–Na-минеральных твёрдых растворов, например, полевых шпатов и белых слюд.

Таким образом, синтетические твёрдые растворы (К, Na)-рихтеритов были исследованы методами рентгеновской и КР-спектроскопии. С помощью КР-спектроскопии было показано наличие вакансий в позиции А в обоих образцах, но структура соответствует “идеальной” структуре минералов группы рихтерита. Точки составов синтетических К-рихтеритов лежат на тренде, описывающем прямо пропорциональную зависимость K^A от параметров и объёма ячейки. На основе полученных данных выведено уравнение зависимости $V_{\text{э.я}}$ амфиболов ряда рихтерит $\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – К-рихтерит $\text{K}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ с низким содержанием тремолитовой составляющей.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы FMUF-2022–0001 государственного задания ИЭМ РАН на 2022–2026 гг.

(аналитические исследования) и гранта Российского научного фонда № 23-27-00065, <https://rscf.ru/project/23-27-00065/> (экспериментальные исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Am. Mineral.* 2012. V. 97. P. 2031–2048.
2. Gottschalk M., Andrut M. Structural and chemical characterization of synthetic (Na,K)-richterite solid solutions by EMP, HRTEM, XRD and OH-valence vibrational spectroscopy // *Phys Chem Minerals.* 1998. V. 25. P. 101–111.
3. Huebner J.H., Papike J.J. Synthesis and crystal chemistry of sodium-potassium richterite, (Na,K) $\text{NaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$: a model for amphiboles // *Am. Mineral.* 1970. V. 55. P. 1973–1992.
4. Dawson J.B., Smith J.V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1977. V. 41. P. 309–323.
5. Foley S. High-pressure stability of the fluor- and hydroxyendmembers of pargasite and K-richterite // *Geochim Cosmochim Acta.* 1991. V. 55. P. 2689–2694.
6. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Реакции – индикаторы активности К и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование // *Геохимия.* 2016. № 3. С. 893–908.

7. *Limanov E.V., Butvina V.G., Safonov O. G., Spivak A. V., Van K. V., Vorobey S. S.* Formation of Richterite in the Enstatite-Diopside System in the Presence of K_2CO_3 - Na_2CO_3 - CO_2 - H_2O Fluid: Implications for the Processes of Mantle Metasomatism // *Geochem. Int.* 2024. V. 62. № 4. P. 356–365.
8. *Konzett J., Ulmer P.* The stability of hydrous potassic phases in lherzolitic mantle – an experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions // *J. Petrol.* 1999. V. 40. № 4. P. 629–652.
9. *Zimmermann R., Gottschalk M., Heinrich W., Franz G.* Experimental Na-K distribution between amphiboles and aqueous chloride solutions, and a mixing model along the richterite-K-richterite join // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 126. №3. P. 252–264.
10. *Aoki K.* Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1975. V. 53 №3. P. 145–156.
11. *Yang H., Konzett J., Prewitt C.T., Fei Y.* Single-crystal structure refinement of synthetic M4K-substituted potassic-richterite, $K(KCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ // *Am. Mineral.* 1999. 84:681–684
12. CrysAlisPro: 1.171.41.118a. (Rigaku Oxford Diffraction, 2019). CrysAlisPro, Agilent Technologies, Version 1.171.37.33 (release 27.03.2014 CrysAlis171.NET).
13. *Sheldrick G.M.* SHELX97: Program for the solution and refinement of crystal structures. University of Göttingen, Germany, 1997.
14. *Della Ventura G., Hawthorne F.C., Mihailova B., Sodo A.* Raman and FTIR Spectroscopy of Synthetic Amphiboles: I. The OH Librational Bands and the Determination of the OH-F Content of Richterites via Raman Spectroscopy // *Can. Mineral.* 2021. V. 59. №1. P. 31–41.
15. *Hawthorne F.C., Della Ventura G.* Short-range order in amphiboles / In: Hawthorne FC, Oberti R, Della Ventura G, Mottana A (eds) *Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues* // *Reviews in Mineralogy.* 2007. V. 67. P. 173–222.
16. *Robert J.L., Della Ventura G., Thauvin J.L.* The infrared OH-stretching region of synthetic richterites in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - SiO_2 - H_2O -HF // *Eur. J. Mineral.* 1989. V. 1. P. 203–211.
17. *Dumanska-Słowik M., Powolny T., Natkaniec-Nowak L., Stankiewicz K.* Mineralogical and geochemical implications on the origin of dianite from the alkaline Murun Complex (Eastern Siberia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 141. P. 1–13.
18. *Raudsepp M., Della Ventura G., Hawthorne F.C.* Data for Synthetic Potassium-Richterite, Nickel-Potassium, Richterite and Cobalt-Potassium-Richterite // *Powder Diffraction.* 1992. V.7. № 1. P. 52–55.
19. *Hawthorne F.C., Ventura G.D., Robert J.L., Welch M.D., Raudsepp M., Jenkins D.M.* A Rietveld and infrared study of synthetic amphiboles along the potassium-richterite-tremolite join // *Am. Mineral.* 1997. V. 82. № 7–8. P. 708–716.
20. *Pawley A.R., Graham C.M., Navrotsky A.* Tremolite-richterite amphiboles: synthesis, compositional and structural characterization, and thermochemistry // *Am. Mineral.* 1993. V. 78. P. 20–26.

CRYSTAL STRUCTURE AND RAMAN SPECTROSCOPY OF SYNTHETIC POTASSIUM RICHTERITE

E. V. Limanov^a, V. G. Butvina^a, O.G. Safonov^{a,b}, A.V. Spivak^{a,#},
A. V. Kuzmin^{a,c}, academician of the RAS L. Ya. Aranovich^{a,d}

^a*D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian
Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

^c*Yu.A. Osipyan Institute of Solid State Physics, Russian
Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: spivak@iem.ac.ru*

The structures of two potassium richterite crystals with crystal chemical formulas $(K_{0.44}Na_{0.32}\square_{0.24})_{\Sigma=1}(Ca_{1.18}Na_{0.82})$ were studied by single-crystal X-ray diffraction analysis and Raman spectroscopy (RAMAN) $_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$ and $(K_{0.83}Na_{0.02}\square_{0.15})_{\Sigma=1}(Ca_{1.18}Na_{0.89})_{\Sigma=2}Mg_5Si_8O_{22}OH_2$ synthesized at a pressure of 3 GPa and a temperature of 1000°C in the $MgSiO_3+CaMgSi_2O_6+K_2CO_3+Na_2CO_3+CO_2+H_2O$ system. The parameters of monoclinic cells are obtained: $a=10.0256(5)$ & $9.9748(11)$, $b=17.9874(7)$ & $17.9879(16)$, $c=5.2687(3)$ & $5.2746(6)$ Å, $V_{u.c.} = 916.17(18)$ & $918.52(8)$ Å³, $\beta = 104.520(12)^\circ$ & $104.821(5)^\circ$, sp. gr. C2/m (12), $Z = 2$. It was found that positions M(1), M(2) and M(3) are inhabited by Mg^{2+} , position M(4) is occupied simultaneously by Ca^{2+} and Na^+ . The Na^+ cations that are not included in M(4) are located in position A, which also accommodates K^+ cations. Raman spectroscopy showed the presence of vacancies in position A in both samples. The structure corresponds to the “ideal” structure of richterite group minerals. The unit cell volumes of the measured crystals are directly proportional to the content of K in position A. Based on the generalization of new and published data, an equation of dependence of $V_{u.c.}$ for amphiboles of the richterite $Na(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ –K-richterite $K(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ series with a low tremolite component on the K content in position A is proposed.

Keywords: potassium richterite, crystal structure, Raman spectroscopy

УДК 553.41:552.3 (571.7)

ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАЛЬЦИТ-ДОЛОМИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

© 2024 г. К. Н. Малич^{1,*}, Г. В. Липенков^{2,**}, Д. А. Озорнин¹, М. В. Наумов²,
И. Ю. Баданина¹, В. А. Булатов¹, А. А. Войтин¹

Представлено академиком Н.А. Горячевым 10.06.2024 г.

Поступило 14.06.2024 г.

После доработки 17.07.2024 г.

Принято к публикации 18.07.2024 г.

С Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы ассоциируют комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпные месторождения. В отличие от минералов осмия и иридия, которые генетически связаны с ультраосновными породами, вопрос о коренном источнике золота является предметом дискуссии. На примере кальцит-доломитовых карбонатов Гулинского массива нами впервые охарактеризованы морфологические и вещественные особенности золотой минерализации. Минералы золота представлены природными Au–Ag-сплавами с содержанием золота (69.64–88.57 мас.%) и серебра (11.73–30.83 мас.%) с низкими концентрациями меди (до 0.18 мас.%), которые преобладают над минералами системы Au–Cu–Ag (природными сплавами $Au_{0.74}Cu_{0.14}Ag_{0.12}$ и $Ag_{0.51}Au_{0.47}Cu_{0.02}$, тетраурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu_3Au)). Для минералов золота характерна ранняя пентландит-троилит-халькопиритовая ассоциация, выявленная в составе идиоморфных полифазных включений. Более поздний галенит (PbS) в составе субидиоморфных монофазных включений замещается церусситом ($PbCO_3$). Выявленное сходство минералов золота и минеральных ассоциаций в золоте из кальцит-доломитовых карбонатов с таковыми для минералов золота из россыпей Гулинского массива свидетельствует о том, что в золотом рудообразовании значительная роль принадлежала производным ийолит-карбонатитового магматизма.

Ключевые слова: минералы золота, включения сульфидов, карбонаты, Гулинский массив, Полярная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739724110137

ВВЕДЕНИЕ

С уникальным Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы связаны крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота [1–3].

подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПГ) из россыпей представлены идиоморфными кристаллами и агрегатами зёрен, образованными Os–Ir-твёрдыми растворами или минералами осмия, которые преобладают над Ru–Os-сульфидами, Pt–Fe-минералами и другими МПГ. Минералы золота состоят из индивидов и агрегатов зёрен различной степени окатанности, среди которых доминирует (80%) электрум (AuAg) с содержанием серебра 20–60 мас.%. Электрум входит в состав монофазных и полифазных зёрен, сложенных также самородным золотом (Au), тетраурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu_3Au).

Ранее было показано [1, 4, 5], что платиноидная минерализация генетически связана с дуниитами и хромититами Гулинского массива. Вопрос

¹Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

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

*E-mail: dunite@yandex.ru

**E-mail: Gleb_Lipenkov@karpinskyinstitute.ru

о коренном источнике золота остаётся дискуссионным (например, [3, 6–8]). В настоящем сообщении впервые обсуждаются результаты изучения золотой минерализации из кальцит-доломитовых карбонатитов, которые являются наиболее поздними образованиями Гулинского массива. На основании сходства химического состава минералов золота из карбонатитов и аллювиальных отложений р. Гулэ, дренирующей карбонатиты, сделан вывод о коренном источнике золотой минерализации россыпей. Исследование является частью более масштабной задачи, направленной на выявление коренных источников и уточнения условий образования золотой и платиноидной минерализации Гулинского массива.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В строении Гулинского массива выделяется семь фаз внедрения [1, 9, 10]: 1) дуниты и клинопироксениты, 2) мелилитовые породы; 3) якупирангиты-мельтейгиты и близкие к ним щелочные мафиты; 4) ийолиты и ийолит-пегматиты; 5) нефелиновые и щелочные эгириновые сиениты; 6) породы фоскоритовой серии и 7) карбонатиты. В центральной части массива находятся два штока карбонатитов до 5 км в поперечнике – Северный и Южный. Данное исследование базируется на двух крупнообъёмных пробах лимонитизированных кальцит-доломитовых карбонатитов (№№ обр. 22149 и 22147) весом около 60 кг каждая, которые были отобраны из естественных коренных выходов Южного карбонатитового

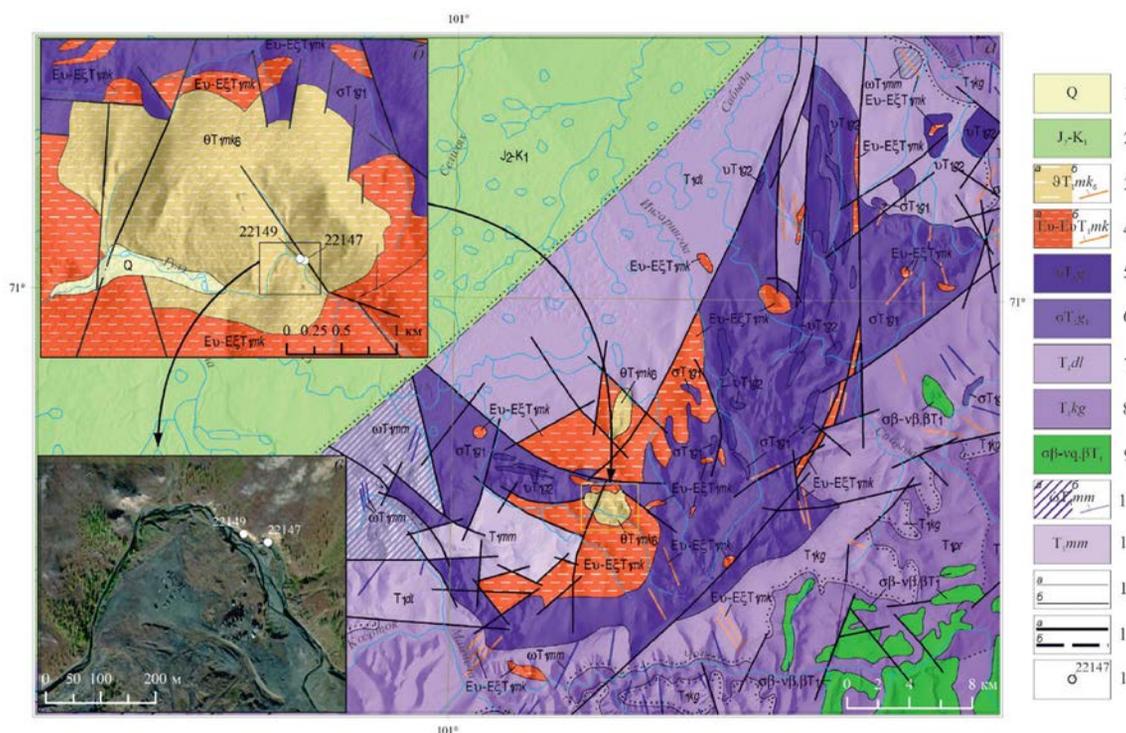


Рис. 1. Обзорная схема района работ: *a* – геологическая карта Гулинского массива по материалам ГК1000/3, лист R-47 (Хета) [11], с упрощениями; *б* – схема геологического строения Южного карбонатитового массива; *в* – места отбора проанализированных проб в долине р. Гулэ на космическом снимке высокого разрешения ESRI Imagery. В *a* и *б* в качестве подложки использован рельеф ARCTIC DEM. Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы; 2 – нерасчленённые юрско-меловые терригенные отложения Енисей-Хатангского регионального прогиба; 3, 4 – маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс: 3 – карбонатиты шестой фазы комплекса: *a* – штоки, *б* – дайки, жилы; 4 – нерасчленённые образования со второй по пятую фазы комплекса (мелилитовые породы, якупирангиты и мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты): *a* – штоки, *б* – дайки, жилы; 5, 6 – гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс: 6 – дуниты (первая фаза), 5 – клинопироксениты (вторая фаза); 7 – дельканская свита; 8 – коготокская свита; 9 – нерасчленённые образования катангского долеритового и карамского троктодолерит-лейкогаббродолеритового комплексов; 10, 11 – маймечинский пикрит-маймечитовый комплекс вулканический; 10 – субвулканические образования (*a* – штоки, *б* – дайки); 11 – покровная фация; 12 – геологические границы: *a* – согласно залегания стратиграфических подразделений и интрузивные контакты, *б* – несогласного залегания; 13 – разломы (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); 14 – места отбора проб.

штока, который обнажается в правом борту долины р. Гулэ (рис. 1). Образцы средне-, крупно-зернистых кальцит-доломитовых карбонатитов состоят из доломита и кальцита размером до 1 см и содержат акцессорные магнетит, фторапатит, пирротин, халькопирит и пирит. Химический состав изученных пород, определённый в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ рентгенофлуоресцентным методом (аналитик В. Н. Кириллов), варьирует в следующих пределах (мас.%): SiO_2 – <0.02–0.08, Al_2O_3 – <0.05, TiO_2 –0.04–0.06, Fe_2O_3 общее – 1.31–1.68, MnO – 0.21–0.31, MgO – 21.9–22.3, CaO – 30.8–31.7, Na_2O – <0.1, K_2O – 0.01, P_2O_5 –0.35–1.11, потери при прокаливании – 45.8–46.3; массовая доля золота (метод ICP-MS, аналитик В. А. Шишлов) оказалась низкой (0.019 г/т) или ниже предела обнаружения метода (0.002 г/т).

Минералы золота были выделены из двух проб кальцит-доломитовых карбонатитов с особой тщательностью, исключающей загрязнение, с использованием (1) дробления и промывки до чёрного шлиха в полевых условиях, (2) изодинамического магнитного сепаратора, тяжёлых жидкостей и отбора зёрен золота под биноклем в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Морфологические особенности минералов золота были изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira LMS с энергодисперсионной приставкой “INCA Energy” 450 X–Max 80 (ЦКП ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”, Екатеринбург, аналитик Н. С. Чебыкин), используя комбинацию изображений во вторичных и обратно-рассеянных электронах. Далее минералы золота были разделены на четыре фракции крупности (0.2–0.3, 0.3–0.4, 0.4–0.7 и 0.7–1.2 мм, соответственно), после чего смонтированы в эпоксидной смоле и приполированы наполовину. Химический состав минералов золота и минеральных включений изучен

с использованием рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) при помощи САМЕСА SX 100 с пятью волновыми спектрометрами (ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”). В качестве стандартных образцов использовались чистые металлы Au, Ag, Pd, Co, Ni, Pb, халькопирит (CuFeS_2) и сплав HgTe. При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии: Au *Ma*, Ag *La*, Hg *Ma*, Pd *Lβ*, Pb *Ma*, Ni *Kα*, Fe *Kα*, Cu *Kα*, Co *Kα*, S *Kα*. Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 10–40 нА, пространственное разрешение анализа составляло 1–2 мкм. Всего выполнено 125 анализов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералы золота представлены кристаллическими индивидами размером от 200 до 1300 микрон в поперечнике, с хорошо сохранившейся индукционной штриховкой, характерной для поверхностей совместного роста с другими минералами (рис. 2). Средние химические составы минералов золота приведены в табл. 1 и на рис. 3. По составу подавляющее большинство изученных образцов (6 из 8) соответствует Au–Ag-природным сплавам (табл. 1, ан. 1–4, 6, 8, рис. 3) с содержанием золота (69.64–88.57 мас.%) и серебра (11.73–30.83 мас.%), для которых характерно отсутствие или низкие концентрации меди (до 0.18 мас.%). Данные природные сплавы образуют непрерывный ряд твёрдых растворов (рис. 3), что характерно для природных соединений в системе Au–Ag [12]. В двух случаях краевые части образцов 147–4 и 149–3, образованные вторичными оторочками шириной 3–10 микрон, состоят из гипергенного самородного золота (табл. 1, ан. 5 и 9). Другие образцы представлены природными сплавами системы Au–Cu–Ag, где образец 149–2 (табл. 1, ан. 7) характеризуется содержаниями Cu и Ag

Таблица 1. Средние химические составы Au–Ag–Cu-минералов из карбонатитов Гулинского массива по результатам РСМА

№ п.п.	№ обр.	Параметры	Au	Ag	Cu	Сумма	n
Самородное золото, электрум (Au,Ag)							
1	22147-1	Мас. %	88.57	11.73	0.18	100.51	12
		σ, мас. %	0.38	0.29	0.21		
		К.ф.	0.800	0.194	0.006	1	
2	22147-2	Мас. %	81.19	19.09	н.п.о.	100.29	11

Таблица 1. Окончание

№ п.п.	№ обр.	Параметры	Au	Ag	Cu	Сумма	n
		σ, мас. %	1.18	0.98	н.п.о.		
		К.ф.	0.700	0.300	н.п.о.	1	
3	22147-3	Мас. %	81.57	18.28	н.п.о.	99.85	12
		σ, мас. %	1.91	2.16	н.п.о.		
		К.ф.	0.710	0.290	н.п.о.	1	
4	22147-4	Мас. %	69.64	30.83	н.п.о.		10
		σ, мас. %	0.73	0.76	н.п.о.		
		К.ф.	0.553	0.447	н.п.о.	1	
5	22147-4	Мас. %	95.79	4.24	н.п.о.		3
		σ, мас. %	0.02	0.23	н.п.о.		
		К.ф.	0.925	0.075	н.п.о.	1	
6	22149-1	Мас. %	82.05	18.28	н.п.о.	100.33	12
		σ, мас. %	1.57	1.61	н.п.о.		
		К.ф.	0.711	0.289	н.п.о.	1	
Сплавы (Au,Cu,Ag)							
7	22149-2	Мас. %	86.85	7.93	5.26	100.04	10
		σ, мас. %	0.84	0.47	0.36		
		К.ф.	0.739	0.123	0.138	1	
Самородное золото, электрум (Au,Ag)							
8	22149-3	Мас. %	71.51	28.98	н.п.о.	100.49	14
		σ, мас. %	1.04	1.03	н.п.о.		
		К.ф.	0.575	0.425	н.п.о.	1	
9	22149-3	Мас. %	91.59	8.4	н.п.о.		1
		К.ф.	0.857	0.143	н.п.о.	1	
Сплавы (Ag,Au,Cu)							
10	22149-4	Мас. %	62.04	37.28	0.71	100.03	13
		σ, мас. %	3.66	3.73	0.35		
		К.ф.	0.470	0.514	0.016		
Тетрааурикуприд (AuCu)							
11	22149-4	Мас. %	74.39	0.55	25.36	100.30	5
		σ, мас. %	0.51	0.2	0.34		
		К.ф.	0.483	0.006	0.511	1	
Аурикуприд (Cu ₃ Au)							
12	22149-4	Мас. %	49.93	н.п.о.	50.17	100.1	4
		σ, мас. %	1.04	н.п.о.	0.96		
		К.ф.	0.243	н.п.о.	0.757	1	

Примечание. n – количество анализов, σ – стандартное отклонение, К.ф. – коэффициент в кристаллохимической формуле, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

(5.26 и 7.93 мас.%, соответственно) и по составу близок $Au_{0.74}Cu_{0.14}Ag_{0.12}$, тогда как обр. 149–4 (табл. 1, ан. 10–12) состоит из Ag–Au–Cu-сплава состава $Ag_{0.51}Au_{0.47}Cu_{0.02}$, содержащим сростания тетрааурикуприда (AuCu) и аурикуприда (Cu_3Au), являющихся продуктами распада твёрдого раствора.

Для изученных минералов золота характерны полифазные и монофазные включения сульфидов (рис. 4 а, б; табл. 2, ан. 1–8), которые представлены Со-содержащим пентландитом (pn),

троилитом (tr), халькопиритом (ссп) и галени- том (gn). Отметим, что состав Со-содержащего пентландита характеризуется двумя разновидностями: pn-1, в котором преобладает Fe над Ni и pn-2 с преобладанием Ni над Fe. В образце 147–4 (рис. 4 в, г) установлены включения галени- нита (табл. 2, ан. 9), по которому образуется ги- пергенный церуссит ($PbCO_3$).

Таблица 2. Представительные составы (мас.%) сульфидов в минералах золота карбонатитов Гулинского массива по результатам РСМА

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	Pn-1	Pn-2	Pn-2	Pn-1	Pn-1	Tr	Ссп	Ссп	Gn
Рисунок	4а	4а	4а	4б	4б	4б	4б	4б	4в
S	33.12	33.27	33.27	33.58	33.43	36.59	34.42	34.92	13.42
Fe	36.11	27.44	27.61	36.91	36.32	62.49	30.21	30.25	н.п.о.
Cu	0.48	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	34.69	34.31	н.п.о.
Ni	28.15	37.94	38.00	27.89	28.75	0.31	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Со	1.24	0.83	0.83	1.23	1.19	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86.12
Сумма	99.10	99.48	99.71	99.61	99.69	99.39	99.32	99.48	99.54
Формульные коэффициенты									
S	8.020	8.055	8.040	8.080	8.041	1.008	2.000	2.004	1.001
Fe	5.022	3.815	3.820	5.096	5.021	0.988	0.999	0.998	–
Cu	0.058	–	–	–	–	–	1.001	0.996	–
Ni	3.736	5.022	5.031	3.662	3.783	0.004	–	–	–
Со	0.164	0.108	0.109	0.162	0.155	–	–	–	–
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	0.999
Сумма	17	17	17	17	17	2	4	4	2

Примечание. Pn-1 – пентландит ($Fe/Ni > 1$), Pn-2 – пентландит ($Fe/Ni < 1$), Tr – троилит, Ссп – халькопирит, Gn – галенит, н.п.о. – ниже предела обнаружения, н.о. – не определяли.

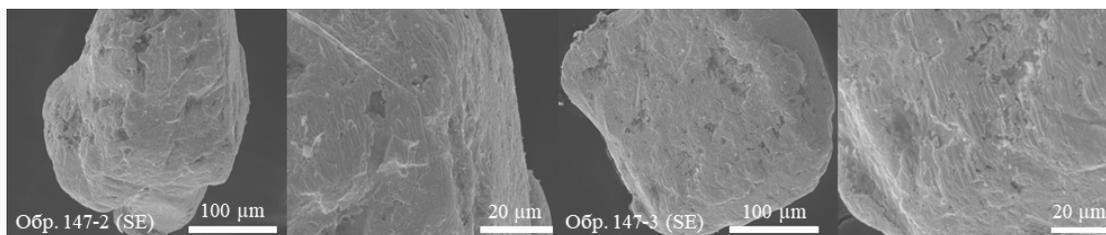


Рис. 2. Типичные морфологические особенности природных Au–Ag-сплавов (обр. 147–2, 147–3) из кальцит-доломитовых карбонатитов Гулинского массива. Изображения во вторичных электронах (а, в-общий вид; б, г – детали).

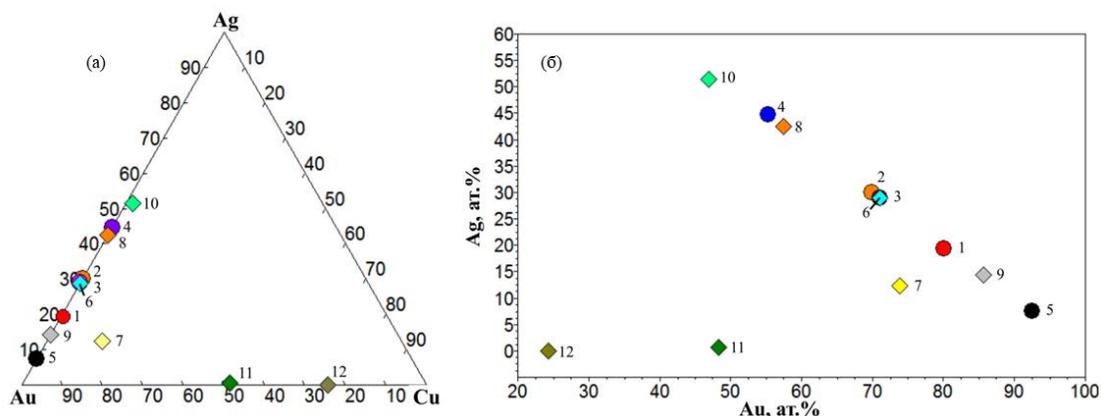


Рис. 3. Средние химические составы минералов золота из кальцит-доломитовых карбонатитов Гулинского массива в координатах Ag–Au–Cu, ат. % (а) и Ag–Au, ат. % (б). Цифры 1–12 соответствуют таковым в табл. 1.

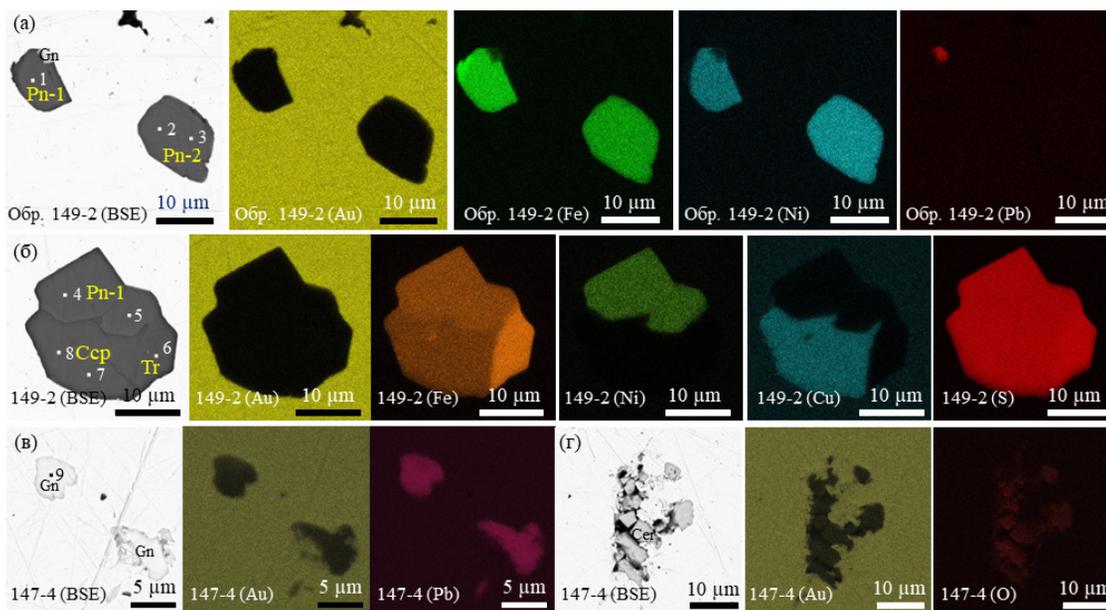


Рис. 4. Типичные особенности морфологии и внутреннего строения минеральных включений в минералах золота доломит-кальцитовых карбонатитов Гулинского массива. Изображения в обратно-рассеянных электронах с веществом контрастом и рентгеновских лучах Au $M\alpha$, Fe $K\alpha$, Ni $K\alpha$, Cu $K\alpha$, Pb $M\alpha$, O $K\alpha$. Цифры 1–9 на рис. а, б, в-участки проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым в табл. 2. Аббревиатура минералов дана в соответствии с рекомендациями в [13]. Pn-1 – пентландит (Fe/Ni>1), Pn-2 пентландит (Ni/Fe>1), Tr – троилит, Ccp – халькопирит, Gn – галенит, Cer – церуссит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Выявленная ассоциация благородно-металлических минералов, судя по характеру их взаимоотношений с минералами включений, в изученных образцах карбонатитов тесно ассоциирует с минералами сульфидов – пентландитом-1, пентландитом-2, троилитом, халькопиритом и галенитом,

которые могут быть отнесены к двум разным парагенезисам. Ранний пентландит-троилит-халькопиритовый парагенезис (рис. 4 б) представлен равновесной первичной ассоциацией сульфидов с чёткими границами между ними в составе полифазных идиоморфных включений. Более поздней является ассоциация галенита в составе субидиоморфных монофазных включений (рис. 4 в),

и церруссита, развивающегося по галениту (рис. 4 г). Именно с пентландит-троилит-халькопиритовой ассоциацией были синхронны Au-Ag-природные сплавы. Образование церруссита знаменует собой преобразование галенита при окислении карбонатов в зоне гипергенеза. Составы изученных Au-содержащих минералов карбонатитов попадают в области упорядоченных соединений Au и Ag (электрум), Au и Cu (тетрааурикуприд и аурикуприд) (см. табл. 1 и рис. 3). Согласно бинарным диаграммам состояния Au-Cu и Au-Ag [14, 15] верхний температурный предел рудообразования определяется формированием Au-Ag-сплавов (480 °C), нижний – формированием тетрааурикуприда (400 °C).

Выявленные морфологические особенности золота и его химического состава свидетельствуют об их сходстве с таковыми из россыпных отложений рр. Гулэ и Дунитовая, расположенных в непосредственной близости от Южного карбонатитового штока (например, [3, 16]). Кроме того, установленный нами набор включений сульфидов в Au-Ag-(Cu)-сплавах карбонатитов соответствует набору сульфидных минералов, выявленных в Au-Ag-Cu-природных сплавах из россыпей Гулинского массива [7], а также в карбонатитах Гулинского массива [17]. При изучении минералов-узников (оливина, группы пироксенов, цирконолита, минералов ряда апатит-монацит) в самородном золоте из россыпей было установлено, что их составы близки к составам аналогичных минералов щелочных и карбонатитовых пород массива [3, 7, 8], свидетельствуя о том, что в золотом рудообразовании значительная роль принадлежала производным ийолит-карбонатитового магматизма.

Золотое оруденение, генетически или парагенетически связанное с карбонатитами, установлено для месторождений России (Ковдорский массив, Кольская провинция), ЮАР (Люлекоп в массиве Палабора) [18] и Австралии (месторождение Вэллэби) [19]. Завершение разведки на гигантском золоторудном месторождении Вэллэби в 1999 году с запасами 2 млн унций золота [20], при веских доказательствах связи оруденения с карбонатитами [19], свидетельствует о том, что золото может быть не только второстепенным ценным компонентом

карбонатитовых месторождений, но и выступать в роли главного полезного ископаемого.

Совокупность полученных результатов позволяет сделать следующие выводы:

(1) На примере кальцит-доломитовых карбонатитов Гулинского массива установлены особенности морфологии и химического состава природных Au-Ag-Cu-сплавов (электрума, самородного золота, тетрааурикуприда и аурикуприда), выявлен набор первичных и вторичных включений в минералах золота. Первичная ассоциация сульфидов представлена пентландитом, троилитом и халькопиритом в составе полифазных идиоморфных включений. Вторичная ассоциация характеризуется монофазными субидиоморфными включениями галенита (PbS) и замещающего его церруссита (PbCO₃).

(2) Сходство минералов золота и минеральных ассоциаций в золоте из кальцит-доломитовых карбонатитов с таковыми для минералов золота из россыпей Гулинского массива свидетельствует о том, что в золотом рудообразовании значительная роль принадлежала производным поздних фаз ийолит-карбонатитового магматизма.

(3) Мы полагаем, что новые минералогические признаки золотого типа оруденения карбонатитов необходимо учитывать при постановке поисковых работ на золото, так как они могут повысить эффективность оценки подобных объектов (в том числе расположенных в других провинциях).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность И. В. Осадчому и Н. С. Чебыкину за помощь при проведении полевых и минералогических работ, а также признательны анонимному рецензенту за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107–1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, ми-

- нералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
2. *Лопатин Г.Г.* К открытию россыпей благородных металлов в Маймеча-Котуйской провинции / Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра (отв. ред. Самойлов А.Г.). Новосибирск: Издательство Новосибирского университета, филиал "Гео" Издательства СО РАН. 2001. С. 156–158.
 3. *Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М.* Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
 4. *Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А., Лопатин Г.Г., Лазаренков В.Г., Малич К.Н.* Самородный осмий и иридоосмий Гулинского массива // ДАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 748–751.
 5. *Малич К.Н., Рудашевский Н.С.* О коренной минерализации платиноидов хромититов Гулинского массива // ДАН. 1992. Т. 325. № 5. С. 1026–1029.
 6. *Когарко Л.Н., Сенин В.Г.* Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная Сибирь) // ДАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 81–82.
 7. *Малич К.Н., Сорохтина Н.В., Баданина И.Ю., Кононкова Н.Н.* О коренных источниках благороднометалльных россыпей Гулинского массива (Полярная Сибирь): новые минералогические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 1. С. 87–89.
 8. *Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Сазонов А.М., Кононкова Н.Н.* Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // ДАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 680–683.
 9. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
 10. *Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.* Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2: Former USSR. London, UK: Chapman and Hall, 1995. 226 p.
 11. *Липенков Г.В., Мащак М.С., Наумов М.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Норильская. Лист R-47 (Хета). Карта дочетвертичных образований. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2018.
 12. *Спиридонов Э.М.* Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов (Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сентября 2010 г.). Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты, изд. К & М, 2010. С. 143–171.
 13. *Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine, 2021. V. 85. P. 291–320.
 14. *Дриц М.Е., Бочвар Н.Р., Гузей Л.С., Лысова Е.В., Падежнова Е.М., Рохлин Л.Л., Туркина Н.И.* Двойные и многокомпонентные системы на основе меди: Справочник (отв. ред. Абрикосов Н.Х.). Москва: Наука, 1979. 248 с.
 15. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 286 с.
 16. *Войтин А.А., Малич К.Н.* Новые данные по типоморфизму и типохимизму минералов золота из россыпей рек Гулэ и Дунитовая (Маймеча-Котуйская провинция) / XXIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2023». Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2023. С. 41–44.
 17. *Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Зайцев В.А., Кононкова Н.Н., Асавин А.М.* Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1111–1132.
 18. *Rudashevsky N.S., Kretser Yu.L., Rudashevsky V.N., Sukharzhevskaya E.S.* A review and comparison of PGE, noble-metal and sulphide mineralization in phoscorites and carbonatites from Kovdor and Phalaborwa // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province (Zaitsev A., Wall F., eds.). Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society, London, 2004. P. 363–393.
 19. *Stoltze A.M.* A genetic link between carbonatite magmatism and gold mineralization at the Wallaby gold deposit, Eastern Goldfields, Western Australia / 32 International Geological Congress. Abstracts. Florence, 2004. P. 512.
 20. *Salier B.P., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R.* The world-class Wallaby gold deposit, Laverton, Western Australia: An orogenic-style overprint on a magmatic-hydrothermal magnetite-calcite alteration pipe? // Mineralium Deposita. 2004. V. 39. P. 473–494.

GOLD MINERALIZATION FROM CALCITE-DOLOMITE CARBONATITE OF THE GULI (МАИМЕЧА-KOTUI PROVINCE, POLAR SIBERIA): FIRST RESULTS

**K. N. Malitch^{a, #}, G. V. Lipenkov^{a, ##}, D. A. Ozornin^a, M. V. Naumov^b,
I. Yu. Badanina^a, V. A. Bulatov^a, A. A. Voitin^a**

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

^b*Karpinsky All-Russia Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

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

^{##}*E-mail: Gleb_Lipenkov@karpinskyinstitute.ru*

Complex gold-iridium-osmium placer deposits associated with the Guli massif of ultramafic, alkaline rocks and carbonatites are located within the Maimecha-Kotui province in the northern part of the Siberian Platform. Unlike natural Os-Ir alloys, which are genetically related to ultramafic rocks, the bedrock source of gold remains controversial. We report, for the first time, morphological and compositional features of gold mineralization from calcite-dolomite carbonatite of the Guli massif. Gold minerals are represented by natural Au–Ag alloys containing gold (69.64–88.57 wt.%) and silver (11.73–30.83 wt.%) with low concentrations of copper (up to 0.18 wt.%), which predominate over minerals of the system Au–Cu–Ag (e.g., natural alloys $\text{Au}_{0.74}\text{Cu}_{0.14}\text{Ag}_{0.12}$ and $\text{Ag}_{0.51}\text{Au}_{0.47}\text{Cu}_{0.02}$, tetra-auricupride (AuCu) and auricupride (Cu_3Au)). Gold minerals are characterized by an early pentlandite-troilite-chalcopyrite association that form polyphase euhedral inclusions. Later galena (PbS) occurring in the form of subhedral monophase inclusions is replaced by cerussite (PbCO_3). The revealed similarity of gold minerals and mineral assemblages in gold from calcite-dolomite carbonatite with those of gold minerals from placer deposits of the Guli massif indicates that derivatives of ijolite-carbonatite magmatism played a significant role in gold ore formation.

Keywords: gold minerals, sulfide inclusions, carbonatite, Guli massif, Polar Siberia

УДК 561:551.793(477.75)

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И СРЕДА ОБИТАНИЯ РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В РАЙОНЕ ПЕЩЕРЫ ТАВРИДА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОФИТОФОССИЛИЙ

© 2024 г. Д. А. Лопатина^{1,*}, О. Г. Занина², академик РАН А. В. Лопатин³

Поступило 25.06.2024 г.

После доработки 02.07.2024 г.

Принято к публикации 03.07.2024 г.

В результате изучения микрофитофоссилий из нижнеплейстоценовых отложений пещеры Таврида в центральном Крыму реконструировано существование растительности открытых обстановок с преобладанием злаково-разнотравных луговых группировок и участием сосново-дубовых лесов. Эти выводы согласуются с данными по составу наземных позвоночных из местонахождения Таврида. Изученный спектр демонстрирует сходство со спорово-пыльцевым комплексом березанского горизонта Украины (максимальный возраст около 1.8 млн лет). На основании массового присутствия в копролитах трихом и растительных волокон, сходных с таковыми *Ficus carica* Linnaeus, 1753, предполагается, что вымершие гиены *Pachycrocuta brevirostris* (Gervais, 1850) в соответствующие сезоны поедали плоды инжира.

Ключевые слова: микрофитофоссилии, палиноморфы, фитоциты, трихомы, палеообстановки, ранний плейстоцен, пещера Таврида, Крым

DOI: 10.31857/S2686739724110145

Местонахождение Таврида в центральном Крыму (Белогорский район, пос. Зуя) получило известность благодаря многочисленным находкам разнообразных позвоночных раннего плейстоцена [1, 2]. Это древнейшее пещерное местонахождение в России, по фаунистическим данным оно датируется поздним виллафранком (около 1.8–1.5 млн л.н.) и сопоставляется с ранним бихарием (MQ1) [1, 2]. В настоящее время в пещере Таврида найдены десятки тысяч остатков более 100 видов наземных позвоночных. При этом из-за условий формирования отложений в глубине пещеры палеоботанические данные очень скудны и ограничены материалами из копролитов ископаемой гигантской короткомордой гиены *Pachycrocuta brevirostris* (Gervais, 1850) – активного крупного хищника, устраивавшего в пещере свои логова [3].

В данной статье приводятся результаты изучения микрофитофоссилий из аналогичных материалов, собранных в пещере Таврида в 2020 г. сотрудниками Института экологии растений и животных Уральского отделения РАН (Екатеринбург) под руководством Д. О. Гимранова. Многочисленные копролиты *Pachycrocuta brevirostris* были найдены в основном костеносном слое, в большом скоплении (мощностью 10–20 см на площади около 5 м²) в южном коридоре, вблизи техногенного входа и примерно в 40 м от предполагаемого древнего естественного входа в пещеру (см. [3]: рис. 2).

При обработке образцов использовался сепарационный метод В. П. Гричука [4]. Подсчет палиноморф проводился до 200 зерен, одновременно фиксировалось количественное содержание остатков водорослей, грибов, цианобионтов, спикул губок. Отдельно оценивалось содержание фитоцитов (исходя из расчетной суммы, равной 100). Названия форм фитоцитов по [5]. Снимки пыльцы и фитоцитов выполнены на световом микроскопе Axiostar Plus, оснащенный камерой Canon G10, и сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Vega 3 LSU в Центре коллективного пользования Института физико-химических

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения Российской академии наук, Пушкино, Московская область, Россия

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dalopat@mail.ru

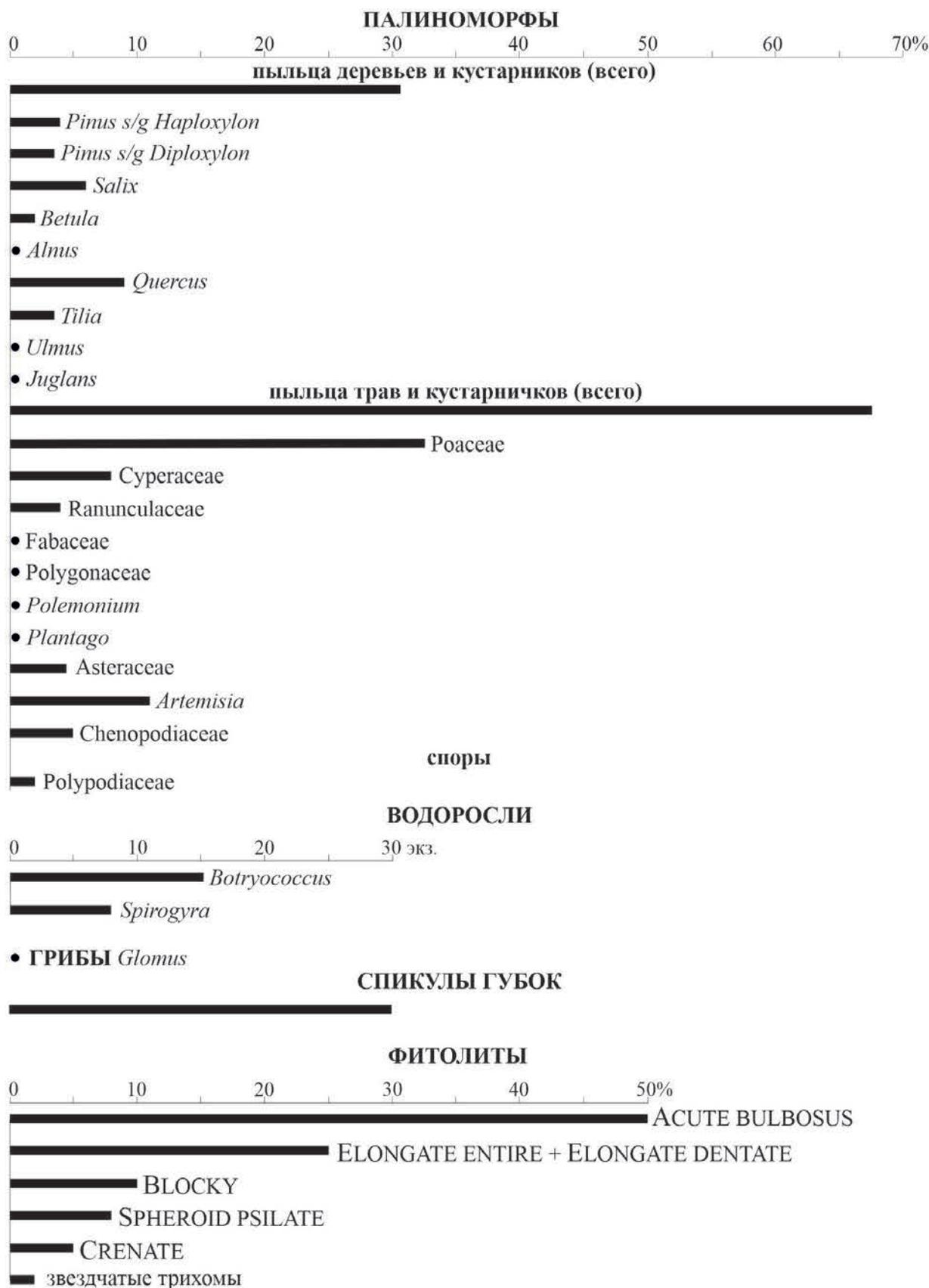


Рис. 1. Содержание микрофоссилий в нижнеплейстоценовых отложениях пещеры Таврида в центральном Крыму.

и биологических проблем почвоведения РАН (Пушино). Размеры на иллюстрациях приведены в микрометрах (мкм).

Споры и пыльца могли попасть в копролиты при заносе ветром и самими хищниками, а также из выпитой ими воды и съеденной добычи (см. [6, 7]). Кроме того, палиноморфы могли попасть в пещерные отложения с водными потоками, а также в результате инфильтрации. Данные изучения следов жизнедеятельности современных и ископаемых гиен свидетельствуют, что палинологические остатки из их копролитов вполне достоверно отражают региональный пылецевой дождь [6–9]. Фитолиты попадали в пищеварительный тракт гиен при поедании добычи и, таким образом, они характеризуют растительность в районе пещеры. Самые многочисленные из этих микрофитофоссилий, видимо, являются остатками растений, съеденных гиенами.

Содержание спор и пыльцы в изученном мацерате низкое, таксономическое разнообразие небольшое (рис. 1). Практически все экземпляры плохой сохранности, с истонченной экзиной (рис. 2 а–з). В спектре преобладает пыльца трав и кустарничков, среди которой доминируют Роасеае, в меньшем количестве представлены Сурегасеае, Chenopodiaceae, Asteraceae, *Artemisia*, Ranunculaceae, единичны находки пыльцы Fabaceae, Polygonaceae, *Polemonium*, *Plantago*. Пыльца деревьев и кустарников (*Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Juglans*) занимает в спектре подчиненное положение; при этом относительно заметным содержанием характеризуются *Pinus* и *Quercus*. Споры Polypodiaceae немногочисленны.

По преобладанию пыльцы травянистых растений, наличию в их составе ксерофилов, относительно низкому таксономическому разнообразию пыльцы лиственных пород деревьев и разнотравья данный спектр обнаруживает сходство со спорово-пыльцевым комплексом березанского горизонта, выделенным Е. А. Сиренко [10] для платформенной части Украины и отнесенным ею к раннему эоплейстоцену (максимальный возраст около 1.8 млн лет).

В комплексе фитолитов (рис. 2 и–р) широко представлены удлиненные формы двух типов – ELONGATE ENTIRE и ELONGATE DENTATE, характерные для двудольных трав. В значительно меньшем количестве установлены характерные для злаков формы – CRENATE и SPHEROID PSILATE, а также форма BLOCKY, свойственная хвойным.

В мацерате в массовом количестве присутствуют трихомы – ACUTE VULBOSUS. Эти

микрофитофоссилии представляют собой окремненные волосковые клетки от слабо изогнутой до крючкообразной формы, истончающиеся на конце, с пустой внутренней полостью (рис. 3 а–е). На СЭМ на некоторых экземплярах различима струйчатая структура поверхности. По своему строению данные формы обнаруживают сходство с трихомами (см. рис. 3 ж–к), формирующимися на поверхности современных плодов, стеблей и листьев инжира *Ficus carica* Linnaeus, 1753 (Moraceae) [11, 12]. В мацерате также массово присутствуют растительные волокна (рис. 3 л–н), сходные с волокнами современного инжира (рис. 3 о, п). Единично отмечены цистолиты (рис. 2 с) – минеральные образования кистеобразной формы, образующиеся в клетках листьев представителей некоторых семейств, в том числе Moraceae – в частности, рода *Ficus*.

Определено незначительное количество трихом звездчатой формы (рис. 3 р–у), характерных для листьев и стручков современных представителей трибы Alyseae семейства Brassicaceae [13, 14], в том числе рода *Alyssum* [15, 16].

В мацерате также отмечено массовое содержание клеток цианобионтов *Microcystis* и *Anabaena*. Определены цисты харовых водорослей *Spirogyra*, обрывки колоний зеленых водорослей *Botryococcus*, единичные экземпляры спор микоризного гриба *Glomus* и яйцо гельминта *Toxocara*. Высокое содержание клеток цианобионтов наряду с присутствием остатков водорослей свидетельствует о сильно переувлажненных, возможно обводненных, условиях на данном участке пещеры, существовании луж с цветущей водой.

На основании комплексного анализа микрофитофоссилий из нижнеплейстоценовых отложений местонахождения Таврида можно сделать вывод, что во время формирования данного тафоценоза в окрестностях пещеры преобладали травянистые ценозы, эдификаторами которых выступали злаковые и представители разнотравья (осоковые, лютиковые, бобовые, сложноцветные). Существовали участки, занятые ксерофильной растительностью – маревыми и полынью.

Заметное содержание фитолитов, характерных для двудольных трав, подтверждает широкое участие в составе растительности разнотравья, пыльца представителей которого в изученном спектре не отличается разнообразием и обнаружена в небольшом количестве. Злаковые производят большое количество пыльцы, переносимой ветром на значительные расстояния, поэтому находки их фитолитов являются

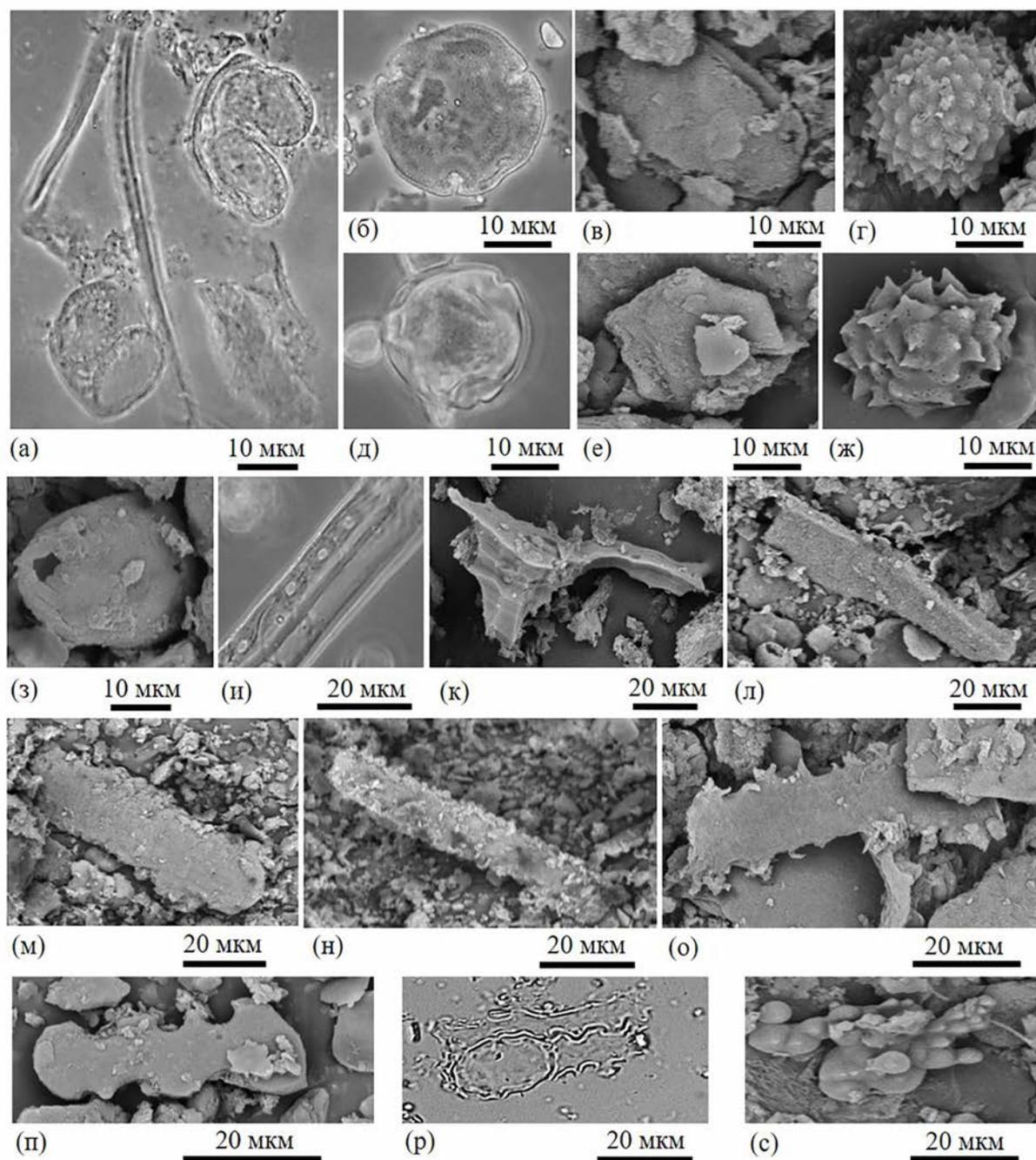


Рис. 2. Микрофитофоссилии из нижнеплейстоценовых отложений пещеры Таврида в центральном Крыму: а–з – пыльца: а – *Pinus s/g Haploxyylon*; б – *Tilia*; в – *Quercus*; г, ж – Asteraceae; д – *Betula*; е – *Alnus*; з – Rosaceae; и–р – фитолиды: и–л – форма BLOCKY; м, н – форма ELONGATE ENTIRE; о – форма ELONGATE DENTATE; п – форма CRENATE; р – формы SPHEROID PSILATE (слева) и CRENATE (справа); с – цистолит; а, б, д, и, р – световой микроскоп; в, г, е–з, к–п, с – СЭМ.

дополнительным доказательством произрастания этих растений в непосредственной близости от пещеры. Отсутствие в комплексе фитолидов форм, характерных для степной растительности, свидетельствует о преимущественном развитии лугов. Обращают на себя

внимание находки, хоть и немногочисленные, трихом, сходных с трихомами современных представителей трибы Alysseae, которые предпочитают сухие прогреваемые известняковые склоны. Скорее всего, эти растения произрастали непосредственно на скалах в окрестностях

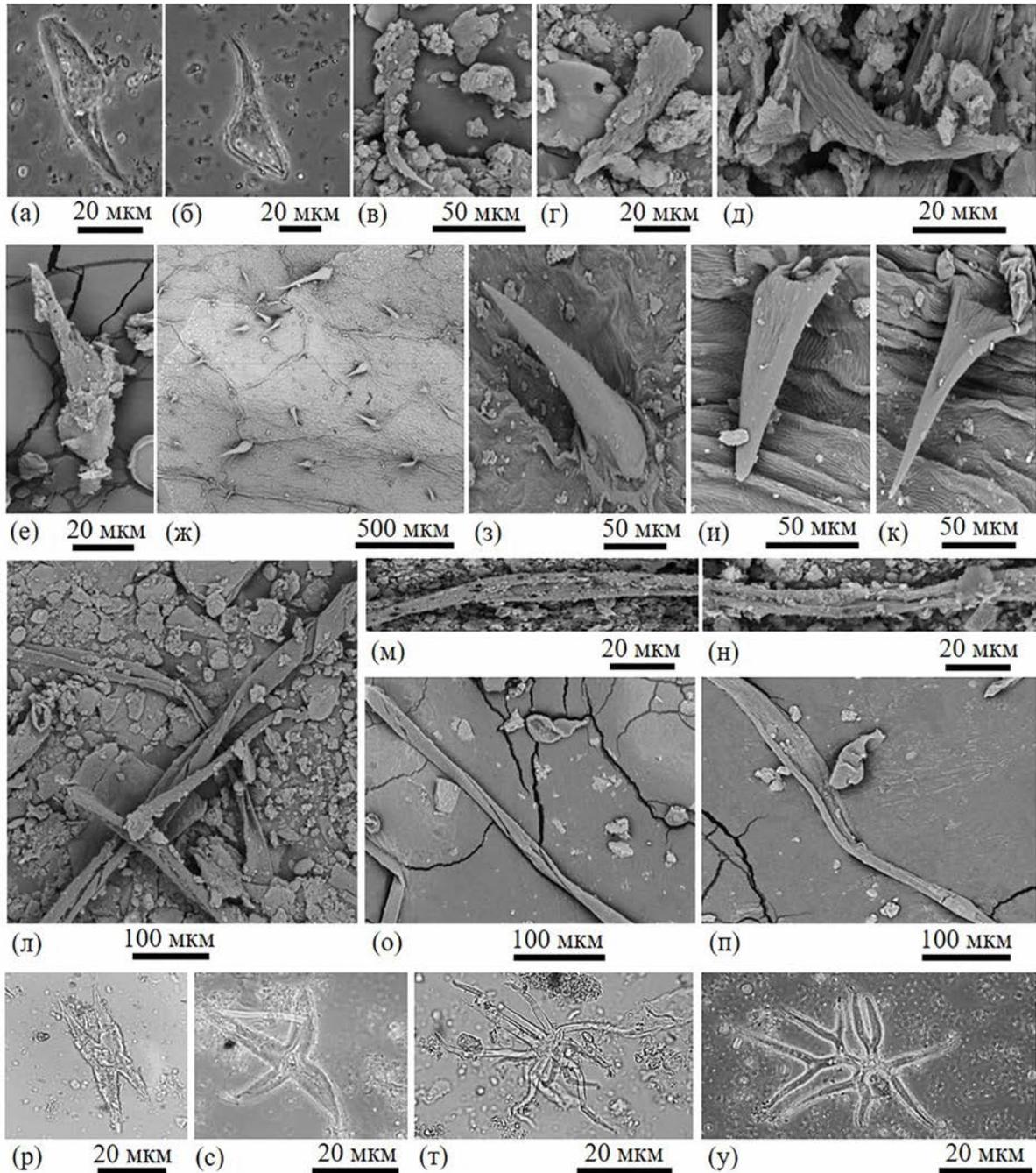


Рис. 3. Микрофитофоссилии из нижнеплейстоценовых отложений пещеры Таврида в центральном Крыму (а–е, л–н, р–у) и современный *Ficus carica* Linnaeus, 1753 из Крыма (ж–к, о, п): а–е – ископаемые трихомы (*ACUTE VULBOSUS*); ж – фрагмент оболочки плода *F. carica*; з–к – трихомы *F. carica*; л–н – ископаемые растительные волокна; о, п – растительные волокна *F. carica*; р–у – ископаемые звездчатые трихомы; а, б, р–у – световой микроскоп; в–п – СЭМ.

пещеры. Находки спор гриба рода *Glomus* являются показателем развития эрозии почв в условиях открытых ландшафтов.

Судя по составу спорово-пыльцевого спектра, на горных склонах, по поймам рек, оврагам

и балкам были распространены редкостойные лесные ассоциации с участием папоротников *Polypodiaceae* в травяно-кустарничковом покрове. Принимая во внимание высокую продуктивность и миграционную способность сосны, обычно трудно оценить ее роль в составе

местной растительности. Однако находки фитолитов хвойных свидетельствуют об участии сосны в древостое. Суммарное содержание пыльцы широколиственных пород относительно невелико (14%). По сравнению со злаковыми и сосновыми эти породы продуцируют меньшее количество пыльцы, которая обладает худшей сохранностью и транспортабельностью, соответственно даже ее незначительное количество в спектрах указывает на безусловное участие этих деревьев в составе растительности. Заметную роль в древостое, скорее всего, играл дуб; это совпадает с данными о произрастании сосново-дубовых лесов на юге Украины в изучаемый интервал времени [10]. С учетом энтомофилии липы, даже на основании невысокого содержания пыльцы в спектре можно реконструировать ее участие в составе лесов. Энтомофильным растением является и ива, кроме того, этот кустарник является двудомным, когда в точке наблюдения преобладают либо только мужские (тычиночные), либо только женские (пестичные) растения, что, также как и в случае с липой, дает заниженное содержание пыльцы данного растения в спектре. Присутствие пыльцы ивы в количестве 6% позволяет предположить ее произрастание возле пещеры, вероятно, по берегам водоема. Мелколиственные породы (ольха и береза) не имели широкого распространения, не исключено, что их пыльца является занесенной.

Таким образом, по доминирующим компонентам изученного спорово-пыльцевого спектра можно реконструировать существование в районе пещеры Таврида растительности открытых обстановок с преобладанием злаково-разнотравных луговых группировок и участием сосново-дубовых лесов. Такие палеообстановки соответствуют умеренному климату. Присутствие фитолитов, сходных с трихомами инжира, позволяет предполагать участие субтропических элементов.

Эти результаты согласуются с данными по составу наземных позвоночных из местонахождения Таврида, среди которых преобладают обитатели открытых обстановок [1]. В фаунистическом комплексе широко представлены млекопитающие и птицы, характерные для лесостепных (саванноподобных) ландшафтов, но присутствуют также лесные и околоводные виды [1, 17]. Среди копытных преобладают смешанноядные формы, в пищевой рацион которых входили листья и побеги деревьев и кустарников, а также травы [1].

Массовое присутствие в мацерате трихом и растительных волокон, сходных с таковыми

Ficus carica, позволяет предположить, что пахикрукоты целенаправленно поедали сочные плоды инжира в определенные сезоны. Для пищевого рациона двух видов современных гиен – полосатой *Hyaena hyaena* (Linnaeus, 1758) и бурой *Parahyaena brunnea* (Thunberg, 1820) – характерна значительная растительная компонента, включающая плоды и другие части растений; время от времени растительную пищу употребляет и пятнистая гиена *Crocuta crocuta* (Erxleben, 1777) [18–20].

Экологическая и фитоценотическая несовместимость инжира с доминантами спорово-пыльцевого спектра может быть связана с неполнотой палинологического материала, а также с мозаичностью растительного покрова и особенностями произрастания инжира (в защищенных местобитаниях в условиях пересеченного рельефа горной местности).

В заключение следует отметить, что проведенный анализ микрофитофоссилий показал возможность исследования палиноморф и фитолитов из местонахождения Таврида (несмотря на ограниченное распространение подходящих отложений в пещере и низкую насыщенность материала), что важно для реконструкции растительности и ландшафтов раннего плейстоцена Крыма и изучения динамики природной среды региона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Д. О. Гимранову (Институт экологии растений и животных Уральского отделения РАН, Екатеринбург) за сбор материалов в пещере Таврида, Г. Н. Александровой (Геологический институт РАН, Москва) – за полезное обсуждение материалов, Г. В. Митенко (Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино) – за техническую помощь при работе на СЭМ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-14-00214, <https://rscf.ru/project/22-14-00214/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

У авторов нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лопатин А. В., Вислобокова И. А., Лавров А. В. и др. Пещера Таврида – новое местонахождение ран-

- неплейстоценовых позвоночных в Крыму // ДАН. 2019. Т. 485. № 3. С. 381–385.
2. Лопатин А.В., Тесаков А.С. Раннеплейстоценовая белозубка *Crocidura kornfeldi* (Lipotyphla, Soricidae) из Крыма // Доклады Российской академии наук. Науки о жизни. 2021. Т. 501. № 1. С. 499–504.
 3. Хантемиров Д.Р., Гимранов Д.О., Лавров А.В. Результаты исследования копролитов гигантской короткомордой гиены *Pachycrocuta brevirostris* (Gervais, 1850) (пещера Таврида, Крым) // Экология: факты, гипотезы, модели. Материалы Всероссийской конференции молодых ученых. Екатеринбург, 18–22 апреля 2022 г. Екатеринбург, 2022. С. 145–150.
 4. Пыльцевой анализ / Ред. А.Н. Криштофович. М.: Госгеолиздат, 1950.
 5. Neumann K., Strömberg C.A.E., Ball T., et al. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // Annals of Botany. 2019. № 124. P. 189–199.
 6. Scott L., Fernández-Jalvo Y., Carrión J., Brink J. Preservation and interpretation of pollen in hyaena coprolites: taphonomic observations from Spain and southern Africa // Palaeontologia Africana. 2003. V. 39. P. 83–91.
 7. Gatta M., Sinopoli G., Giardini M., et al. Pollen from Late Pleistocene hyena (*Crocuta crocuta spelaea*) coprolites: an interdisciplinary approach from two Italian sites // Review of Palaeobotany and Palynology. 2016. V. 233. P. 56–66.
 8. Scott L. Pollen analysis of hyena coprolites and sediments from Equus Cave, Taung, Southern Kalahari (South Africa) // Quaternary Research. 1987. V. 28. P. 144–156.
 9. Carrion J.S., Riquelme J.A., Navarro C., Munuera M. Pollen in hyaena coprolites reflects late glacial landscape in southern Spain // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 176. P. 193–205.
 10. Сиренко Е.А. Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых – нижнеплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 2017.
 11. Pierantoni M., Tenne R., Rephael B., et al. Mineral deposits in *Ficus* leaves: morphologies and locations in relation to function // Plant Physiology. 2018. V. 176. № 2. P. 1751–1763.
 12. Giordano C., Maleci L., Agati G., Petruccelli R. *Ficus carica* L. leaf anatomy: trichomes and solid inclusions // Annals of Applied Biology. 2020. V. 176. № 1. P. 47–54.
 13. Minčo A., Goranova V. Trichome morphology of eleven genera of the tribe Alyseae (Brassicaceae) occurring in Bulgaria // Willdenowia. 2006. V. 36. № 1. P. 193–204.
 14. Cecchi L. A reappraisal of *Phyllolepidum* (Brassicaceae), a neglected genus of the European flora, and its relationships in tribe Alyseae // Plant Biosystems. 2011. V. 145. № 4. P. 818–831.
 15. Bülbül A., Varlic K., Armağan M. Taxonomic implication of trichomes on silicules in *Alyssum* L. (Brassicaceae) species in Turkey // Fresenius Environmental Bulletin. 2018. V. 27. № 12B. P. 9581–9589.
 16. Ilyinska A., Ryff L., Yevseyenkov P., Svirin S. *Alyssum smyrnaeum* (Brassicaceae): new records for the Crimean flora // Phytologia Balcanica. 2021. V. 27. № 1. P. 59–69.
 17. Зеленков Н.В. Ископаемый каменный огарь (*Tadorna petrina*) и широконоска (*Spatula praeclypeata* sp. nov.) – древнейшие раннеплейстоценовые утиные (Aves: Anatidae) Крыма // Палеонтологический журнал. 2022. № 6. С. 92–104.
 18. Mills M.G.L., Mills M.E.J. The diet of the brown hyaena *Hyaena brunnea* in the southern Kalahari // Koedoe. 1978. V. 21. P. 125–149.
 19. Holekamp K.E., Kolowski J.M. Family Hyaenidae (hyaenas) / In: Wilson D.E., Mittermeier R.A., eds. Handbook of the mammals of the World. V. 1. Carnivores. Barcelona: Lynx Edicions, 2009. P. 234–261.
 20. Alam M.S., Khan J.A. Food habits of striped hyena (*Hyaena hyaena*) in a semi-arid conservation area of India // Journal of Arid Land. 2015. V. 7. P. 860–866.

**EARLY PLEISTOCENE VEGETATION AND ENVIRONMENTS
NEAR TAURIDA CAVE (CENTRAL CRIMEA)
ON THE BASIS OF MICROPHYTOFOSSIL DATA**

D. A. Lopatina^{a, #}, O. G. Zanina^b, and Academician of the RAS A. V. Lopatin^c

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science,*

Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow Oblast, Russian Federation

^c*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The existence of vegetation of open environments with a predominance of grass-forbs meadow associations and the participation of pine-oak forests was reconstructed on the basis of the study of microphytofossils from the Lower Pleistocene deposits of the Taurida cave in central Crimea. These results are consistent with data on the composition of land vertebrates from the Taurida locality. The studied spectrum demonstrates similarity with the spore-pollen assemblage of the Berezan horizon of Ukraine with a maximum age of about 1.8 Ma. Based on the abundance of trichomes and plant fibers similar to those of *Ficus carica* Linnaeus, 1753 in the coprolites, it is assumed that the extinct hyenas *Pachycrocuta brevirostris* (Gervais, 1850) ate fig fruits in certain seasons.

Keywords: microphytofossils, palynomorphs, phytoliths, trichomes, paleoenvironments, Early Pleistocene, Taurida cave, Crimea

УДК 550.831.015:550.831.23

АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ НАД БАЙКАЛОМ

© 2024 г. В. Н. Конешов¹, П. С. Михайлов^{1,*}

Представлено академиком РАН Е.В. Артюшковым 21.03.2024 г.

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 03.07.2024 г.

Принято к публикации 05.07.2024 г.

Представлены результаты первой высокоточной маршрутной аэрогравиметрической съёмки, выполненной в 2023 году по профилю вкрест озера Байкал на высоте полёта 5300 метров. Описан используемый при измерениях аэрогравиметрический комплекс на базе самолёта-лаборатории АН-26БРЛ. Непосредственно над акваторией озера наибольшая отрицательная величина измеренной аномалии поля силы тяжести составила -180.8 мГал, горизонтальный градиент измерения поля вдоль профиля – до 9 мГал/км в районе западного и до 5 мГал/км в районе восточного берегов Байкала. Внутренняя сходимость значений аномалий на маршрутном профиле для комплекса из трёх приборов составила 0.74 мГал. Для Байкальского рифтового бассейна выполнены оценки разрешающей способности и достоверности наиболее актуальных современных глобальных моделей гравитационного поля Земли UGM-SGG-2, EGM2008, XGM2019 и Sandwell and Smith v32, базирующихся на спутниковых данных. Показано, что среднеквадратичные отклонения поля по всему профилю между значениями, рассчитанными по спутниковым моделям с числом коэффициентов разложения 2190 и более от аэрогравиметрических наблюдений, составляют 9.5 – 17.9 мГал, а максимальные отклонения в отдельных пунктах маршрута 40 – 80 мГал. С использованием аэрогравиметрических профильных данных выполнено сравнение с данными морской гравиметрической съёмки масштаба $1:500000$. Благодаря высокой детальности данных вдоль аэрогравиметрического профиля определено, что фактическая величина главной отрицательной аномалии на воздушном профиле выше, чем та, которая принималась для анализа и комплексной интерпретации геофизических данных в районе озера Байкал.

Ключевые слова: аэрогравиметрия, озеро Байкал, сила тяжести, самолёт-лаборатория, спутниковые модели

DOI: 10.31857/S2686739724110155

ВВЕДЕНИЕ

Детальное исследование осадочного чехла и фундамента глубоких бассейнов, как правило, выполняется с помощью комплексных геофизических исследований и, там, где это возможно, сверхглубокого бурения [1]. Такие исследования позволяют изучать не только строение, но и механизмы формирования структур земной коры, включая процессы внутриконтинентального рифтогенеза.

Рифтовый бассейн озера Байкал достаточно хорошо изучен геофизическими методами. По результатам выполнявшихся ранее сейсмических исследований было показано, что толщина

осадочного слоя под озером Байкал может достигать 7 км и более [2]. Согласно новым результатам сейсмической томографии на глубине порядка 15 – 5 км были выделены “жесткие” (высокоскоростные для сейсмических волн) структуры, которые контрастно отличаются от вмещающих пород [3]. Изучение глубинного строения земной коры и мантии района озера Байкал выполняется путём совместного анализа сейсмологических данных и гравиметрической информации [4, 5]. Для этих задач карты поля силы тяжести и его редукций могут быть получены по базам данных наземных гравиметрических съёмок [6]. При этом площадные данные об особенностях аномального гравитационного поля Земли в масштабах всего озера Байкал и его окрестностей в настоящее время доступны только благодаря имеющимся в открытом доступе глобальным спутниковым моделям, а высокоточные измерения параметров аномального

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: paulmikh@mail.ru

гравитационного поля Земли над его акваторией ранее не выполнялись.

Вместе с тем известно, что данные моделей имеют повышенную погрешность на суше. Возможности использования модельных аномалий в различных задачах зависят от их точности, поэтому глобальные данные моделей должны быть независимо оценены. Наиболее эффективной является сравнительная оценка с привлечением инструментальной информации. Таким образом, инструментальные измерения с последующим анализом изменения поля силы тяжести над Байкалом имеют значение не только для фундаментальных геотектонических исследований в данном регионе, но и для задачи оценки имеющихся глобальных модельных значений аномалий.

СРЕДСТВА ИЗМЕРЕНИЯ

Измерение силы тяжести над озером Байкал выполнено измерительным комплексом на борту специального самолёта-лаборатории АН-26БРЛ [7]. В состав измерительного комплекса входят три авиационных инерциальных гравиметра GT-2А, а также приёмники системы спутниковой навигации GPS для получения высокоточных данных о параметрах движения

самолёта-лаборатории. Внутреннее устройство лаборатории с установленными аэрогравиметрическими комплексами и рабочим местом оператора показано на рис. 1.

Основой измерительного комплекса являются российские авиационные относительные гравиметры GT-2А. В гравиметре GT-2А в качестве датчика нулевого положения пробной массы используется ёмкостной преобразователь. Сигнал с датчика используется только для поддержания массы в заданном положении, а величина полезного сигнала регистрируется в цепи обратной связи. Обратная связь реализуется электромагнитом, который по сигналу ёмкостного датчика удерживает пробную массу в нулевом положении. Выходной величиной гравиметра является ток электромагнита.

Каждый гравиметр включает невозмущаемую движением гиropлатформу, стабилизированную в географической системе координат. На платформе установлены: гравиметрический чувствительный элемент, два горизонтальных акселерометра, динамически настраиваемый гироскоп с вертикальной ориентацией кинетического момента, волоконно-оптический гироскоп с вертикальной осью чувствительности и два устройства для калибровки гравиметра.



Рис. 1. Аэрогравиметрическая лаборатория на борту АН-26БРЛ.

Такой измерительный комплекс позволяет получать данные об аномальном гравитационном поле Земли с точностью, соответствующей построению карты масштаба 1:200000. Кроме того точность и разрешающая способность авиационного измерительного комплекса воздушного базирования позволяют получать высокоточные данные об аномалиях силы тяжести и на отдельных протяжённых профилях.

В 2023 году, в рамках перелёта самолёта-лаборатории по маршруту Омск—Чита были выполнены уникальные измерения над озером Байкал. Маршрутная съёмка выполнена вкрест простираения озера на высоте полёта 5300 метров. Маршрут самолёта-лаборатории над озером Байкал показан на рис. 2.

После камеральной обработки, в ходе которой были отфильтрованы инерциальные помехи, а также учтены все необходимые поправки,

включая поправку Этвеша, была получена оценка по внутренней сходимости значений аномалий на маршрутном профиле для комплекса из трёх приборов. Эта оценка составила 0.74 мГал.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате маршрутной съёмки получены значения аномалий гравитационного поля над Средней котловиной озера Байкал. На высоте 5300 метров непосредственно над акваторией озера наибольшая отрицательная величина измеренной аномалии составила 180.8 мГал (рис. 3). Горизонтальный градиент измерения поля вдоль профиля составляет до 9 мГал/км в районе западного и до 5 мГал/км в районе восточного берегов Байкала.

Необходимо отметить, что наиболее амплитудные аномалии, измеренные над горными структурами вокруг озера Байкал, находятся в диапазонах

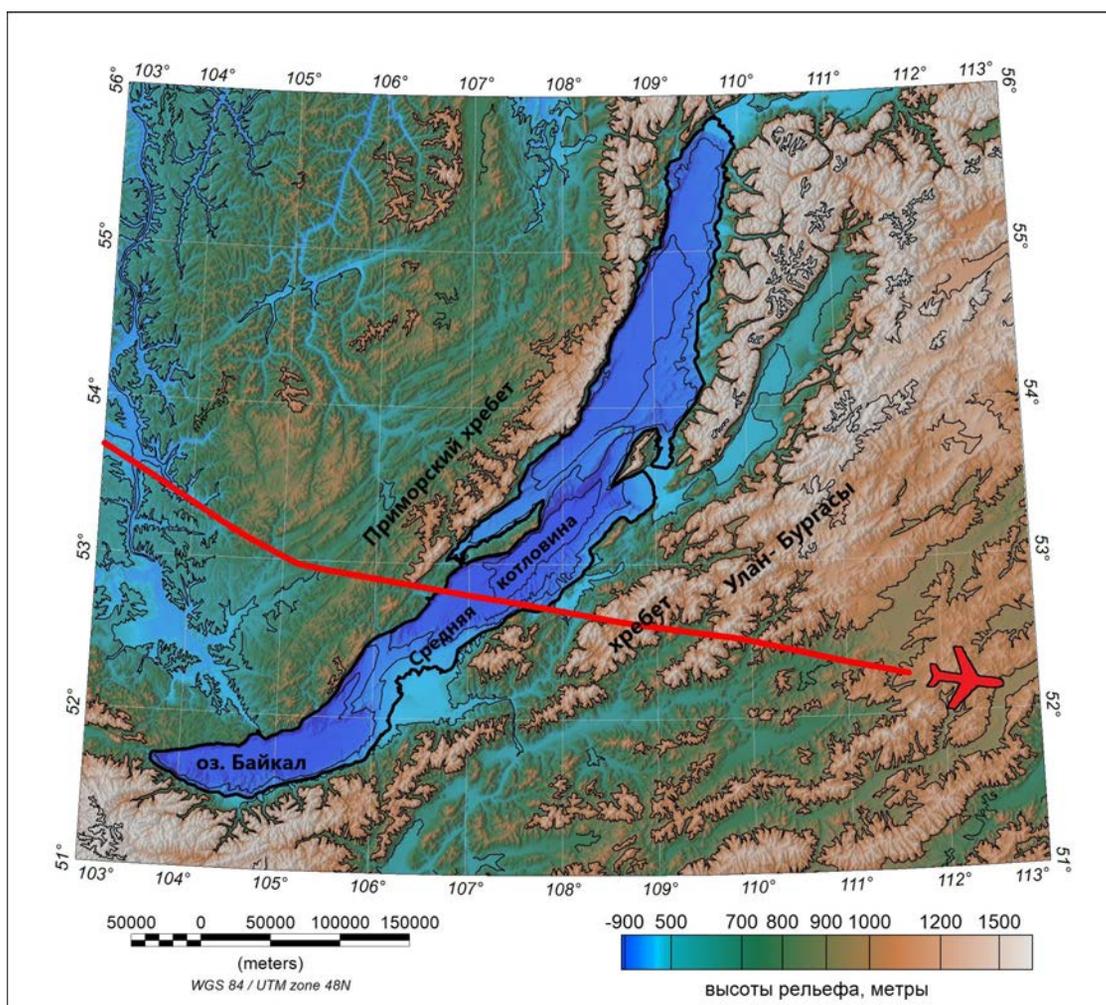


Рис. 2. Маршрут самолёта-лаборатории над озером Байкал.

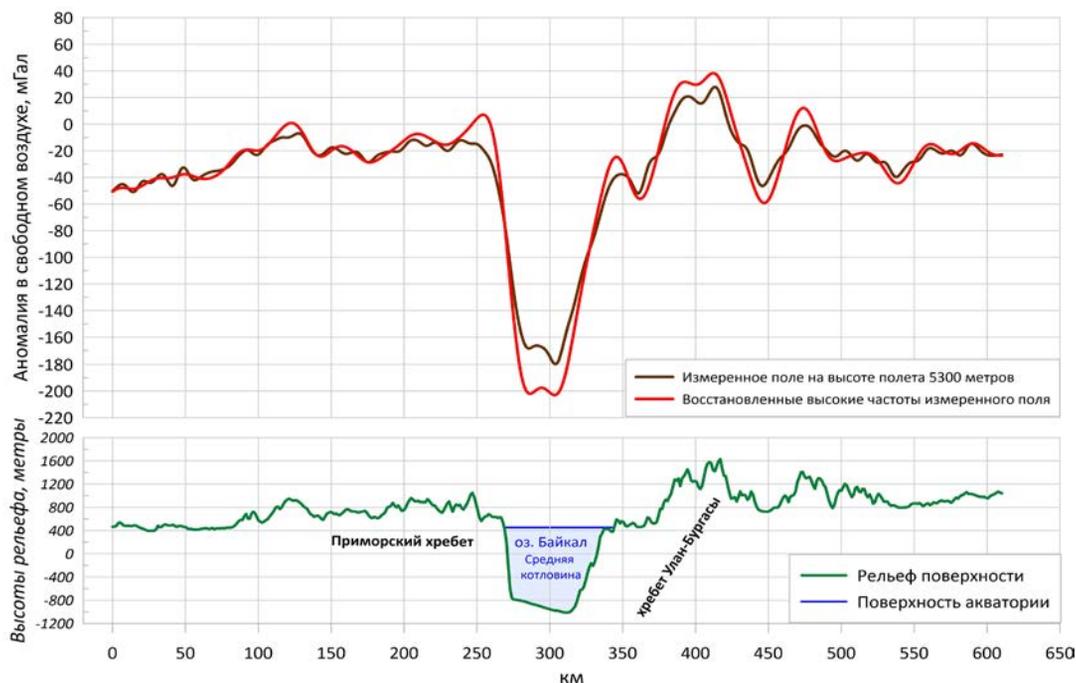


Рис. 3. График измеренного поля силы тяжести над Байкалом (чёрный график сверху), значения аномалий поля силы тяжести с восстановленными высокими частотами аномалий (красный график сверху), профиль дна озера и окружающего рельефа по данным ЦМР ETOPO22 [8] (зелёный график снизу).

от -51.0 до -6.9 мГал над Приморским хребтом и от -52.0 до 28.1 мГал над хребтом Улан-Бургасы.

При аэрогравиметрических измерениях аномалий силы тяжести, с увеличением высоты полёта высокочастотные гармоники поля затухают более интенсивно и, следовательно, изменяется спектральный состав “портрета” аномалий. Аналитическое продолжение аномалий вдоль съёмочного профиля вниз, в сторону источников, является некорректной задачей, однако с учётом значительной величины основной аномалии, такое продолжение позволит оценить величину аномалии Байкальского рифта на уровне поверхности геоида. В результате трансформации аномалий с использованием быстрого преобразования Фурье получена максимальная оценочная отрицательная аномалия Байкальского рифта в -200.4 мГал. Градиент измерения поля после восстановления амплитуд высоких частот составил до 12 мГал/км в районе западного и до 6 мГал/км в районе восточного берегов.

ОЦЕНКИ ГЛОБАЛЬНЫХ СПУТНИКОВЫХ МОДЕЛЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА БАЙКАЛЕ

В последнее время развиваются альтиметрические методы спутникового определения

аномалий силы тяжести над водной поверхностью. Увеличивается разрешающая способность метода, накапливаются статистические региональные данные о поверхности акваторий, а также используются дополнительные решения обработки альтиметрии и подготовки глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли. Современные альтиметрические измерения позволяют определять параметры аномалий силы тяжести не только в открытом море, но и на крупных внутренних водоёмах, к которым можно отнести озеро Байкал.

Возможности научно-практического использования данных моделей более всего зависят от разрешения (детальности) и точности представления аномалий. Для оценки взяты наиболее актуальные современные глобальные модели гравитационного поля Земли: EGM2008 [9], XGM2019 [10], UGM-SGG-2 [11] и Sandwell and Smith v32 [12].

Разрешение современной сферической модели зависит от количества гармоник в разложении поля. Модели EGM2008, XGM2019, UGM-SGG-2 содержат 2190 коэффициентов разложения геопотенциала. Это соответствует пространственному разрешению данных в 0.08 градуса или приблизительно 9 км. Модель Sandwell and Smith v32

представляет собой глобальную градусную сетку с равным шагом представления данных в 1 угловую минуту. Такой шаг соответствует пространственному разрешению приблизительно 1.85 км.

Исходное разрешение данных, иначе говоря их регулярность, показывает минимально возможную отображаемую длину волны аномалии гравитационного поля. Однако фактические минимальные продолжительности данных имеют региональную зависимость и, как правило, отличаются в большую сторону. Поэтому для

оценки фактической разрешающей способности модельных данных на акватории озера Байкал был выполнен их спектральный анализ. Рассматриваемые данные моделей аномального поля EGM2008 и Sandwell and Smith v32 показаны на рис. 4. Графики зависимостей амплитуды сигнала от длины волны аномалии, характеризующие представительность данных, в моделях EGM2008 (и аналогичных ей моделях с 2190 степенью геопотенциала) и модели Sandwell and Smith v32 представлены на рис. 5.

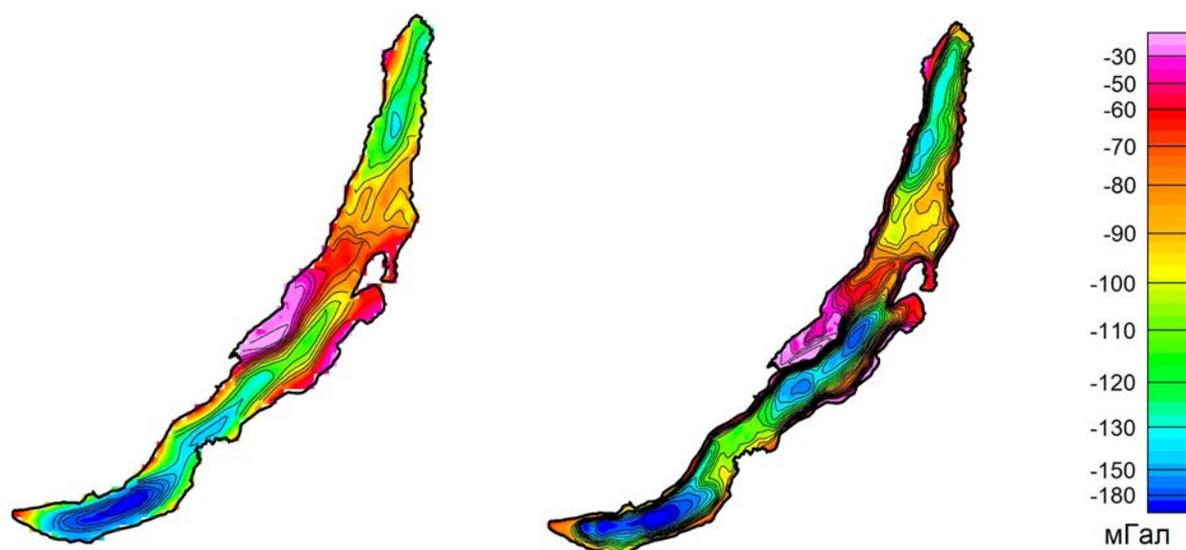


Рис. 4. Модельные поля EGM2008 (А) и Sandwell and Smith v32 (Б) на акватории озера Байкал.

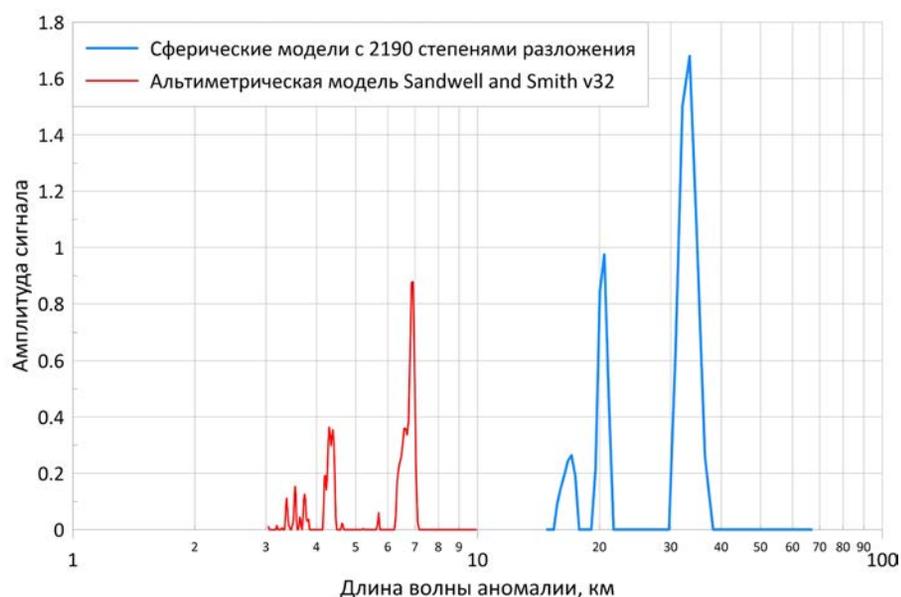


Рис. 5. Спектральные оценки детальности представления аномалий в данных моделей. Сферическая модель с 2190 коэффициентами разложения, на примере EGM2008 – синий график. Альтиметрическая модель Sandwell and Smith v32 – красный график.

Согласно полученным результатам фактическое разрешающая способность модели аномалий гравитационного поля, в которую включены альтиметрические данные на акватории озера, почти на порядок выше, чем разрешающая способность каждой из рассматриваемых ультра-высокостепенных сферических моделей. Минимальная длина волны аномалии, содержащейся в данных сферической модели, составляет 15 км, в то время как в современной альтиметрической модели – 3 км.

Для анализа погрешностей глобальных моделей относительно аэрогравиметрической съёмки на высоте 5300 метров выполнено трансформирование модельных данных на высоту полёта. Вдоль маршрута аэрогравиметрической съёмки

вычислены данные всех указанных глобальных моделей с учётом их трансформации на высоту и получены разности “измерения–модельные данные” в каждой точке маршрутного каталога. На рис. 6 показаны расхождения измеренных и данных моделей вдоль аэрогравиметрического профиля над озером Байкал. Как и ожидалось, данные моделей содержат значительные погрешности. Оценки моделей относительно аэрогравиметрической съёмки приведены в табл. 1.

Аэрогравиметрический профиль можно условно разделить на несколько характерных областей (см. рис. 6):

Области 1 и 5 представляют собой участки полёта над сушей. Все модели показывают здесь

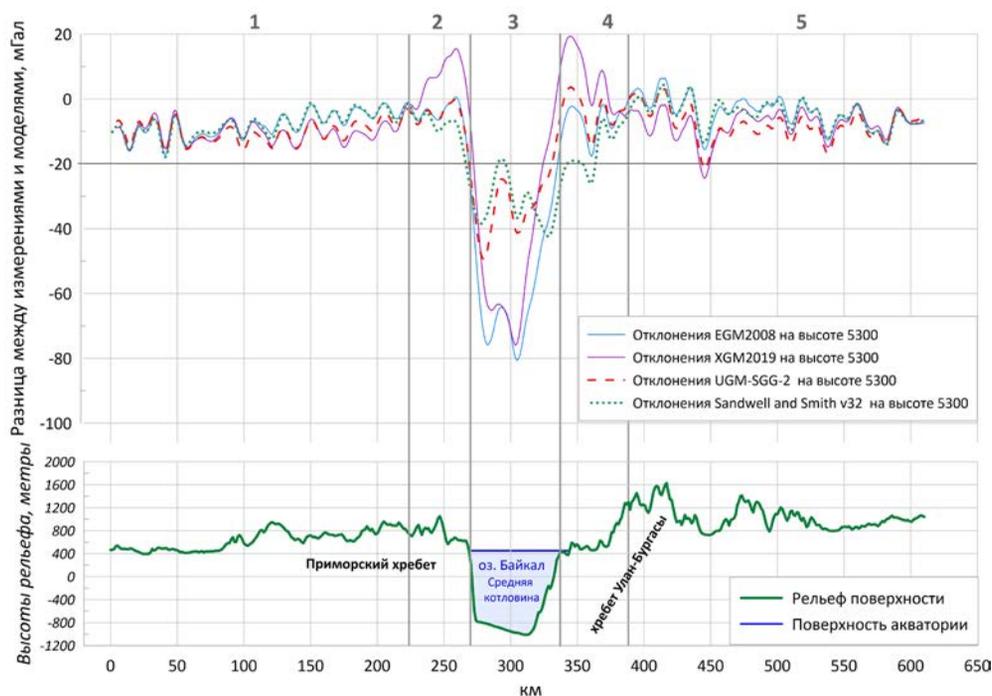


Рис. 6. Профили разностей “измерения–модельные данные” над Байкалом. Цифрами сверху отмечены характерные области профиля для выполненного анализа.

Таблица 1. Оценка данных моделей вдоль всего аэрогравиметрического профиля над озером Байкал с учётом трансформации модельных данных на высоту полёта.

Модель	Минимальное отклонение, мГал	Максимальное отклонение, мГал	СКО, мГал
EGM2008	–80.7	6.5	17.9
XGM2019	–76.0	19.4	16.2
UGM-SGG-2	–43.4	3.6	9.2
Sandwell and Smith v32	–42.5	4.4	9.5

отклонения одинакового характера, отличающиеся в основном амплитудами величин погрешности.

К областям 2 и 4 относятся участки протяжённостью около 50 км в каждую сторону от внешней границы Байкальского рифта. В случае включения в модель спутниковых альтиметрических данных, в таких областях происходит перекрытие данных от разных источников: топографических данных на суше и альтиметрии акватории. Здесь повышенную погрешность содержат модели XGM2019 и Sandwell and Smith v32, причём отклонения от измерений у них с противоположными знаками.

Область 3 описывает саму Байкальскую котловину. Из полученных данных следует что аномалии, наиболее близкие к измерениям (-180.8 мГал), содержатся в моделях Sandwell and Smith v32 (-190.8 мГал на геоиде и -148.8 мГал на высоте полёта) и UGM-SGG-2 (-184.2 мГал на геоиде и -143.6 мГал на высоте полёта). Модели EGM2008 и XGM2019 описывают главную Байкальскую аномалию в -130.3 мГал (-103.7 мГал на высоте полёта) и в -126.5 мГал (-104.0 мГал на высоте полёта) соответственно.

СРАВНЕНИЕ АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ДАННЫМИ МОРСКОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ

Ранее на акватории озера Байкал была выполнена морская гравиметрическая съёмка, которая по своим характеристикам должна быть точнее и детальнее глобальных спутниковых моделей. Поэтому целесообразно также выполнить сравнение полученных данных с некоторыми результатами этой съёмки. Морская съёмка на оз. Байкал выполнялась в несколько полевых сезонов в 1988–1991 годах [13]. Для гравиметрических измерений использовались гравиметры типа ГМН-К (М) и струнные гравиметры ГАМС-1 (оба типа приборов разработки ВНИИГеофизика). Для навигационного обеспечения использовалась радиогеодезическая система самолётного радиодальномера РДС-2, а в полевом сезоне 1990 года был использован приёмо-индикатор космической навигационной системы ГЛОНАС.

Результаты съёмок (в том числе и более крупномасштабных) были сведены в единую базу данных, по которой была построена карта масштаба 1:500000. Полученная карта использовалась для комплексной интерпретации геофизических данных, представленной в Геологическом отчёте “Отчёт по обобщению гравиметрических данных оз. Байкал и его обрамления” 1999 года [13].

В указанном отчёте выполнена интерпретация геофизических данных вдоль нескольких интерпретационных профилей. Расположение этих профилей и аэрогравиметрического профиля ИФЗ РАН показано на рис. 7. Аэрогравиметрический профиль ИФЗ РАН пересекает оз. Байкал в районе прохождения интерпретационных профилей 6 и 16 (см. рис. 7). Поэтому целесообразно сравнить данные, полученные в результате аэрогравиметрической съёмки именно с данными вдоль этих профилей.

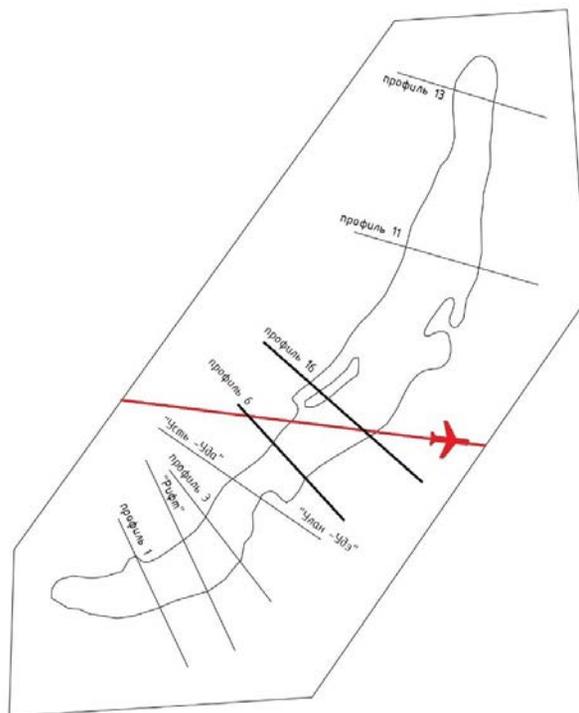


Рис. 7. Схема расположения интерпретационных профилей [13] и аэрогравиметрического профиля ИФЗ РАН.

Данные об аномальном поле силы тяжести, приведены в [13] в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см^3 . Поэтому они были пересчитаны по формуле плоскопараллельного слоя в аномалии свободного воздуха.

Полученные минимумы аномалий, приведённых к уровню геоида, составили для профиля 6 ≈ -166.0 мГал, а для профиля 16 ≈ -185.9 мГал. При этом как было указано выше минимум отрицательной аномалии, полученной на высоте полёта 5300 метров, составил

-180.8 мГал, при прогнозном значении на уровне акватории до -200.4 мГал.

Данный результат подчёркивает целесообразность анализа таких градиентных зон как

Байкальский рифт с привлечением именно высокодискретных данных. Выполненная ранее морская съёмка акватории Байкала позволила получить данные для комплексной интерпретации геофизических данных оз. Байкал и его обрамления, что невозможно сделать по данным отдельных аэрогравиметрических профилей. Однако итоговый масштаб съёмки (1:500000) недостаточно детален для выявления экстремальных аномалий рифта.

ВЫВОДЫ

Впервые полученные значения аномалии силы тяжести в свободном воздухе по аэрогравиметрическому профилю вкост Байкала позволили выполнить оценку погрешностей имеющих спутниковых моделей для этого региона. Выявленные среднеквадратичные отклонения поля 9.5–17.9 мГал по всему профилю и максимальные отклонения в отдельных пунктах маршрута – 40–80 мГал между значениями, рассчитанными по спутниковым моделям и полученным по аэрогравиметрическим наблюдениям, свидетельствуют о низкой точности современных спутниковых моделей и их комбинаций в регионе Байкальского рифта.

По результатам оценки наилучшую сходимость с измерениями над Байкалом продемонстрировали данные модели UGM-SGG-2. Очевидно, эта модель также включает альтиметрические данные на внутренние акватории, при этом её детальность, обусловленная степенью разложения, на порядок ниже, чем у альтиметрической модели Sandwell and Smith v32.

Модель Sandwell and Smith v32 имеет наилучшее разрешение, а по величине основной отрицательно аномалии также близка к съёмке. Однако модель содержит повышенную погрешность в области перекрытия данных, полученных с помощью альтиметрии и топографии.

В широко известных моделях EGM2008 и XGM2019 величина основной отрицательной аномалии Байкальской котловины сильно занижена. Наиболее адекватно глубину Байкальского рифтового бассейна описывают модели UGM-SGG-2 и Sandwell and Smith v32.

Морская гравиметрическая съёмка выполнена в масштабе 1:500000 и позволяет выполнить комплексную геологическую интерпретацию данных. Однако эти данные необходимо проверять и уточнять с использованием современной гравиметрической аппаратуры и современного навигационного обеспечения.

Кроме того, основные инструментальные данные в районе оз. Байкал существуют в виде бумажных карт и каталогов пунктов, что весьма осложняет работу с ними. Но даже такие материалы гравиметрической съёмки не доступны большинству исследователей. В эпоху больших данных в геофизике современные исследователи (от аспирантов до ведущих учёных) предпочитают использовать улучшаемые и вновь создаваемые глобальные модели (см., например [6] и [14]). В такой ситуации необходимо принять во внимание факт недостаточной адекватности модельных данных. Это так же может относиться и к ранее полученным инструментальным данным, но с допущением об условности (не строгости) их сравнения с новыми данными аэрогравиметрии.

Вопрос пересчёта данных любой глобальной модели с учётом спектральных характеристик профильной съёмки может стать предметом отдельного исследования. Однако исследователям тектоносферы данного региона стоит иметь в виду реальные амплитуды отрицательных аномалий Байкальского рифта. По данным настоящей статьи такие оценки могут быть получены любым пользователем глобальной модели ГПЗ.

Для уточнения плотностных параметров земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой системы целесообразно выполнить в районе озера Байкал дополнительные высокоточные и высокодискретные профильные измерения вдоль интерпретационных профилей из [13]. Наиболее рационально выполнять это средствами аэрогравиметрии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность уважаемому рецензенту данной статьи за предоставление сведений об отчёте, содержащем данные инструментальной съёмки в районе исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Происхождение Западно-Сибирского осадочного бассейна без сильного растяжения земной коры: анализ данных

- сверхглубокого бурения // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 251–260.
<https://doi.org/10.31857/S2686739723601175>.
2. *Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P., Moore T.C., Schol C.A., Klitgord K.D.* Depositional and Tectonic Framework of the Rift Basins of Lake Baikal from Multichannel Seismic Data // *Geology*. 1992. № 20 (7). P. 589–592.
[https://doi.org/10.1130/00917613\(1992\)020<0589:DA TFOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1992)020<0589:DA TFOT>2.3.CO;2)
 3. *Eroneshnikova L. Yu., Duchkov A.A., Sanzhieva D.P.-D., Yaskevich S.V.* Three-Dimensional Velocity Structure of the Crust in Central Lake Baikal from Local Seismic Tomography // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. № 14 (1). 0683.
<https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0683>
 4. *Середкина А.И.* Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным // *Физика Земли*. 2021. №2. С. 46–70.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721020113>.
 5. *Zorin Yu. A., Mordvinova V.V., Turutanov E. Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S.* Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*. 2002. No. 359. P. 307–327.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0)
 6. *Tiberi C., Diament M., Deverchere J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U.* Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108, Iss. B3. No. 2133.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001880>
 7. *Дробышев Н.В., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Михайлов П.С.* Самолет-лаборатория для исследований гравитационного поля земли // *Наука и технологические разработки*. 2018. Т. 97. № 4. С. 5–27.
<https://doi.org/10.21455/std2018.4-1>
 8. NOAA National Centers for Environmental Information. 2022: ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information.
<https://doi.org/10.25921/fd45-gt74>. Accessed [10.11.2023].
 9. *Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K.* The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. Iss. B4. B04406.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
 10. *Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X.* The combined global gravity field model XGM2019e // *Journal of Geodesy*. 2020. V. 94. Article number: 66.
<https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.
 11. *Wei Liang, Jiancheng Li, Xinyu Xu, Shengjun Zhang, Yongqi Zhao.* A High-Resolution Earth's Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008 // *Research Geodesy and Survey Engineering*. 2020. V. 6. Iss. 8. P. 860–878.
 12. *Sandwell D.T., Harper H., Tozer B., Smith W.H.F.* Gravity field recovery from geodetic altimeter missions // *Advances in Space Research*. 2021. V. 68. Iss. 2. P.1059–1072.
<https://doi.org/10.1126/science.1258213>
 13. Геологический отчет “Отчет по обобщению гравиметрических данных оз. Байкал и его обрамления”, УГГА “Спецгеофизика”, п. Поваровка. 1999. Книга 1 – Текст. С. 207.
 14. *Petit C., Deverchere J.* Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. 7. Q11016.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001265>

AEROGRAVIMETRIC MEASUREMENTS OVER BAIKAL**V. N. Koneshov^a, P. S. Mikhailov^{a, #}**^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*[#]*E-mail: paulmikh@mail.ru*

The article presents the results of the first high-precision route aerogravimetric survey, carried out in 2023 along the “cross” profile of Lake Baikal at a flight altitude of 5300 meters. The airborne gravimetric complex used in the measurements, based on the laboratory's AN-26BRL aircraft, is described. Directly above the lake water area, the largest negative value of the measured gravity field anomaly was -180.8 mGal, the horizontal gradient of the field measurement along the profile was up to 9 mGal/km in the area of the western and up to 5 mGal/km in the area of the eastern shores of Lake Baikal. The internal convergence of anomaly values on the route profile for a complex of three instruments was 0.74 mGal. For the Baikal Rift Basin, the resolution and reliability of the most current modern global models of the Earth's gravity field UGM-SGG-2, EGM2008, XGM2019 and Sandwell and Smith v32, based on satellite data, were assessed. It is shown that the standard deviations of the field along the entire profile between the values calculated from satellite models with the number of expansion coefficients of 2190 or more from airborne gravimetric observations are 9.5 - 17.9 mGal, and the maximum deviations at individual points of the route are 40-80 mGal. Using airborne gravity profile data, a comparison was made with marine gravity survey data at a scale of 1:500,000. Due to the high detail of the data along the airborne gravity profile, it was determined that the actual value of the main negative anomaly on the airborne profile is higher than that accepted for the analysis and integrated interpretation of geophysical data in the area of Lake Baikal.

Keywords: aerogravimetry, Lake Baikal, gravity, aircraft-laboratory, satellite models

УДК 550.34; 622.235.535

НОВЫЙ ПОДХОД К КОНТРОЛЮ ОПАСНОСТИ ТЕХНОГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТИ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ

© 2024 г. Академик РАН В. В. Адушкин¹, А. Н. Беседина^{1,*}, Г. Г. Кочарян¹,
И. Э. Семенова², С. А. Жукова², О. Г. Журавлева²

Поступило 24.06.2024 г.

После доработки 03.07.2024 г.

Принято к публикации 09.07.2024 г.

Для выявления в окрестности горнодобывающих предприятий потенциально опасных тектонических разломов предлагается использовать очаговые характеристики слабых сейсмических событий, а именно, приведённую энергию и скорость распространения разрыва. Для анализа были выбраны два массива горных пород, в которых регистрировались микросейсмические события, индуцированные ведением горных работ. Первый, Коробковское железорудное месторождение Курской магнитной аномалии (КМА), расположен в асейсмичном регионе. Для второго участка, апатит-нефелинового месторождения Хибинского массива, характерна довольно интенсивная природная и техногенная сейсмичность. Результаты анализа показали, что для рассматриваемых объектов значения приведённой сейсмической энергии и скорости распространения разрыва существенно отличаются. Для месторождения Хибинского массива значения параметров приближаются к диапазону значений для “нормальных” землетрясений. Для месторождения КМА полученные anomalно низкие значения приведённой энергии и скорости распространения разрыва соответствуют “медленным” землетрясениям. Полученные результаты говорят о перспективности использования выбранных параметров в качестве индикаторов возможности возникновения крупных динамических событий на контролируемом участке разломной зоны.

Ключевые слова: техногенные землетрясения, горные работы, микросейсмический мониторинг, сейсмическая энергия, сейсмический момент, приведённая энергия, скорость распространения разрыва

DOI: 10.31857/S2686739724110161

Крупнейшие землетрясения, инициированные горными работами, связаны с динамическими подвижками по тектоническим трещинам и разломам [1, 2]. Такие события иногда называют техногенно-тектоническими, подчёркивая тем самым, что их подготовка определяется естественными причинами (тектонические и гравитационные силы), а триггером служит антропогенная деятельность – выемка пород, изменение гидрогеологической обстановки, массовые взрывы [3].

Магнитуда техногенно-тектонических землетрясений достигает весьма значительных

величин, вплоть до $M \sim 6$, так что такие события наносят значительный материальный ущерб. В отличие от природных землетрясений, гипоцентры которых находятся, как правило, на глубине, фактически недоступной для современных способов диагностики, очаги техногенных событий часто располагаются в пределах досягаемости инструментальных методов. На большинстве горнодобывающих предприятий существуют службы, осуществляющие, в том числе, мониторинг слабой сейсмичности. Представляется заманчивым попытаться использовать эти сведения для оценки и прогноза сейсмической опасности.

Известно, что динамическая подвижка, являющаяся источником интенсивных сейсмических колебаний, может произойти не на всяком разломе. Область старта сейсмогенного разрыва (так называемая “зона нуклеации”), согласно существующим представлениям, приурочена к особым участкам на будущей

¹Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия
²Горный институт, Кольский научный центр Российской Академии наук, Апатиты, Россия

*E-mail: besedina.an@idg.ras.ru

поверхности скольжения – контактными зонами или “асперити”. Изначально эти зоны ассоциировались с участками повышенной прочности [4]. Однако в последние годы обнаруживается всё больше свидетельств в пользу того, что “асперити” это, в первую очередь, пятна с особыми фрикционными характеристиками, обладающие свойством разупрочнения при скольжении (Velocity Weakening, VW) [5]. Стартовав в окрестности такого пятна, разрыв может развиваться динамически. Сценарий развития сейсмогенного разрыва определяется именно наличием областей, обладающих разной динамикой фрикционных характеристик. На участках, обладающих свойством увеличения фрикционного сопротивления (Velocity Strengthening, VS), скорость распространения разрыва снижается и при больших размерах таких участков разрыв останавливается. Участки разупрочнения (VW-пятна) сложны, как правило, прочными кварцсодержащими породами, а VS-участки часто выполнены слабыми, слоистыми филлосиликатами [5].

Накопленная в массиве энергия упругих деформаций может быть реализована как в виде динамической подвижки по разлому, в ходе которой излучаются интенсивные сейсмические колебания, так и в виде более медленных движений, при которых в излучение идёт куда меньшая доля энергии. При крипе или при событиях медленного скольжения сейсмические колебания значимой амплитуды не регистрируются вовсе [1]. Макроскопические характеристики очага (магнитуда, излученная энергия, кажущееся напряжение) и параметры высокочастотных сильных движений грунта в ближней зоне землетрясения тесно связаны с характером распространения разрыва.

Степень “динамичности” подвижки удобно характеризовать отношением величины излученной сейсмической энергии E_s к значению скалярного сейсмического момента M_0 ($e = E_s / M_0$) – “приведённой сейсмической энергией”. Этот параметр в значительной степени обусловлен динамикой и кинематикой распространения разрыва землетрясения.

В настоящей работе в качестве индикаторов возможности осуществления динамической подвижки по разлому предлагается использовать очаговые характеристики слабых сейсмических событий, а именно, приведённую энергию и скорость распространения разрыва.

Такой подход основан на предположении, подтверждаемом результатами геологических изысканий [5], что если глина трения,

заполняющая зону скольжения магистрального сместителя разломной зоны, выполнена кварцсодержащим материалом, то и многие трещины в зоне влияния будут также содержать наполнитель с VW-свойствами. И, наоборот, многие трещины в зоне влияния VS-разлома будут содержать филлосиликаты. Таким образом, можно полагать, что определяя приведённую энергию и скорость распространения разрыва мелких сейсмических событий, природных или индуцированных горными работами, можно судить о сейсмогенности разломной зоны в целом.

В настоящей работе для анализа были выбраны два массива горных пород, в которых регистрировались микросейсмические события, индуцированные ведением горных работ. Первый находится в практически асейсмичном регионе – Коробковское железорудное месторождение Курской магнитной аномалии (КМА) (г. Губкин, Белгородская область), расположенное в центральной части Воронежского кристаллического массива. Объектом исследования является участок разлома “Северо-Восточный”, мощность зоны влияния которого достигает 100 м (рис. 1). На месторождении применяется этажно-камерная система разработки. По результатам натурных измерений напряжённо-деформированного состояния горизонтальные напряжения составляют 13 МПа, и в массиве пород на глубинах от 145 до 375 м превышают вертикальные в 1.5–2.0 раза [6]. Несмотря на относительно высокий уровень горизонтальных напряжений, горные удары в массиве ранее не наблюдались.

Для второго участка, в пределах которого расположено апатит-нефелиновое месторождение Хибинского массива (Мурманская область), характерна достаточно интенсивная природная и техногенная сейсмичность. Разработка исследуемого месторождения Хибин ведётся подземным способом с помощью подэтажной системы с принудительным обрушением вышележащей толщи пород. Для него характерно гравитационно-тектоническое поле напряжений, причём горизонтальные напряжения превышают вертикальные в 3–4 раза, наблюдается рост максимальных сжимающих напряжений с глубиной. На горизонте +250 м максимальные напряжения составляют ≈ 35 МПа (руда), ≈ 50 МПа (вмещающие породы). Рудная залежь содержит дайки мончикитов мощностью до 15 м и линейные зоны окисления (шпреуштейнизации) мощностью до 40 м, затухающие с глубиной, что существенно влияет на геодинамический режим месторождения при ведении горных работ.

Многолетние наблюдения показали, что сейсмический режим контролируемого района разработки не стационарен, на месторождениях наблюдаются различные геодинамические явления: горно-тектонические удары, толчки, горные удары и микроудары, стреляние пород, динамическое заколообразование и шелушение. За последние несколько десятилетий на рудниках Хибинского массива отмечается значительный рост общего количества горных ударов и техногенных землетрясений, в том числе событий значительной магнитуды ($M > 3.5$), инициированных взрывами [2, 7, 8].

В шахте им. Губкина сейсмический мониторинг проводился на глубине 300 м от дневной поверхности с помощью временной мобильной сейсмической группы с апертурой ~ 150 м, состоящей из 4 акселерометров (Bruel&Kjaer 8306 и Dytran 3191A1 с рабочей полосой частот 0.08 Гц-1 кГц). Регистрация велась с частотой опроса 10 кГц. Измерительная система датчиков располагалась вблизи взрывной камеры. В данной работе проводился анализ последовательностей сейсмических событий, зарегистрированных после трёх массовых взрывов. Во всех случаях разрабатываемые камеры находились в зоне влияния Северо-Восточного разлома (рис. 1). Измерения проводились в период остановки работы оборудования в течение 10–15 ч после взрывов. Более подробно используемая система

мониторинга, способы детектирования и локализации сейсмических событий, применяемые на Коробковском месторождении КМА, описаны в нескольких публикациях, например в [9, 10].

Для сейсмических событий, зарегистрированных после массовых взрывов в шахте им. Губкина, для каждого дня регистрации создавался каталог временных записей волновых форм, а также основных очаговых параметров (моментная магнитуда, сейсмический момент, сейсмическая энергия, угловая частота источника, приведённая энергия).

Мониторинг сейсмичности на подземных рудниках Хибинского массива осуществляется непрерывно с помощью автоматизированных систем контроля.

В настоящей работе проводился анализ записей и оценка очаговых параметров 13 сейсмических событий, зарегистрированных в течение месяца на одном из участков апатит-нефелинового месторождения в 2020 г. в районе лежащего бока рудного тела. На этом участке отмечена миграция сейсмичности вместе с продвижением фронта горных работ. Считается, что инициированию наиболее сильных геодинамических явлений способствовали взрывные работы при торцевом выпуске руды вблизи эггириновой жилы, а также перераспределение напряжений за счёт выполненной надработки

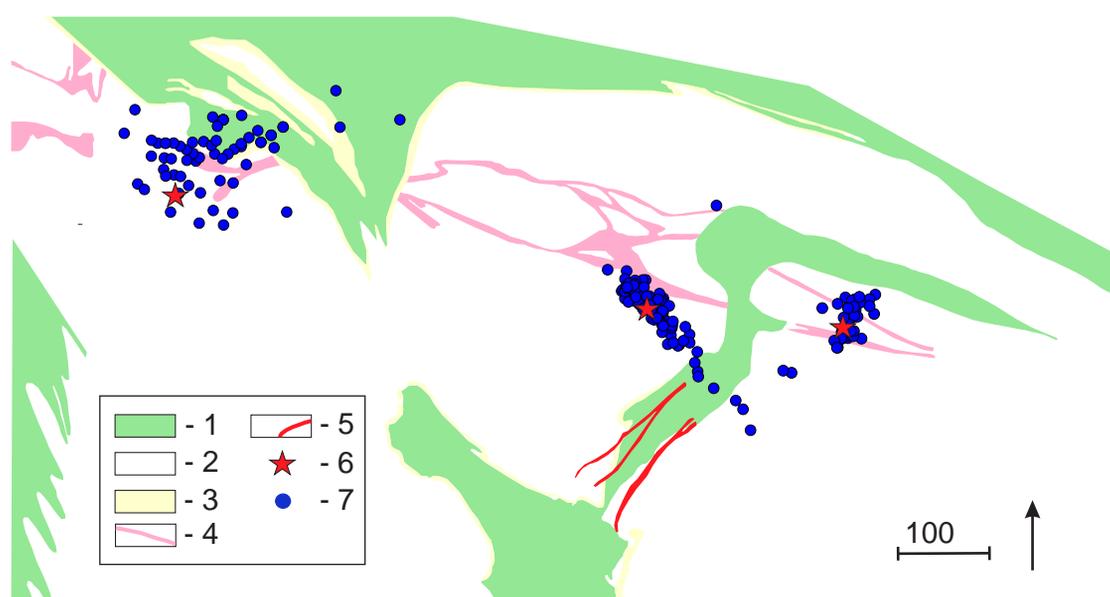


Рис. 1. Схема участка Коробковского месторождения КМА, включающего Северо-Восточный разлом: 1 – сланцевая свита, 2 – железорудная свита; 3 – безрудные или слаборудные кварциты; 4 – тело разлома; 5 – жильные образования; 6 – взрывная камера; 7 – сейсмические события.

массива. Массив в исследуемой области сложен породами подстилающего комплекса уртитов и уррита с апатитом. Коэффициент крепости пород по шкале Протодьяконова $f=9-11$, относящийся ко 2-й категории устойчивости. Внешние признаки удароопасности выражены слабо. Согласно расчётам уровень сжимающих напряжений не превышает 35 МПа. Для дальнейшего анализа записей волновых форм привлекались измерительные каналы акселерометров S1073 (рабочий диапазон 0.2–1000 Гц) и A1638 (рабочий диапазон 0.2–400 Гц) в трёхкомпонентном исполнении с частотой опроса 1000 Гц.

Первичная обработка данных заключалась в полосовой фильтрации с помощью фильтра Баттерворта 2-го порядка в диапазоне частот 10–1000 Гц для событий месторождения КМА и 8–100 Гц для месторождения Хибинского массива. На следующем этапе проводилась оценка параметров сейсмических событий. Расчёт скалярного сейсмического момента M_0 и угловой частоты источника f_0 выполнялся путём аппроксимации спектра смещения модельным спектром Дж. Брюна. По значениям сейсмического момента проводилась оценка моментной магнитуды. Излученная сейсмическая энергия E_s рассчитывалась как интеграл квадрата скорости смещения грунта в частотной области.

В соответствии с моделью круговой сдвиговой трещины [11] можно оценить радиус источника r_0 и величину сброшенного напряжения $\Delta\sigma$:

$$\begin{aligned} r_0 &= \left(\frac{K C_\beta}{2\pi f_0} \right), \\ \Delta\sigma &= \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3}. \end{aligned} \quad (1)$$

где K принимает значения $K_\alpha = 2.01$ и $K_\beta = 1.32$ для Р- и S-волн соответственно, C_β – скорость распространения поперечных волн.

Скорость распространения разрыва V_r оценивалась с помощью параметра излучательной эффективности

$$\eta_R = 2 \frac{\sigma_a}{\Delta\sigma}, \quad (2)$$

для сдвиговых и отрывных трещин соответственно [9]

$$\begin{aligned} \eta_R &= 1 - \frac{1 - \frac{V_r}{C_R}}{\sqrt{1 - \frac{V_r}{C_\beta}}}, \\ \eta_R &= \frac{V_r}{C_R}, \end{aligned} \quad (3)$$

где C_R – скорость волны Рэлея.

Результаты локации показали, что зарегистрированные сейсмические события на месторождении КМА группируются по большей части в окрестности ближайшей взрывной камеры и участка разломной зоны. Магнитуда M_w зарегистрированных событий варьируется от -2.7 до -0.8 , что соответствует значениям сейсмического момента $9.9 \cdot 10^4 - 6.7 \cdot 10^7$ Н·м при угловой частоте источника 72–757 Гц. Излученная сейсмическая энергия составила $6.2 \cdot 10^{-4} - 55$ Дж (рис. 2). Согласно расчётам характерные размеры

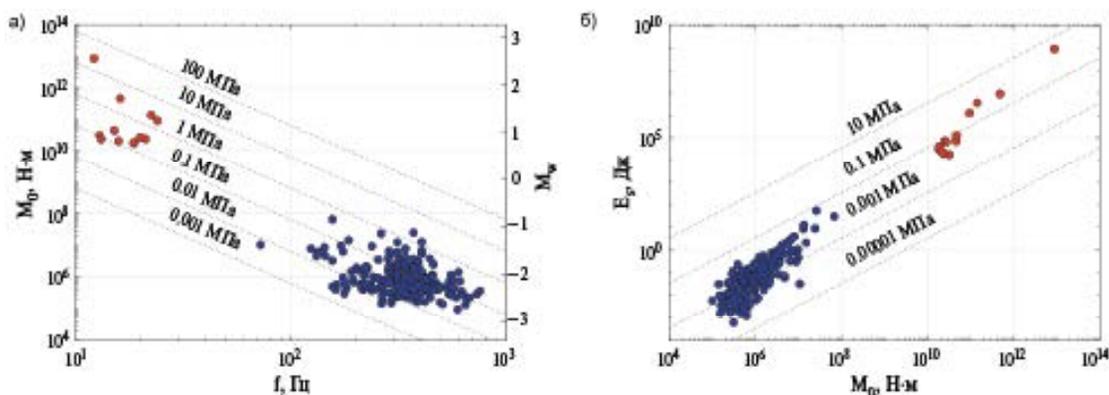


Рис. 2. а) Соотношение между скалярным сейсмическим моментом и угловой частотой источника для сейсмических событий. Серые линии – линии постоянного сброшенного напряжения. (б) Излученная сейсмическая энергия в зависимости от скалярного сейсмического момента. Серые линии – линии постоянного кажущегося напряжения $\sigma_a = \mu E_s / M_0$. Синие значки – Коробковское месторождение, красные значки – месторождение Хибинского массива.

разрывов для зарегистрированных событий составили десятки сантиметров – первые метры.

Для апатит-нефелинового месторождения Хибинского массива получены более высокие значения магнитуд 0.74–2.5; сейсмический момент составил $9.9 \cdot 10^4$ – $6.7 \cdot 10^7$ Н·м при угловой частоте 12–24 Гц. Сейсмическая энергия варьируется от $1.7 \cdot 10^4$ – $8.7 \cdot 10^8$ Дж (рис. 2). Событие с наибольшей энергией $8.7 \cdot 10^8$ Дж ($M_w=2.5$) сопровождалось сотрясением горного массива. После него была зафиксирована афтершоковая последовательность сейсмических событий с энергией наибольшего афтершока $8.8 \cdot 10^6$ Дж ($M_w=1.7$). Характерный размер разрывов исследуемых событий по оценкам составил 27–54 м.

Значения приведённой сейсмической энергии существенно отличаются для сейсмических событий, зарегистрированных на рассматриваемых месторождениях. Для событий месторождения Хибинского массива значение рассчитанной приведённой энергии E_s / M_0 варьируется от $5.4 \cdot 10^{-7}$ до 10^{-5} Дж/(Н·м), в то время как для Коробковского железорудного месторождения получены значения $5.3 \cdot 10^{-9}$ – $2.2 \cdot 10^{-6}$ Дж/(Н·м). Сопоставление полученных значений с результатами обработки параметров сейсмических событий с $M < 4$,

зарегистрированных на различных месторождениях мира, приведено на рис. 3.

Большая часть данных рис. 3, включая результаты, полученные на месторождении Хибинского массива, находятся в диапазоне значений $E_s / M_0 \sim 5 \cdot 10^{-7}$ – $5 \cdot 10^{-3}$ Дж/(Н·м), что соответствует типичным величинам для “нормальных” тектонических землетрясений [1]. Резко отличаются группы событий, зарегистрированных на Коробковском месторождении и в подземной лаборатории URL в Канаде [12].

Ещё одним важным параметром (помимо приведённой энергии), который описывает динамические свойства сейсмического источника, является скорость распространения разрыва V_r . Согласно классическим представлениям, для землетрясений $M > 3$ –4 этот параметр не зависит от масштаба события и составляет величину $(0.7$ – $0.9)C_\beta$. Для более слабых событий отмечается больший разброс значений. Здесь мы оставляем вне рассмотрения так называемые “supershear” землетрясения, для которых средняя скорость распространения разрыва может заметно превышать величину C_β .

Результаты анализа шахтной сейсмичности как правило иллюстрируют пониженные

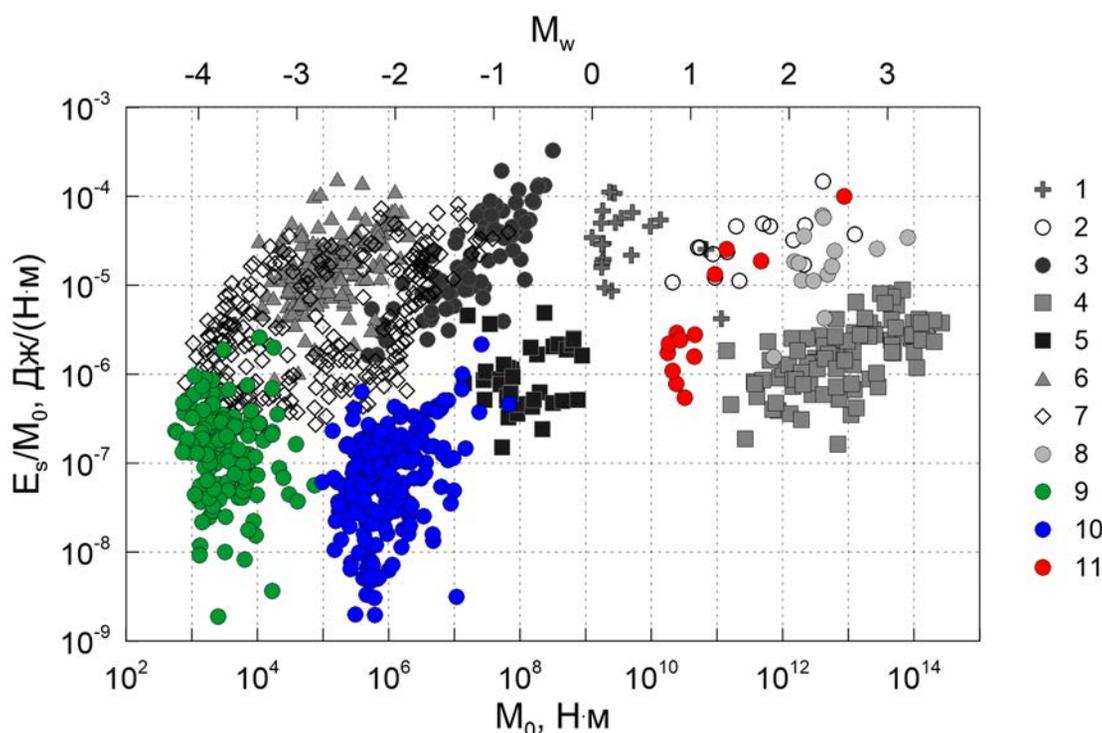


Рис. 3. Зависимость приведённой сейсмической энергии от сейсмического момента, ссылки на источники данных 1–8 приведены в [1, 9], 9 – [12]; 10 – Коробковское месторождение, 11 – месторождение Хибинского массива.

значения скорости разрыва относительно “нормальных” землетрясений.

Рассчитанные диапазоны значения средних скоростей разрыва для Коробковского и одного из Хибинских месторождений показаны на рис. 4. Для месторождения КМА скорость разрыва составляет $(0.008–0.5)C_\beta$ со средним значением $0.16C_\beta$ для трещин сдвига и $0.09C_\beta$ для трещин отрыва. Эти значения скорее соответствуют так называемым “медленным” землетрясениям. Для месторождения апатит-нефелиновых руд V_r составляет $(0.36–0.8)C_\beta$, что приближается к диапазону значений для “нормальных” землетрясений.

Важным фактором, который может влиять на реализуемый тип сейсмического события (“нормальное” или “медленное”) является вещественный состав материала заполнителя трещины. Геолого-структурный анализ некоторых участков разломной зоны показал, что для Северо-Восточного разлома характерно присутствие геоматериалов со свойствами скоростного упрочнения [13]. На месторождении Хибинского массива ряд идентифицированных событий, для которых удалось обнаружить следы косейсмической подвижки, был приурочен к эгириновой жиле, т. е.

нарушению, выполненному достаточно прочным VW-материалом. Важно подчеркнуть, что очагом одного из крупнейших землетрясений в Хибинах (1989 г., $M = 4.8–5$) являлась динамическая подвижка именно по пологопадающей эгириновой жиле [14].

Таким образом, сопоставление очаговых параметров микросейсмичности в окрестности двух горнодобывающих предприятий убедительно демонстрируют перспективность использования таких параметров, как приведённая энергия микросейсмичности и средняя скорость распространения разрыва в качестве индикаторов возможности возникновения крупных динамических событий на исследуемом участке разломной зоны.

Количественные соотношения между долей медленных и быстрых событий, которые будут свидетельствовать о потенциальной “опасности”, ещё предстоит разработать.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-17-00204 Кочарян Г. Г., Беседина А. Н.) и госзадания (№ 122032900172-5 Адушкин В. В. и № 122022800579-4).

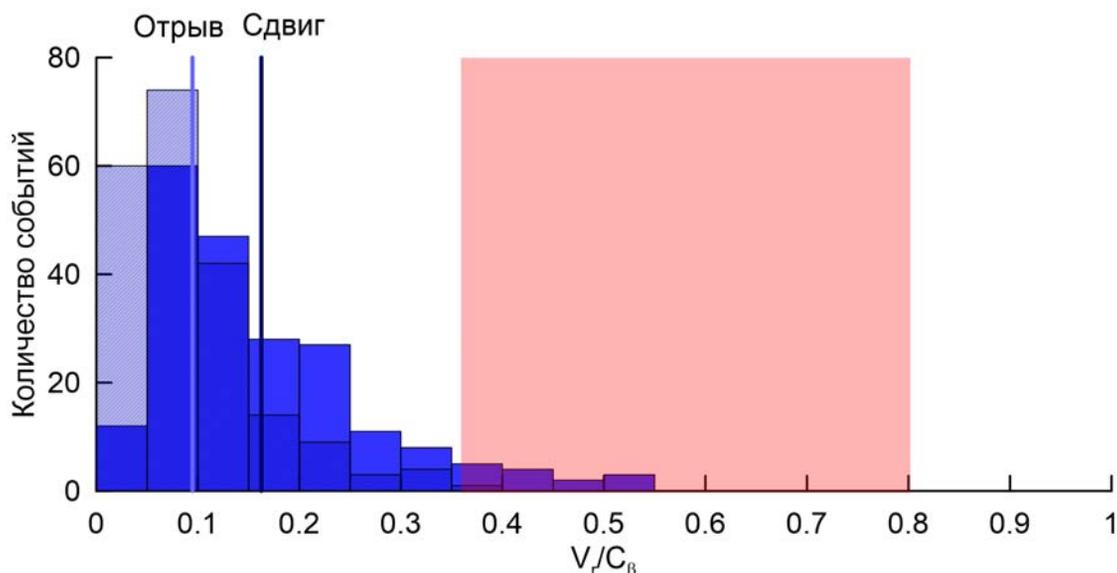


Рис. 4. Гистограмма скорости распространения разрыва для КМА: синяя — в предположении, что все события являются сдвиговыми событиями, голубая — в предположении, что все события являются отрывными трещинами. Вертикальными линиями показаны средние значения скорости: для отрывной трещины $V_r/C_\beta = 0.09$, для сдвиговой трещины $V_r/C_\beta = 0.16$. Область значения скорости V_r/C_β для месторождения Хибинского массива показана красной заливкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016, 424 с.
2. *Козырев А.А., Семенова И.Э., Журавлева О.Г., Пантелеев А.В.* Гипотеза происхождения сильного сейсмического события на Расвумчоррском руднике 09.01.2018 // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2018. № 12. С. 74–83.
3. *Адушкин В.В.* Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. 2016. № 2. С. 22–44.
4. *Гусев А.А.* Модель очага землетрясения со множеством неровностей // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 41–55.
5. *Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А.* Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32.
6. *Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Куликов В.Н., Павлов Д.В., Анисимов В.Н., Салтыков Н.В., Сергеев С.В., Спунгин В.Г.* Построение системы мониторинга потенциально опасных участков Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии // ФТПРПИ. 2017. № 4. С. 3–13.
7. *Баранов С.В., Федоров А.В., Моторин А.Ю., Асминг В.Э., Федоров И.С.* Землетрясение 5 марта 2022 г. с $M_L=3.7$ в Хибинском массиве // Сейсмические приборы. 2023. Т. 59. № 1. С. 21–32. DOI: 10.21455/si2023.1-2
8. *Козырев А.А., Онуприенко В.С., Жукова С.А., Журавлева О.Г.* Развитие инструментального и методического обеспечения контроля наведенной сейсмичности на Хибинских апатит-нефелиновых месторождениях // Горный журнал. 2020. № 9. С. 19–26.
9. *Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Параметры источников роя микросейсмических событий, инициированных взрывом на Коробковском железорудном месторождении // Физика Земли. 2021. № 3. С. 63–81.
10. *Беседина А.Н., Гридин Г.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Павлов Д.В.* Активизация сейсмоакустических событий после массовых взрывов на железорудном месторождении Курской магнитной аномалии // ФТПРПИ. 2024. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.15372/FTPRPI20240101>
11. *Madariaga R.* Dynamics of an expanding circular fault // BSSA. 1976. V. 66. P. 639–666.
12. *Collins D., Young R.* Lithological controls on seismicity in granitic rocks // Bull. Seismol. Soc. Am. 2000. V. 90. P. 709–723. <https://doi.org/10.1785/0119990142>.
13. *Остапчук А.А., Морозова К.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Григорьева А.В., Павлов Д.В.* Особенности сейсмичности, инициированной массовыми взрывами, Коробковского железорудного месторождения // Russian Journal of Earth Sciences. 2024.
14. *Сырников Н.М., Тряпицын В.М.* О механизме техногенного землетрясения в Хибинах, Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830–833.

A NEW APPROACH TO HAZARD CONTROL OF HUMAN-TRIGGERED EARTHQUAKES NEAR MINING FACILITIES

Academician of the RAS **V. V. Adushkin^a**, **A. N. Besedina^{a, #}**, **G. G. Kocharyan^a**,
I. E. Semenova^b, **S. A. Zhukova^b**, **O. G. Zhuravleva^b**

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Mining Institute, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

[#]*E-mail: besedina.an@idg.ras.ru*

It is proposed in this paper to use the focal characteristics of small seismic events, in particular, the scaled energy and the rupture propagation velocity, as indicators of possible dynamic movements along a fault. The two sites selected for analysis underwent microseismic events induced by mining operations. The first site, the Korobkovskoe iron ore deposit of the Kursk Magnetic Anomaly, is located in the aseismic region. The second site, the apatite–nepheline deposit of the Khibiny massif, is characterized by relatively intensive natural and human-triggered seismicity. Based on the results of the analysis, the values of the scaled seismic energy and the rupture propagation velocity are drastically different at the deposits under consideration. At the apatite–nepheline ore deposit, the parameter values are close to the range of values characteristic for “normal” earthquakes. At the KMA deposit, the obtained anomalously low values of the scaled energy and the rupture propagation velocity correspond to “slow” earthquakes. The results obtained are indicative of the prospects for using the selected parameters as indicators of possible large dynamic events at the studied site of the fault zone.

Keywords: technogenic earthquakes, mining, microseismic monitoring, seismic energy, seismic moment, scaled energy, rupture propagation velocity

УДК 551.511

ЭНЕРГЕТИКА ЦИКЛОНОВ И АНТИЦИКЛОНОВ В ИХ РАЗВИТИИ

© 2024 г. М. Г. Акперов^{1,*}, академик РАН Г. С. Голицын¹,
академик РАН В. А. Семенов^{1,2}

Поступило 08.07.2024 г.

После доработки 19.07.2024 г.

Принято к публикации 09.07.2024 г.

Используя статистические свойства решения уравнения Фоккера-Планка-Колмогорова (ФПК) для скоростей и координат, а также с использованием метода идентификации вихрей, получены количественные оценки распределений различных характеристик циклонов и антициклонов (в т.ч. время жизни, скорость ветра, размер, характерный форсинг и кинетическая энергия) в зависимости от их интенсивности. Расчёты выполнены по данным реанализа ERA5 за период 2010–2021 гг. Время жизни вихрей, оцененное с использованием ФПК, соответствует времени жизни, полученным с использованием метода идентификации вихрей, а теоретическое распределение циклонов по интенсивности практически совпадает с наблюдаемыми. Также исследованы характеристики вихрей в течение их жизненного цикла. В целом, все анализируемые характеристики циклонов растут при их интенсификации. Но для интенсивных антициклонов увеличение не так выражено, как для циклонов.

Ключевые слова: циклоны и антициклоны, интенсивные вихри, форсинг, энергетика вихрей, уравнение Фоккера-Планка-Колмогорова

DOI: 10.31857/S2686739724110172

ВВЕДЕНИЕ

Внетропические циклоны и антициклоны, представляют собой крупные вихри, размеры которых достигают нескольких тысяч километров. Они играют важную роль в общей циркуляции атмосферы и в формировании погодной изменчивости [1, 2]. Они играют ведущую роль в переносе тепла и влаги в атмосфере, таким образом, оказывая значительное влияние на погоду и климат. С наиболее интенсивными циклонами связаны сильный ветер и осадки (сильные снегопады зимой и наводнения летом) [3], а с антициклонами – аномальная жара летом и экстремальные холода зимой [4]. Таким образом, важно оценить распределения энергии и других характеристик внетропических вихрей, особенно в условиях происходящих изменений климата.

Оценки различных характеристик внетропических циклонов, включая кинетическую энергию, были сделаны ранее в следующих работах с использованием классического подхода путём интегрирования характеристик по области вихря [5, 6]. Было получено, что кинетическая энергия для внетропических циклонов колеблется в диапазоне от 10^5 до 10^6 Дж/м², это примерно соответствует энергии от 10^{17} до 10^{18} Дж для циклона радиусом 1000 км, что сопоставимо с энергией взрыва водородных бомб. При этом анализу антициклонов посвящено меньше работ. В нашей работе помимо прямых оценок зависимости различных характеристик вихрей, включая их энергетику, от их интенсивности с использованием метода идентификации вихрей [16, 17] на основе данных реанализа ERA5 для периода 2010–2021 гг., получены оценки с использованием принципиально другого подхода, с помощью уравнения Фоккера-Планка-Колмогорова.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФПК ДЛЯ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ВИХРЕЙ

Работа А. Н. Колмогорова 1934 года “Случайные движения” [7] вводит в научный обиход эво-

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт географии Российской Академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: aseid@ifaran.ru

люцию распределения вероятностей 6-мерного вектора $p(t, u_i, x_i)$ для скоростей u_i и координат x_i ансамбля частиц ($i=1, 2, 3$), для которого заданы ускорения $\dot{u}_i = \dot{u}_i(t, x_i)$ в виде Марковского процесса, т.е. с дельта коррелированными во времени ускорениями частиц. Это уравнение имеет вид

$$\frac{\partial p}{\partial t} + u_i \frac{\partial p}{\partial x_i} = D \frac{\partial^2 p}{\partial u_i^2}, \quad (1)$$

которое в советской литературе было названо уравнением Фоккера-Планка-Колмогорова (ФПК), здесь u_i, x_i – компоненты 6-мерного вектора [7, 9]. Фундаментальное решение этого уравнения имеет вид [9, 10].

$$p(t, u_i, x_i) = \left(\frac{\sqrt{3}}{2\pi Dt} \right)^3 \exp \left[- \left(\frac{u_i^2}{Dt} - \frac{3u_i x_i}{Dt^2} + \frac{3x_i^2}{Dt^3} \right) \right] \quad (2)$$

А. М. Обухов первым проанализировал уравнение (1) и показал, что коэффициент диффузии $D = \epsilon/2$ (см. [8]) пропорционален скорости генерации (диссипации) кинетической энергии турбулентности ϵ .

Решение (2) имеет три масштаба (угловые скобки означают среднее для распределения по ансамблю):

$$\langle u_i^2 \rangle = c_1 t \quad (3)$$

$$\langle u_i x_i \rangle = c_2 t^2 \equiv K \quad (4)$$

$$\langle x_i^2 \rangle = c_3 t^3 \equiv r^2, \quad (5)$$

где c_1, c_2 и c_3 – безразмерные численные коэффициенты, которые можно оценить путём анализа эмпирических данных [10]. Выражая время из (5) и подставляя в (3) и (4), получаем

$$\langle u_i^2 \rangle = c_1 c_3^{-1/3} (r)^{2/3} \quad (6)$$

$$K = c_2 c_3^{-2/3} r^{4/3}, \quad (7)$$

где K – кинематический коэффициент перемещения. Согласно [3] $c_1 c_2^{-1/3} \approx 1.8 \pm 0.2$ и $c_2 c_3^{-2/3} \approx 0.2$ для турбулентности в инерционном интервале масштабов. С другой стороны, замены переменных в виде $u_i = \tilde{u}_i(t)^{1/2}$ и $x_i = \tilde{x}_i(t^3)^{1/2}$, где \tilde{u} и \tilde{x} – безразмерные переменные, превращают уравнение (1) в полностью безразмерное, убирая из него коэффициент диффузии D . Поскольку квадрат скорости по размерности совпадает с энергией на единицу удвоенной массы, то такое безразмерное уравнение пригодно для любых видов энергии, например, сжатия, что и демонстрирует его пригодность для процессов геодинамики (см. [10]).

Временные зависимости (3)–(5) проверялись численно для ограниченных ансамблей частиц [11], где было показано, что уже при общем числе частиц $N = 10$ зависимость (3) начинает вы-

полняться удовлетворительно, а (5) достаточно хорошо, поскольку $\langle x_i(t) \rangle = \int u_i dt$, а интегрирование производит дополнительное усредняющее действие. Существование вторых моментов распределения вероятностей следует из структуры фундаментального решения (2), поскольку оно максимизирует распределение вероятностей, представимое фундаментальным решением (2). При величине ансамбля $N = 100$ численные решения совпадают с теоретическими [7].

Вторые моменты (3)–(5) связывают наблюдаемые величины с форсингом их вызывающим, и со временем их развития, т.е. по наблюдениям можно оценивать форсинг и время, пока оно невелико со временем вращения объекта. Наиболее чётко пока это было проведено для торнадо и смерчей [12], где по линейным размерам вихря и по оценкам скоростей в нем был оценен форсинг в единицах тротила. Оценки также были проведены для тропических ураганов [13, 14], используя теорию подобия и размерности, а также теорию ФПК [10]. При этом следует отметить, что оба метода оказались эквивалентны.

Кинетическую энергию E вихря можно оценить произведением (3) на (5) и массой единичного столба атмосферы M . Время определяется вращением планеты, точнее силой Кориолиса, поэтому

$$E = M \langle u_i^2 \rangle r^2 \sim M \epsilon^2 l_c^4, \quad (8)$$

где $l_c = 4\pi/T_0 \sin\theta$ – параметр Кориолиса, T_0 – период вращения Земли, θ – широта. Эта формула была выведена для расчёта кинетической энергии тропических ураганов [9].

Скорость генерации/диссипации кинетической энергии вихря ϵ (форсинг) можно оценить через (3) или (5). Таким образом, за время воздействия вихря на окружающую среду ϵ можно представить как

$$\epsilon = \frac{1}{c_1} \frac{\bar{u}^2}{t} \quad (9)$$

Для удобства расчётов для циклонов и антициклонов примем $1/c_1 \approx 1$.

Путём деления (5) на (3) можно также получить время воздействия вихря на окружающую среду (или характерное время жизни вихря) t

$$t = \frac{c_1}{c_3} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left(s / \bar{u}^2 \right)^{1/2}, \quad (10)$$

где $s = \pi r^2$ – площадь осесимметричного вихря.

Как можно заметить, выражение (10) пропорционально выражению для периода вращения вихря вокруг своей оси

$$T = \frac{2\pi r}{u} = 2\sqrt{\pi} \left(s / \bar{u}^2 \right)^{1/2} \quad (11)$$

Таким образом, характерное время жизни вихря (10) можно охарактеризовать количеством оборотов вихря вокруг своей оси за всё время своего существования, т.е.

$$t = n * T, \quad (12)$$

где n – количество оборотов.

Постоянную n для выражения (12) можно найти путём сопоставления времени жизни циклонов и антициклонов, полученное по данным прямого анализа вихрей с использованием метода идентификации циклонов/антициклонов [13], с оценками на основе (11).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Применим данные оценки к циклонам и антициклонам внетропических широт Северного полушария ($>20^{\circ}$ с. ш.). Для анализа вихрей будем использовать массив данных по характеристикам циклонов и антициклонов, полученные с использованием метода идентификации атмосферных вихрей [13] на основе данных реанализа ERA5 для высот изобарической поверхности 850 гПа для периода 2010–2021 гг. [15–17]. В частности, будут анализироваться такие характеристики как количество, время жизни вихря, интенсивность (глубина), определяемая разностью между минимальным/максимальным значением геопотенциала на высоте 850 гПа в циклоне/антициклоне и значением на последней замкнутой изогипсе, площадь (область занимаемая вихрем) и размер (средний радиус) вихря. Для удобства геопотенциальные метры были переведены в гектопаскали (гПа), используя уравнение гидростатического приближения. Согласно работам (например,

[18, 19]), кинетическая энергия вихря прямо пропорциональна квадрату его интенсивности (глубины). Также в настоящей работе будут использованы данные о средней скорости ветра на уровне 850 гПа, рассчитанной внутри вихря с учётом его размера.

На рис. 1 а, б представлены распределения количества циклонических и антициклонических вихрей на изобарической высоте 850 гПа в зависимости от их интенсивности (глубины). В логарифмическом масштабе эти зависимости очень близки к линейным, подтверждая сделанные ранее выводы, что их распределения близки к экспоненциальным [18]. Отметим, что большие глубины, $dp > 50$ гПа для циклонов и $dp > 25$ гПа для антициклонов проявляются у сотен и меньше вихрей.

Характерные времена жизни вихрей по данным прямых оценок, используя массивы данных по характеристикам циклонов/антициклонов, в сопоставлении с характерным временем жизни в сутках, вычисленные из (12) представлены на рис. 2. Для каждого диапазона глубин вихрей были эмпирически рассчитаны коэффициенты n из (12). При этом коэффициенты n варьируются в достаточно широких пределах (от 0.2 до 0.9), достигая максимума ($n=0.9$) при глубине циклона от 10 до 15 гПа. Для антициклонов коэффициенты n почти в два раза меньше в сравнении с циклонами и достигают максимума ($n = 0.5$) при глубине от 10 до 15 гПа.

Согласно характеристикам циклонов по данным алгоритма идентификации вихрей, медианные значения времени возрастают с увеличением интенсивности циклонов в диапазоне от 1 до 6 суток, в то время как крайние значения изме-

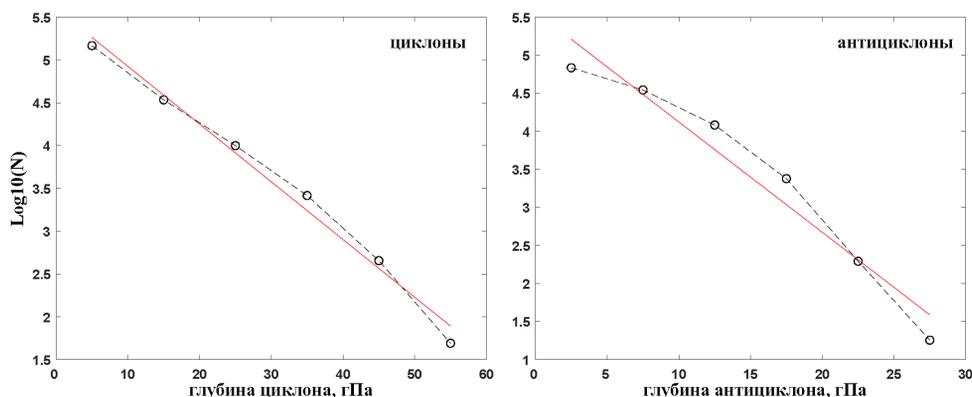


Рис. 1. Распределение количества (в логарифмическом масштабе) вихрей на изобарической высоте 850 гПа в зависимости от их интенсивности по результатам метода идентификации вихрей с использованием данных реанализа ERA5 за 2010–2021 гг.. Красной линией представлена аппроксимация кривой.

няются в диапазоне от нескольких часов до 12 суток (рис. 2 в). Возможно, такое продолжительное время жизни циклонов обусловлено их регенерацией. Для антициклонов медианное время жизни также возрастает в диапазоне от 4 до 7 суток, для 75% вихрей – от 5 до 8 суток, при этом максимальные значения времени жизни достигают 12 суток (рис. 2 г).

Также представляет особый интерес оценка форсинга (скорости генерации/диссипации кинетической энергии) для циклонов и антициклонов, рассчитанные по (9), где время выражено через (10). Значения форсинга получаются в единицах $\text{см}^2/\text{с}^3$ на единицу массы воздуха и показаны на рис. 3 а, б. Для циклонов медианные значения форсинга в зависимости от их интенсивности растут от $2.5 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до примерно

$12 \text{ см}^2/\text{с}^3$ с разбросом от $6 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $16 \text{ см}^2/\text{с}^3$, для антициклонов соответствующие цифры меняются в диапазоне от $1 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $3 \text{ см}^2/\text{с}^3$ и по максимальным значениям от $1.2 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $3.2 \text{ см}^2/\text{с}^3$.

Используя выражение (8) и (9) можно рассчитать среднюю за время жизни вихрей кинетическую энергию (рис. 3 в, г). Так как более 80% вихрей, которые идентифицируются у поверхности Земли, видны также на высоте 850 гПа [20], то можно рассчитать для них кинетическую энергию. Выразив силу Кориолиса l_c через время t (10), т.к. $l_c \sim t^{-1}$, а также приняв массу единичного столба атмосферы $M \approx 8.5 \cdot 10^3 \text{ кг}/\text{м}^2$, получим оценки кинетической энергии вихрей для различной глубины. Таким образом, рассчитанные медианные значения кинетической энергии циклонов и антициклонов варьируется в пределах

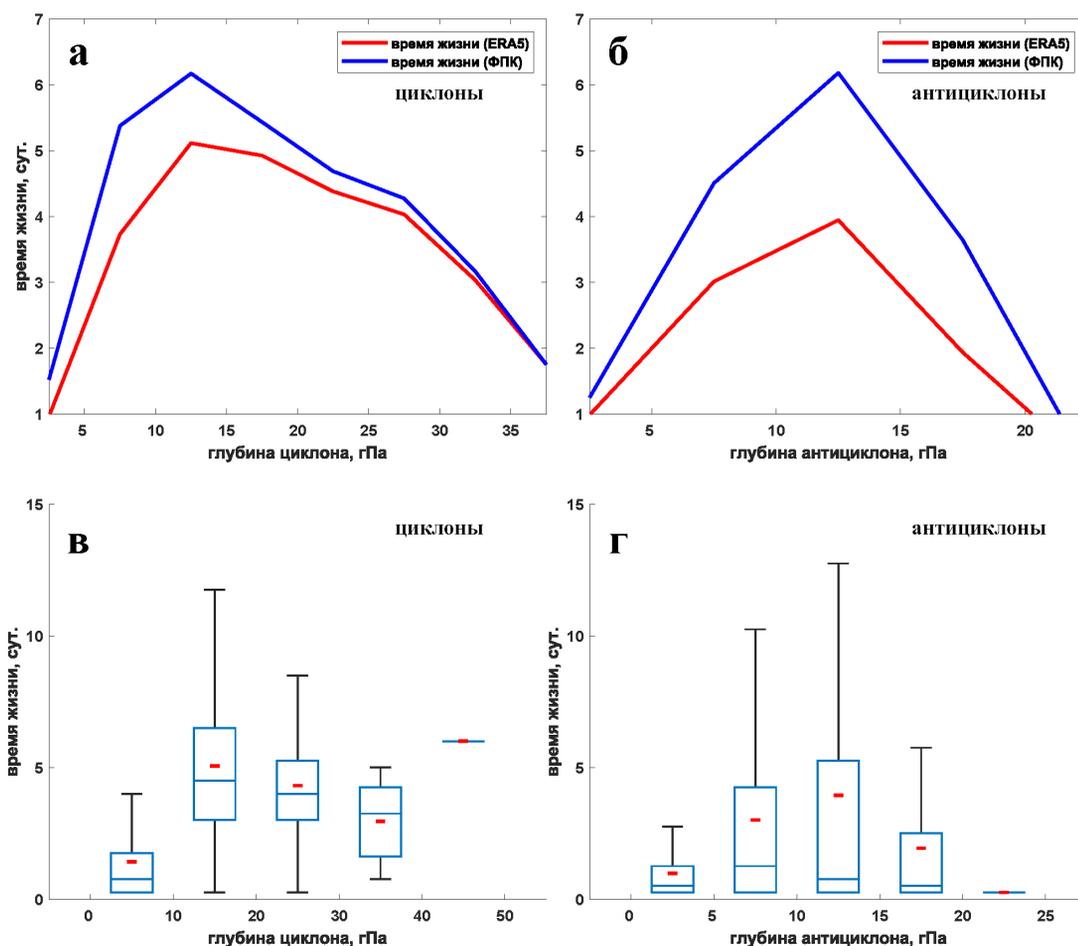


Рис. 2. Распределение времени жизни (в сутках) циклонов (а, в) и антициклонов (б, г) в зависимости от их средней за время жизни интенсивности (в гПа) по теоретической оценке на основе ФПК в сопоставлении с данными метода идентификации вихрей (а, б). В качестве исходных данных использовались данные реанализа ERA5 для периода 2010–2021 гг. Диаграмма (в, г) показывает медиану (красная линия), нижний и верхний квартили, минимальное и максимальное значение выборки для времени жизни по данным метода идентификации вихрей.

от 10^{18} до 10^{19} Дж, что в целом превышает значения в сравнении с работами [5, 6].

Далее обсуждаются результаты анализа характеристик циклонов и антициклонов, полученных по результатам метода идентификации вихрей [13, 15]. Распределения размеров (радиусов) всех вихрей по их интенсивности представлены на рис. 3 д, е. Для циклонов медианный радиус меняется от 500 до 2000 км, а для антициклонов от 1000 до 2500 км, т.е. антициклоны в среднем больше по размерам, чем циклоны. В целом, при увеличении интенсивности (глубины) циклонов линейно, до глубины примерно 40 гПа, растёт также их размер. При этом для антициклонов наблюдается рост размера до интенсивности 20 гПа, после чего начинается его уменьшение. Такое поведение является достаточно интересным и требует дополнительного анализа для объяснения причин нелинейной зависимости.

На рис. 3 ж, з показаны скорости ветра, осреднённые по площади, занимаемые вихрем. Для циклонов они меняются от 7.5 м/с до 17.5 м/с в зависимости от их интенсивности. Рост скоростей ветра начинает замедляться при больших интенсивностях циклонов. В антициклоне скорость ветра меняется от 6 м/с до 12 м/с. При этом начиная с интенсивности вихря от 20 гПа скорость ветра перестаёт расти.

Также представлены графики изменения всех вышеуказанных характеристик циклонов и антициклонов в течение их жизненного цикла, кото-

рые были рассчитаны за каждые 6 часов (рис. 4). При этом форсинг рассчитывался по формуле (9), в которой время жизни вихря определяется через его площадь и скорость. В качестве примера для анализируемой выборки были взяты циклоны со временем жизни 3 дня (рис. 4 а–г) и антициклоны длительностью 5 дней (рис. 4 д–з). У циклонов максимум развития достигается в среднем через 30–36 часов после их формирования (циклогенеза). Наиболее выраженный жизненный цикл наблюдается для интенсивности циклонов и скорости ветра. Что в целом ожидаемо, так как с наиболее интенсивными циклонами ассоциируются сильные ветра. Характерный форсинг и размер меняются слабее. У антициклонов эта картина менее симметрична, и максимальные значения приходится на вторые–третьи сутки после их возникновения. Это особенно хорошо наблюдается для интенсивности антициклонов. При этом размер антициклонов во время жизненного цикла варьируется в достаточно широких пределах в сопоставлении с размерами циклонов.

ВЫВОДЫ

Что же нового мы видим в этом анализе? Подтверждаются уже установленные факты. Это экспоненциальное распределение вихрей в зависимости от их интенсивности [10, 13, 18]. Детальная статистика вихрей позволяет оценить характерные времена развития (жизни) вихрей в зависимости от их интенсивности. Значение времени жизни вихрей t , рассчитанное на осно-

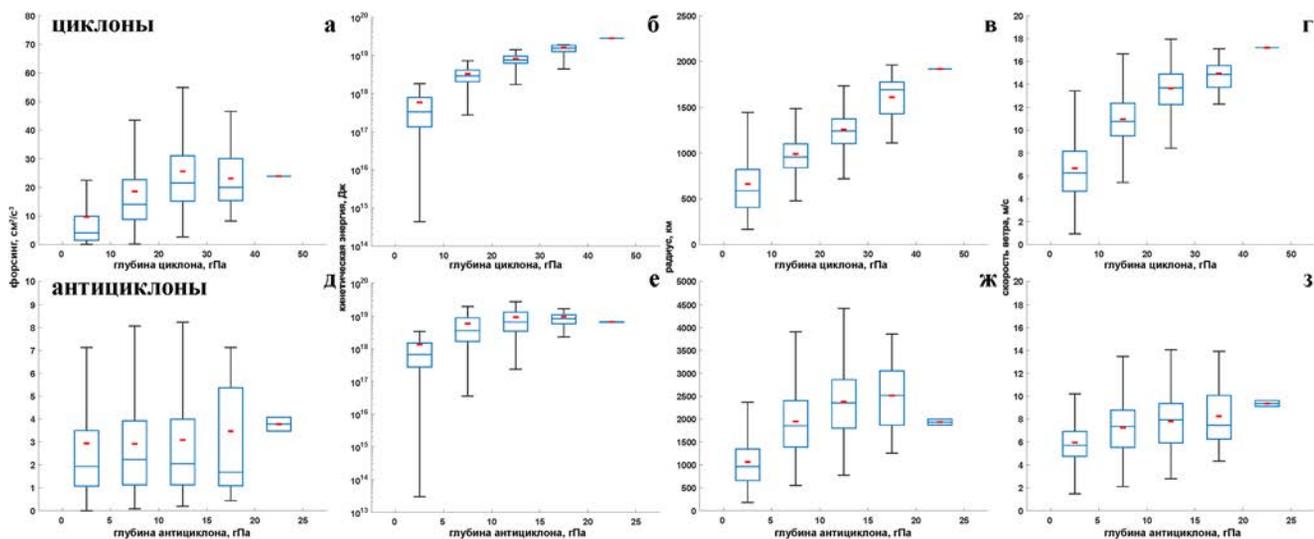


Рис. 3. Зависимость форсинга ($\text{см}^2/\text{с}^3$) (а, д), кинетической энергии (Дж) (б, е), радиуса (км) (в, ж) и скорости ветра (м/с) (г, з) циклонов (а–г) и антициклонов (д–з) в зависимости от их средней за время жизни интенсивности (гПа) по данным ФПК. Диаграмма показывает медиану (красная линия), нижний и верхний квартили, минимальное и максимальное значение выборки.

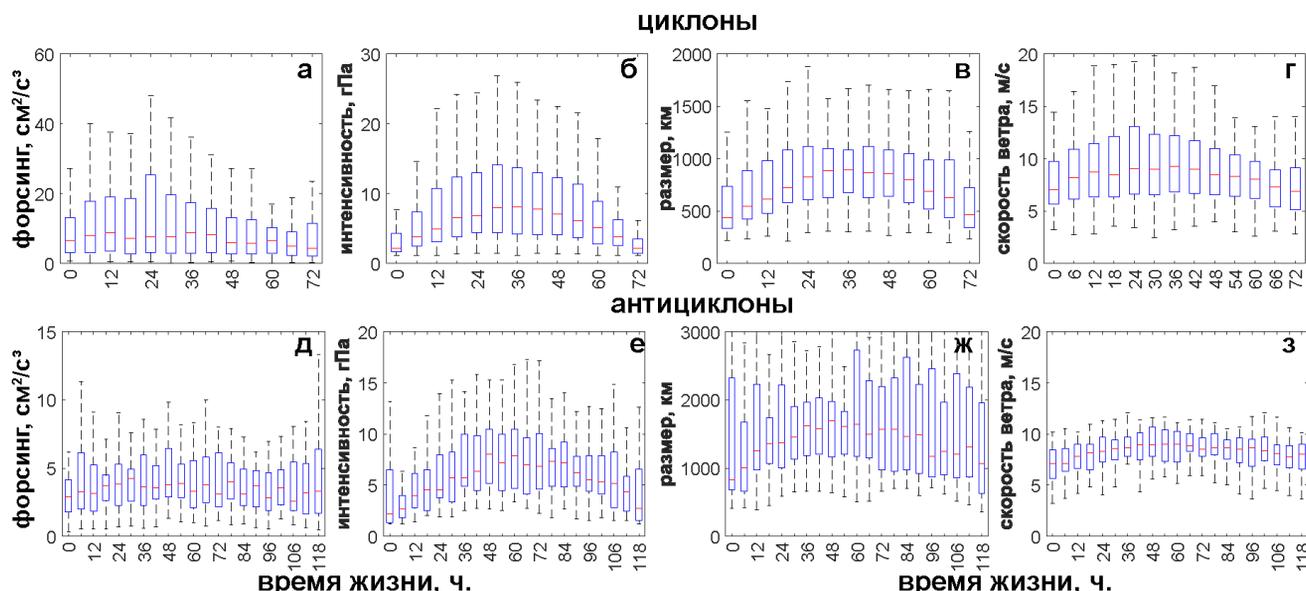


Рис. 4. Характеристики жизненного цикла внетропических циклонов (а–г) и антициклонов (д–з) в виде диаграммы размаха по данным реанализа ERA5 для периода 2010–2021 гг. Диаграмма показывает медиану (красная линия), нижний и верхний квартили, минимальное и максимальное значение выборки.

ве ФПК, пропорционально периоду вращения вихря, умноженную на константу. Эти константы были рассчитаны для каждого диапазона глубин вихрей, с помощью сопоставления времени жизни, оцененным по ФПК со временем жизни, полученным на основе метода идентификации вихрей. Константа, характеризующая количество оборотов вихря вокруг своей оси, варьируется в достаточно широких пределах и достигающий максимума ($n = 0.9$) при глубине циклонов от 10 до 15 гПа. Для антициклонов константа почти в два раза меньше в сравнении с циклонами и достигает максимума ($n = 0.5$) при глубине от 10 до 15 гПа.

Используя оценки ФПК, также рассчитан диапазон форсинга и кинетической энергии вихрей в зависимости от их глубины. Рассчитанные величины форсинга для вихрей в зависимости от их интенсивности, варьируются от $2.5 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до примерно $12 \text{ см}^2/\text{с}^3$ для циклонов и от $1 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $3 \text{ см}^2/\text{с}^3$ для антициклонов. При этом медианные значения кинетической энергии вихрей варьируется в пределах 10^{18} – 10^{19} Дж. С ростом глубины циклонов растет форсинг, кинетическая энергия, а также размеры и скорость ветра в циклонах. В антициклонах, с определённой глубины рост сменяется падением соответствующих величин. Количественное значение этих соотношений полезно проследить по мере изменения климатических условий.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ характеристик вихрей с помощью метода идентификации выполнен при поддержке проекта РФФ № 24-17-00138. Расчёт характеристик циклонов и антициклонов выполнен при поддержке проекта РФФ № 24-17-00211.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jaiser R., Akperov M., Timazhev A., Romanowsky E., Handorf D., Mokhov I. Linkages between Arctic and Mid-Latitude Weather and Climate: Unraveling the Impact of Changing Sea Ice and Sea Surface Temperatures during Winter // *Meteorol. Z.* 2023. 32. 173–194. <https://doi.org/10.1127/metz/2023/1154>, 2023
2. Бабанов Б.А., Семенов В.А., Акперов М.Г., Мохов И.И., Keenlyside N.S. Повторяемость зимних режимов атмосферной циркуляции в Евро-Атлантическом регионе и связанные с ними экстремальные погодные-климатические аномалии в Северном полушарии // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 04. С. 304–312. <https://doi.org/10.15372/AOO20230407>.
3. Акперов М.Г., Мохов И.И. Изменения циклонической активности и осадков в атмосфере внетропических широт Северного полушария в последние десятилетия по данным реанализа ERA5 // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 05. С. 377–380. <https://doi.org/10.15372/AOO20230507>.
4. Акперов М.Г., Мохов И.И. Изменчивость режимов атмосферных антициклонов и их связь с темпера-

- турными вариациями во внетропических широтах северного полушария в последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2024. Т. 60. № 01.
<https://doi.org/10.31857/s0002351524010023>
5. *Smith P.J.* The energetics of extratropical cyclones // *Rev. Geophys.* 1980. 18(2). 378–386.
<https://doi.org/10.1029/RG018i002p00378>.
6. *Dzambo A., McFarquhar G., Sledd A., L'Ecuyer T.* Assessing latent and kinetic energy trend changes in extratropical cyclones from 1940 to 2020: Results from ERA-5 reanalysis // *Geophysical Research Letters.* 2023. 50. e2023GL105207.
<https://doi.org/10.1029/2023GL105207>
7. *Kolmogorov A.N.* Zufällige Bewegungen // *Annals of Mathematics.* 1934. 35. 116–117.
8. *Obukhov A.M.* Description of turbulence in terms of Lagrangian variables // *Adv. Geophys.* 1959. 6. 113–116.
9. Голицын Г.С. Работа А.Н. Колмогорова 1934 г. — основа для объяснения статистики природных явлений макромира // *УФН.* 2024. Т. 194. С. 86–96
10. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Ч.2. М: Наука, 1967. 720 с.
11. *Гледзер Е.Б., Голицын Г.С.* Скейлинг и конечные ансамбли частиц в движении с притоком энергии // *ДАН.* 2010. Т. 433. № 4. С. 466–470.
12. *Голицын Г.С., Чернокульский А.В., Вазаева Н.В.* Энергетика торнадо и смерчей // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2023.
13. *Акперов М.Г., Бардин М.Ю., Володин Е.М. и др.* Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа и модели климата ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 43. № 6. С. 764–772.
14. *Голицын Г.С.* Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения. М: Физматлит. 2022. 184 с.
15. *Бардин М.Ю., Полонский А.Б.* Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2005. Т. 41. № 2. С. 3–13
16. *Акперов М., et al.* Future projections of cyclone activity in the Arctic for the 21st century from regional climate models (Arctic-CORDEX) // *Glob. Planet. Change.* 2019. V. 182. P. 103005
17. *Mirseid Akperov, Vladimir Semenov, Igor Mokhov, Wolfgang Dorn and Annette Rinke.* Impact of Atlantic water inflow on winter cyclone activity in the Barents Sea: Insights from coupled regional climate model simulations // *Environmental Research Letters.* 2020.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6399>
18. *Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г., Бардин М.Ю.* Функции распределения вероятности для циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата // *ДАН.* 2007. Т. 413. № 2. С. 254–256.
19. *Simmonds I., Keay K.* Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979–2008 // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, L19715.
<https://doi.org/10.1029/2009GL039810>
20. *Pepler, A.S., Dowdy A.J.* Australia's Future Extratropical Cyclones // *J. Climate.* 2022. 35. 7795–7810.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0312.1>

ENERGY OF CYCLONES AND ANTICYCLONES IN THEIR DEVELOPMENT

M. G. Akperov^{a, #}, academician of the RAS **G. S. Golitsyn^a**,
academician of the RAS **V. A. Semenov^{a, b}**

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: aseid@ifaran.ru*

Using statistical properties of the solution of the Fokker-Planck-Kolmogorov equation (FPC) for velocities and coordinates, and using the vortex identification method, quantitative estimates of the distributions of various characteristics of cyclones and anticyclones (including lifetime, wind speed, size, characteristic forcing, and kinetic energy) as a function of their intensity have been obtained. The calculations are based on ERA5 reanalysis data for the period 2010–2021. The vortex lifetimes estimated using the FPC correspond to the lifetimes obtained using the vortex identification method, and the theoretical distribution of cyclones by intensity practically coincides with the observed ones. The characteristics of vortices during their life cycle are also investigated. In general, all analysed characteristics of cyclones increase with their intensification. But for intense anticyclones the increase is not as pronounced as for cyclones.

Keywords: cyclones and anticyclones, intense vortices, forcing, vortex energy, Fokker-Planck-Kolmogorov equation

УДК 551.583:551.510.413.3

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ АКТИВНОСТИ ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В ОБЛАСТИ МЕЗОПАУЗЫ

© 2024 г. В. И. Перминов^{1,*}, Н. Н. Перцев¹, академик РАН В. А. Семенов¹,
П. А. Далин^{2,3}, В. А. Суходоев¹

Поступило 15.07.2024 г.

После доработки 16.07.2024 г.

Принято к публикации 16.07.2024 г.

По вариациям температуры, полученных на основе спектральных наблюдений гидроксильного излучения на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН в течение 2000–2024 гг., а также на основе статистических методов анализа, были получены многолетние тренды и зависимости от солнечной активности для волновых возмущений на высотах мезопаузы (80–100 км). С помощью цифровой частотной фильтрации их активность определялась в трёх областях волновых периодов 0.7–2.0, 1.4–4.1 и 2.7–8.2 ч с максимумами 1, 2 и 4 ч. В качестве индикатора волновой активности служили среднеквадратические значения температурных полуразностей. Анализируются как их круглогодичные, так и среднесезонные (зима, лето) значения. В результате установлено, что волновая активность имеет положительные тренды с их зависимостью от частотной области возмущений (зимой тренд больше в высокочастотной области, летом – в низкочастотной). Зависимость от солнечной активности – положительна. Её значения больше для высокочастотной области возмущений, а также в зимний период.

Ключевые слова: мезопауза, волны, температура, тренд, солнечная активность, климатология

DOI: 10.31857/S2686739724110186

ВВЕДЕНИЕ

В середине 1990-х годов экспериментально было обнаружено, что на фоне глобального потепления на поверхности Земли средние и верхние слои атмосферы испытывают существенное охлаждение [1, 2], которое продолжается по настоящее время и на высотах стратосферы и мезосферы составляет $-(0.03 \div 0.1)$ К/год в широтной области от 50° ю.ш. до 50° с.ш. [3] и $-(0.1 \div 0.2)$ К/год в полярных областях [4]. Предполагается, что рост концентрации углекислого газа во многом ответственен за данные климатические изменения в атмосфере. Процесс охлаждения верхних слоёв атмосферы вызывает их оседание. Так, по данным спутниковых измерений оно составляет 150–200 м за 10 лет в области полярной мезосферы [4]. Охлаждение и оседание верхних слоёв атмосферы имеет практическое значение

для деятельности человека: эти процессы в области ближнего космоса приводят к уменьшению аэродинамического сопротивления для космических аппаратов и мусора. В последнем случае возникает проблема их долговечности.

Область мезопаузы, разделяющая мезосферу и термосферу, является одной из важнейших частей верхней атмосферы при исследованиях химических и термодинамических процессов, происходящих во всей толще земной атмосферы. Она представляет собой слой атмосферы 80–100 км с наиболее низкими температурами и высокой чувствительностью как к влиянию сверху – солнечному излучению, так и снизу – вследствие динамических процессов, ответственных за атмосферный перенос. Область мезопаузы привлекает к себе внимание возможностью наземного мониторинга её состояния пассивными методами без существенных экономических затрат. Собственное излучение мезопаузы служит хорошим индикатором изменений в её газовом составе и термодинамическом режиме. Всё это позволило к настоящему времени получить наиболее длинные ряды её характеристик по наблюдениям на ряде как отечественных, так

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

²Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden

³Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

*E-mail: v.perminov@rambler.ru

и зарубежных станций мониторинга атмосферного излучения [5–7].

Наиболее информативным и удобным способом наземного мониторинга состояния области мезопаузы являются спектральные наблюдения полос излучения колебательно-возбуждённых молекул гидроксидов (ОН*). Их излучающий слой имеет максимум интенсивности на высоте ~87 км и полуширину ~9 км [8]. Полосы излучения ОН* позволяют определять температуру, содержание атомарного кислорода, озона и водорода в окрестности мезопаузы, а также судить об их вариациях различного временного масштаба.

По результатам многолетних спектральных наблюдений гидроксильного излучения в Звенигороде (56° с.ш., 37° в.д.) на научной станции ИФА им. А. М. Обухова РАН (далее ЗНС ИФА РАН) было показано, что область мезопаузы на протяжении последних 65 лет охлаждается со средней скоростью -0.23 ± 0.04 К/год [5]. При этом в первые 20 лет (1957–1976 гг.) охлаждение происходило с более значительной скоростью (-0.53 ± 0.17 К/год), чем в последние два десятилетия (-0.16 ± 0.10 К/год). Полученные количественные значения тренда температуры в области мезопаузы для разных временных интервалов оказались больше по абсолютной величине результатов исследований на основе климатических моделей (от нуля до -0.1 К/год [9–11]). Одной из причин расхождения результатов экспериментальных и модельных исследований могла бы быть недооценка в моделях долговременных изменений в атмосферной динамике. В связи с этим в [5] было указано на необходимость исследований многолетних изменений активности волн.

Роль волн в области мезопаузы является одной из ключевых, поскольку динамика на её высотах во многом определяется взаимодействием ветра и волн – от крупномасштабных планетарных до мелкомасштабных внутренних гравитационных волн. Последние генерируются орографией, конвекцией, сдвигом ветра, а также взаимодействием волн. Большинство из них возникают в тропосфере и распространяются вверх. Достигая мезопаузы они разрушаются и создают импульс, вследствие воздействия которого на ветровую циркуляцию летом возникают восходящие потоки, а зимой – нисходящие. Такая циркуляция воздуха способствует формированию холодной летней и более тёплой зимней мезопаузы [12]. Таким образом, тепловой режим области мезопаузы является чувствительным к внутренним гравитационным волнам. Чтобы адекватно учесть их влияние на многолетнюю эволюцию

теплового состояния мезопаузы, особенно в свете климатических изменений в атмосфере вследствие роста парниковых газов, становятся необходимыми исследования соответствующих изменений их активности.

В настоящей работе представлены результаты анализа активности волновых возмущений, вызванных преимущественно распространением внутренних гравитационных волн в области мезопаузы, по наблюдениям температуры излучающего гидроксидов на ЗНС ИФА РАН в 2000–2024 гг.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Описание спектральной аппаратуры, методики наблюдений, обработки спектров и определения температуры ОН* дано в работах [13, 14]. В данном случае температура ОН* определялась по спектру колебательно-вращательной полосы ОН(6–2) 835 нм. Измерения велись с помощью светосильного спектрографа СП-50, оснащённого камерой электронной регистрации, в безоблачные ночи на ЗНС ИФА РАН. Время регистрации одного спектра составляло 10 мин, что давало достаточно высокое соотношение сигнала к шуму, позволяющее определять температуру с точностью 1–2 К. В течение 2000–2024 гг. был получен температурный ряд из 96360 значений, т.е. в среднем в течение одного года температура измерялась около 3850 раз.

Анализ волновой активности по температурному ряду был основан на применении цифровой частотной фильтрации для выделения волновых возмущений в определённых частотных областях и статистических методов, применённых в [15]. Суть цифровой частотной фильтрации в том, что предварительно определяются температурные полуразности по формуле $\Delta T(t, \Delta t) = (T(t) - T(t + \Delta t)) / 2$, где $T(t)$ и $T(t + \Delta t)$ – температуры, привязанные к моментам времени t и $t + \Delta t$. Это эквивалентно цифровой фильтрации с функцией пропускания $H^2(\tau)$ мощности возмущений в температуре, вызванных волнами с периодами τ :

$$H^2(\tau) = \frac{\sin^2(\pi \Delta t / \tau) \sin^2(\pi \delta t / \tau)}{(\pi \Delta t / \tau)^2}, \quad (1)$$

где δt – время регистрации одного спектра, которое составляло 10 мин. Как и в [15], в настоящей работе использованы $\Delta t = 0.5, 1$ и 2 ч, при которых максимумы пропускания волноподобных возмущений цифровыми фильтрами приходились соответственно на периоды $\tau = 1, 2$ и 4

ч с границами пропускания на уровне $H^2(\tau)/2$: 0.7–2.0, 1.4–4.1 и 2.7–8.2 ч (см. рис. 1 в [15]).

Изменения в температурном ряде происходят не только вследствие термодинамических процессов в атмосфере, но и также вследствие флуктуаций темного тока регистрирующей камеры спектрального прибора. Методика оценки их вклада в наблюдаемые изменения температуры ОН* детально представлена в [16]. В настоящей работе он учитывался и вычитался как в [15].

Волновая активность анализировалась на основе абсолютных ($S_{\Delta T(\Delta t)}$) и относительных ($S_{\Delta T(\Delta t)}/T$) среднеквадратических температурных полуразностей (СКТП), определённых для годовых (январь–декабрь и июль одного года–июнь последующего года) и сезонных интервалов времени (зима (октябрь–март) и лето (май–июль)). В работе [15] показано, что значительный вклад (до 90%) в СКТП вносят внутренние гравитационные волны, источники которых имеют преимущественно тропосферное происхождение. В случае относительного СКТП температура определялась как средняя за интервал времени, для которого рассчитывалось $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$. Относительные СКТП имеют более практическое значение. Их квадрат прямо пропорционален потенциальной энергии волн [17], тогда как абсолютные значения СКТП являются индикатором абсолютных возмущений температуры, вызванных совокупностью волн.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 представлены многолетние изменения полученных относительных СКТП, обусловленных активностью волн в трёх частотных диапазонах. Их средние значения, как и средние абсолютные СКТП, за период наблюдений (2000–2024 гг.) – в табл. 1. Здесь интересно отметить, что абсолютные значения зимних СКТП выше летних, а в случае относительных значений наблюдается обратная картина. Как видно на рис. 1, ряды СКТП на фоне положительных трендов показывают значительные межгодовые вариации. Как правило, основной составляющей таких вариаций является воздействие 11-летнего цикла солнечной активности. Учитывая вышесказанное, все ряды СКТП были проанализированы с помощью метода множественной регрессии моделируя их изменения двухаргументной формулой

$$f(t, I_{Ly-\alpha}) = a \times t + b \times I_{Ly-\alpha} + c, \quad (2)$$

где $f(t, I_{Ly-\alpha})$ – исследуемая характеристика ($S_{\Delta T(\Delta t)}$ или $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$), t – время (годы), $I_{Ly-\alpha}$ – поток солнечного излучения в линии Лайман-альфа ($Ly-\alpha$) (в единицах sfu, 1 sfu = 10^{-11} фотон $см^{-2} с^{-1}$). Коэффициент a показывает значение тренда $\delta f(t, I_{Ly-\alpha})/\delta t$, b – отклик $\delta f(t, I_{Ly-\alpha})/\delta I_{Ly-\alpha}$ на изменения потока излучения $Ly-\alpha$ и c – константа. Данные по излучению $Ly-\alpha$ взяты из базы данных LASP Interactive Solar Irradiance Data Center (<https://lasp.colorado.edu/lisird>).

Результаты регрессионного анализа представлены в таблицах 2 и 3. Видно, что, во-первых, все тренды исследуемых СКТП статистически

Таблица 1. Абсолютные и относительные СКТП для годового интервала и двух сезонов, полученные усреднением данных за 2000–2024 гг. В скобках указаны стандартные отклонения среднего

Временной интервал	Δt , ч	$S_{\Delta T(\Delta t)}$, К	$S_{\Delta T(\Delta t)}/T$, 10^{-2}
Год	0.5	1.89 (±0.04)	0.98 (±0.02)
	1	2.56 (±0.04)	1.34 (±0.02)
	2	3.39 (±0.42)	1.77 (±0.02)
Зима (октябрь–март)	0.5	2.04 (±0.08)	0.99 (±0.04)
	1	2.73 (±0.07)	1.32 (±0.03)
	2	3.57 (±0.06)	1.73 (±0.03)
Лето (май–июль)	0.5	1.86 (±0.04)	1.12 (±0.02)
	1	2.52 (±0.06)	1.52 (±0.04)
	2	3.09 (±0.10)	1.87 (±0.06)

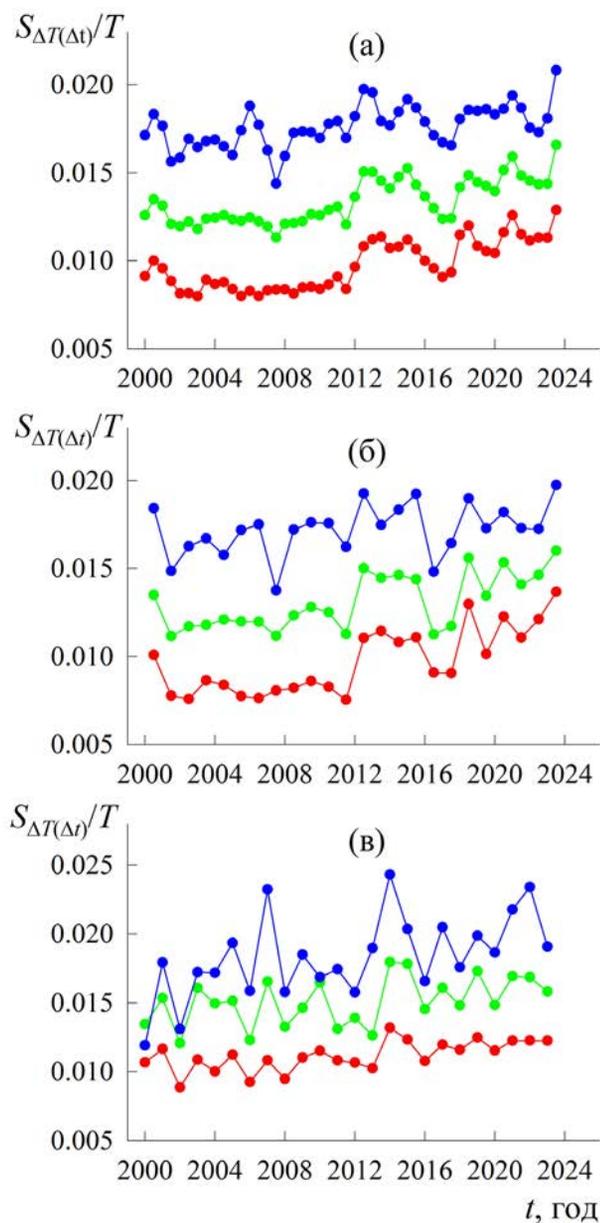


Рис. 1. Многолетний ход средних годовых (а), зимних (б) и летних (в) среднеквадратических полуразностей температуры ОН* относительно температуры. СКТП, определённые при $\Delta t = 0.5$ ч обозначены красным цветом, $\Delta t = 1$ ч – зелёным цветом и $\Delta t = 2$ ч – синим цветом.

значимы и имеют положительные значения; во-вторых, для среднегодовых и зимних СКТП присутствует их частотная зависимость: чем выше частотная область волновых возмущений (т.е. чем меньше Δt в цифровом фильтре), тем больше тренд; в-третьих, для лета, отмечается обратная зависимость: тренд СКТП, вызванных низкочастотными волнами (цифровая

фильтрация с применением $\Delta t = 2$ ч), значительно выше значений трендов СКТП, вызванных волнами двух других частотных диапазонов.

Анализ трендовой составляющей многолетнего хода СКТП свидетельствует о значительном их росте с 2000 по 2024 гг.: среднегодовых $S_{\Delta T(\Delta t)}$ ($S_{\Delta T(\Delta t)}/T$) – на 50% (53%) при $\Delta t = 0.5$ ч, на 28% (30%) при $\Delta t = 1$ ч, на 13% (15%) при $\Delta t = 2$ ч; зимних $S_{\Delta T(\Delta t)}$ ($S_{\Delta T(\Delta t)}/T$) – на 68% (71%) при $\Delta t = 0.5$ ч, на 31% (33%) при $\Delta t = 1$ ч, на 11% (13%) при $\Delta t = 2$ ч; летних $S_{\Delta T(\Delta t)}$ ($S_{\Delta T(\Delta t)}/T$) – на 22% (26%) при $\Delta t = 0.5$ ч, на 16% (19%) при $\Delta t = 1$ ч и на 32% (35%) при $\Delta t = 2$ ч. Учитывая, что потенциальная энергия волн пропорциональна квадрату СКТП, то можно сказать, что приток волновой энергии из нижней в верхнюю атмосферу за рассматриваемый период времени увеличился на отдельных частотных интервалах в 2–3 раза.

Зависимость от солнечной активности положительна для всех статистически значимых среднегодовых и двух зимних СКТП. Как и в случае с трендами, имеется зависимость от частотной области волн: более высокие значения отклика СКТП на изменения солнечной активности выделяются в диапазоне высокочастотных волн. Размах изменений статистически значимых СКТП от минимума к максимуму солнечной активности (т.е. от ~ 3.5 sfu до ~ 5.5 sfu) составляет от 5 до 20% от средних значений $S_{\Delta T(\Delta t)}$ и $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$.

К настоящему времени представленный анализ многолетнего хода активности волн на внутрисуточном масштабе по измерениям полуразностей температуры ОН* верхней атмосферы является единственным в мире. Ранее только по ветровым данным для 1984–2007 гг. удалось проанализировать межгодовые изменения активности волн в области среднеширотной мезопаузы [18]. В качестве её индикатора была взята внутрисуточная дисперсия. Она показала положительный многолетний тренд в зимний период и отрицательный в летний. Её зависимость от солнечной активности – положительная во все времена года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведённого анализа средних квадратических полуразностей температуры ОН*, являющихся индикатором волновой активности в области мезопаузы, показывают, что на фоне охлаждения данной области атмосферы [3–5] идёт рост активности волн внутрисуточного масштаба: в зимний период – наибольший

Таблица 2. Результаты регрессионного анализа абсолютных значений СКТП согласно модели (2). Жирным шрифтом отмечены статистически значимые величины

СКТП	Δt , ч	Коэффициенты регрессии	
		$\delta S_{\Delta T(\Delta t)}/\delta t$, 10^{-2} К/год	$\delta S_{\Delta T(\Delta t)}/\delta I_{Ly-\alpha}$, 10^{-2} К/sfu
Среднегодовое $S_{\Delta T(\Delta t)}$	0.5	3.18 (± 0.30)	17.66 (± 3.52)
	1	2.66 (± 0.32)	16.58 (± 3.58)
	2	1.71 (± 0.42)	12.14 (± 4.63)
Зимнее $S_{\Delta T(\Delta t)}$	0.5	4.35 (± 0.72)	21.40 (± 7.54)
	1	3.06 (± 0.74)	17.42 (± 7.76)
	2	1.60 (± 0.80)	12.83 (± 9.35)
Летнее $S_{\Delta T(\Delta t)}$	0.5	1.56 (± 0.43)	7.33 (± 4.90)
	1	1.56 (± 0.73)	3.54 (± 9.54)
	2	3.47 (± 1.37)	-2.20 (± 15.74)

Таблица 3. Результаты регрессионного анализа относительных СКТП согласно модели (2). Жирным шрифтом отмечены статистически значимые величины

СКТП	Δt , ч	Коэффициенты регрессии	
		$\delta(S_{\Delta T(\Delta t)}/T)/\delta t$, 10^{-4} год $^{-1}$	$\delta(S_{\Delta T(\Delta t)}/T)/\delta I_{Ly-\alpha}$, 10^{-4} sfu $^{-1}$
Среднегодовое $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$	0.5	1.73 (± 0.16)	7.94 (± 1.79)
	1	1.49 (± 0.16)	6.93 (± 1.81)
	2	1.02 (± 0.21)	4.06 (± 1.96)
Зимнее $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$	0.5	2.17 (± 0.34)	9.10 (± 3.53)
	1	1.57 (± 0.35)	6.74 (± 3.35)
	2	0.89 (± 0.42)	3.96 (± 4.37)
Летнее $S_{\Delta T(\Delta t)}/T$	0.5	1.07 (± 0.27)	3.48 (± 3.05)
	1	1.11 (± 0.50)	0.95 (± 5.78)
	2	2.29 (± 0.81)	-2.63 (± 9.32)

рост активности короткопериодических (0.7–2.0 ч) волн, в летний – длиннопериодических (2.7–8.2 ч) волн. Однако пока неясно – усиливает ли обнаруженный тренд волновой активности охлаждение мезопаузы или же он работает на его сдерживание. Процессы изменения фонового температурного профиля области мезопаузы и волновой возмущённости этого профиля являются взаимозависимыми и, в то же время, зависят от режима крупномасштабной циркуляции средней атмосферы. С одной стороны, изменение высотных градиентов температуры

способствует созданию благоприятных условий прохождения атмосферных гравитационных волн в эту область, в том числе и возможных условий для волноводного распространения. С другой стороны, диссипирующие вблизи мезопаузы гравитационные волны, трансформируясь в турбулентность, модифицируют фоновый температурный профиль как за счёт изменения энергии турбулентной диссипации, так и за счёт изменения направленного вниз турбулентного потока тепла [19–21]. Более детальная

проработка этих процессов требует дальнейших эмпирических и модельных исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках Госзадания по теме 17.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов А.И., Шефов Н.Н., Фишкова Л.М., Лысенко Е.В., Перов С.П., Гвишвили Г.В., Леценко Л.Н., Сергеенко Н.П. Об изменении климата верхней и средней атмосферы // Доклады АН СССР. 1996. Т. 349. № 1. С. 108–110.
2. Golitsyn G.S., Semenov A.I., Shefov N.N., Fishkova L.M., Lysenko E.V., Perov S.P. Long-term temperature trends in atmosphere // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 14. P. 1741–1744.
3. Zhao X.R., Sheng Z., Shi H.Q., Weng L.B., He Y. Middle atmosphere temperature changes derived from SABER observations during 2002–20 // J. Clim. 2021. V. 34. P. 7995–8012.
4. Bailey S.M., Thurairajah B., Hervig M.E., Siskind D.E., Russell III J.M., Gordley L.L. Trends in the polar summer mesosphere temperature and pressure altitude from satellite observations // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2021. V. 220. 105650.
5. Перминов В.И., Перцев Н.Н., Далин П.А., Семенов В.А., Суходоев В.А., Железнов Ю.А., Орехов М.Д. Многолетний тренд температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения в Звенигороде // Геомагнетизм и аэронаука. 2024. Т. 64. № 1. С. 101–112.
6. French W.J.R., Mulligan F.J., Klekociuk A.R. Analysis of 24 years of mesopause region OH rotational temperature observations at Davis, Antarctica – Part 1: long-term trends // Atmos. Chem. Phys. 2020. V. 20. P. 6379–6394.
7. Kalicinsky C., Kirchhoff S., Knieling P., Zlotos L.O. Long-term variations in the mesopause region derived from OH*(3,1) rotational temperature observations at Wuppertal, Germany, from 1988–2022 // Adv. Space Res. 2024. V. 73. № 7. P. 3398–3407.
8. Baker D.J., Stair A.T. Rocket measurements of the altitude distributions of the hydroxyl airglow // Physica Scripta. 1988. № 37. P. 611–622.
9. Garcia R.R., Yue J., Russell J.M. Middle atmosphere temperature trends in the twentieth and twenty-first centuries simulated with the Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM) // J. Geophys. Res. – Space Physics. 2019. V. 124. P. 7984–7993.
10. Qian L., Burns A.G., Solomon S.C., Wang W. Carbon dioxide trends in the mesosphere and lower thermosphere // J. Geophys. Res. – Space Phys. 2017. V. 122. P. 4474–4488.
11. Solomon S.C., Liu H.-L., Marsh D.R., McInerney J.M., Qian L., Vit F.M. Whole atmosphere simulation of anthropogenic climate change // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 1567–1576.
12. Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B. Middle Atmosphere Dynamics. San Diego: Academic Press, 1987. 489 p.
13. Перминов В.И., Семенов А.И., Шефов Н.Н. О вращательной температуре гидроксильной эмиссии // Геомагнетизм и аэронаука. 2007. Т. 47. № 6. С. 798–805.
14. Pertsev N., Perminov V. Response of the mesopause airglow to solar activity inferred from measurements at Zvenigorod, Russia // Ann. Geophysicae. 2008. V. 26. № 5. P. 1049–1056.
15. Gavrilov N.M., Popov A.A., Dalin P., Perminov V.I., Pertsev N.N., Medvedeva I.V., Ammosov P.P., Gavril'yeva G.A., Koltovskoi I.I. Multiyear variations of time-correlated mesoscale OH temperature perturbations near the mesopause at Maymaga, Tory and Zvenigorod // Adv. Space Res. 2024. V. 73. No. 7. P. 3408–3422.
16. Перминов В.И., Семенов А.И., Медведева И.В., Перцев Н.Н. Изменчивость температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения на средних широтах // Геомагнетизм и аэронаука. 2014. Т. 54. № 2. С. 246–256.
17. Gossard E.E., Hook W.H. Waves in the atmosphere. New York: Elsevier Scientific Pub. Co. 1975. 456 p.
18. Jacobi Ch. Long-term trends and decadal variability of upper mesosphere/lower thermosphere gravity waves at midlatitudes // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2014. V. 118. P. 90–95.
19. Yigit E., Medvedev A.S. Heating and cooling of the thermosphere by internal gravity waves // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. L14807. <https://doi.org/10.1029/2009GL038507>
20. Hickey M.P., Walterscheid R.L., Schubert G. Gravity wave heating and cooling of the thermosphere: sensible heat flux and viscous flux of kinetic energy // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. A12326. <https://doi.org/10.1029/2011JA016792>
21. Gavrilov N.M., Kshevetskii S.P., Koval A.V. Thermal effects of nonlinear acoustic-gravity waves propagating at thermospheric temperatures matching high and low solar activity // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2020. V. 208. 105381. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105381>

LONG-TERM CHANGES IN THE ACTIVITY OF WAVE DISTURBANCES IN THE MESOPAUSE REGION

**V. I. Perminov^{a, #}, N. N. Pertsev^a, academician of the RAS V. A. Semenov^a,
P. A. Dalin^{a, b}, V. A. Sukhodoev^a**

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden*

^c*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: v.perminov@rambler.ru*

According to temperature variations obtained on the basis of spectral observations of hydroxyl airglow at the Zvenigorod scientific station of A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS during 2000–2024, as well as on the basis of statistical analysis methods, long-term trends and dependences on solar activity were obtained for wave disturbances at mesopause altitudes (80–100 km). Using digital frequency filtering, their activities were determined in three regions of wave periods 0.7–2.0, 1.4–4.1 and 2.7–8.2 hours with maxima at 1, 2 and 4 hours. The root-mean-square values of temperature half-differences served as an indicator of wave activity. Both year-round and average seasonal (winter, summer) values were analyzed. As a result, it was established that wave activity has positive trends with their dependence on the frequency band of disturbances (in winter the trend is greater in the high-frequency band, in summer the trend is greater in the low-frequency band). The dependence on solar activity is positive. Its values are greater for the high-frequency band of disturbances, as well as in winter.

Keywords: mesopause, waves, temperature, trend, solar activity, climatology

УДК 631.4

ПИЛОТНАЯ НАЦИОНАЛЬНАЯ СЕТЬ МОНИТОРИНГА ДЫХАНИЯ ПОЧВЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

© 2024 г. И. Н. Курганова^{1,*}, Д. В. Карелин², академик РАН В. М. Котляков², А. С. Прокушкин³, Д. Г. Замолодчиков⁴, А. В. Иванов⁵, Д. В. Ильясов⁶, Д. А. Хорошаев¹, В. О. Лопес де Гереню¹, А. А. Бобрик⁷, С. В. Брянин⁵, О. Ю. Гончарова⁷, В. В. Ершов⁸, Д. Г. Иванов⁹, С. Ю. Зорина¹⁰, В. В. Каганов⁴, Е. А. Капица¹¹, Г. Н. Копчик⁷, М. А. Кузнецов¹², А. С. Куманяев⁴, А. В. Куприн¹³, А. В. Мамай¹⁴, А. И. Матвиенко³, А. В. Махныкина³, А. С. Мостовая⁴, Е. В. Мошкина¹⁴, С. Ю. Моченов⁹, Н. С. Рябов⁸, Д. В. Сапронов¹, Н. В. Сиденко³, Л. Г. Соколова¹⁰, А. С. Сорокин⁷, Г. Г. Суворов⁹, О. Э. Суховеева², А. С. Чумбаев¹⁵, Н. Ю. Шмакова¹⁶

Поступило 02.07.2024 г.

После доработки 03.07.2024 г.

Принято к публикации 05.07.2024 г.

Дыхание почвы (soil respiration, SR) является одним из крупнейших потоков в глобальном цикле углерода, превышающим антропогенную эмиссию CO₂ более чем на порядок. Определение величины гетеротрофной составляющей SR необходимо для оценки баланса углерода на экосистемном, региональном, национальном и глобальном уровнях. В рамках Важнейшего инновационного проекта государственного значения “Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ” организована первая в России национальная сеть, одной из функций которой являются наблюдения за эмиссией CO₂ из почв. Впервые для территории России на основе методически идентичных полевых измерений, проведённых одновременно в летний период (июнь–август 2023 г.) на 75 площадках мониторинга, приуроченных к различным экосистемам в основных биоклиматических зонах (от тундры до полупустыни), выполнен анализ величины SR и его связи с температурой верхнего 5–10-см слоя почвы (Ts). Показано, что положительное влияние температуры почвы на среднелетнюю скорость и максимальные месячные значения SR наблюдается в интервале средних Ts от 10 до 20°C. Среди исследованных экосистем наименьшие значения SR выявлены в тундровых и болотных экосистемах, а наибольшие – в лесостепных. Среди лесных экосистем наименьшая величина SR характерна для лиственничников, тогда как самые высокие значения SR наблюдались в широколиственных лесах лесостепной зоны. Для уточнения полученных закономерностей необходимо расширение исследований во всех биоклиматических зонах, но, главным образом, в агроценозах, тундровых и степных экосистемах.

Ключевые слова: биогенный цикл углерода, почвенная эмиссия CO₂, наземные экосистемы, биоклиматические зоны, наземный мониторинг, температурный фактор, изменение климата.

DOI: 10.31857/S2686739724110197

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения Российской Академии наук, Пушкино, Московская область, Россия

²Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

³Институт леса им. В.Н. Сукачева Сибирского отделения Российской Академии наук, Красноярск, Россия

⁴Центр экологии и продуктивности лесов Российской Академии наук, Москва, Россия

⁵Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Благовещенск,

Амурская область, Россия

⁶Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

⁷Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, Москва, Россия

⁸Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра Российской Академии наук, Апатиты, Мурманская область, Россия

⁹Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова Российской Академии наук, Москва, Россия

¹⁰Сибирский институт физиологии и биохимии растений Сибирского отделения Российской Академии наук,

Иркутск, Россия

¹¹ Санкт-Петербургский государственный лесотехнический университет, Санкт-Петербург, Россия

¹² Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

¹³ Федеральный научный центр Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

¹⁴ Институт леса Карельского научного центра Российской Академии наук, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия

¹⁵ Институт почвоведения и агрохимии Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

¹⁶ Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра Российской Академии наук, Апатиты, Мурманская область, Россия

*E-mail: ikurg@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почвы (soil respiration, SR) является одним из наиболее значительных потоков в глобальном цикле углерода (C), превышающим более, чем на порядок антропогенную эмиссию CO₂ [1, 2]. Под дыханием почвы обычно понимают эмиссию CO₂ (удельный поток из почвы в атмосферу), причиной которой является процесс разложения органического вещества почв (включая подстилку) микро- и макроорганизмами и дыхания корневых систем растений и ассоциированной с ними микрофлоры [3, 4]. Высокая временная и пространственная вариабельность основных компонентов SR [5–7] определяют существенную неопределённость величин углеродного баланса как отдельных экосистем [8, 9], так и целых континентов [10–12].

Несмотря на огромную роль SR в общепланетарном цикле углерода, оценки суммарных потоков CO₂ из почв большинства регионов суши остаются очень приблизительными. Величины годовых потоков SR в естественных экосистемах разных природно-климатических зон существенно варьируют: от 109±108 г С/м²/год (среднее ± стандартное отклонение) – в арктической зоне до 1286±633 г С/м²/год – в тропической [13]. Наименее изученными регионами в отношении почвенного дыхания наряду с Африкой, юго-восточной Азией и Австралией, являются также Восточная Европа и Северная Азия [3]. Именно таким регионом, требующим расширения исследований по определению SR, является территория Российской Федерации (РФ) [14].

Занимая 1/9 часть суши, наземные экосистемы России играют существенную роль не только в формировании глобальных потоков и пулов C, но и вносят существенный вклад в формирование неопределённостей оценок компонентов

глобального углеродного баланса [15]. Поэтому, создание национальной сети мониторинга дыхания почв является одной из приоритетных задач, которые решаются в рамках важнейшего инновационного проекта государственного значения (ВИПГЗ) “Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ”. Получение экспериментальных данных по определению дыхания почв в различных биоклиматических регионах РФ, является также актуальным и востребованным в мировом научном сообществе [5, 7].

Не имеющий аналогов в РФ по охвату и комплексности решаемых задач, ВИПГЗ стартовал в конце 2022 г., и к настоящему времени в рамках этого многолетнего проекта организованы синхронные экспериментальные динамические наблюдения за дыханием почв в основных биоклиматических зонах, подзонах и интразональных экосистемах, охватывающих тундры, леса, степи и полупустыни, а также в болота и агроэкосистемы, что позволяет говорить о создании первой в России национальной системы мониторинга дыхания почв. Цель исследования – представить результаты, полученные в течение первого года функционирования сети мониторинга SR на территории РФ. Для этого были обобщены данные полевых измерений SR, проведённые одновременно на 75 площадках мониторинга (ПМ) в течение летнего периода 2023 г. Работы такого масштаба в нашей стране и за рубежом проводятся впервые, а получаемые результаты входят отдельным блоком в создаваемую в рамках ВИПГЗ Информационно-аналитическую систему (ИАС) “Углерод-Э”.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Одним из важнейших требований при организации национальной сети мониторинга SR является унификация методических подходов и расчётных алгоритмов. На всех ПМ измерение SR проводили камерным методом (статическая или динамическая модификации), который является общепризнанным и наиболее распространённым в подобных исследованиях [5, 16]. Однако размеры и форма измерительных камер на ПМ отличались в зависимости от особенностей используемого газометрического оборудования, технических возможностей и типа экосистемы. Периодичность измерений также была разной и варьировала от 1–2 до 15–20 раз в месяц в зависимости от труднодоступности ПМ. В рамках организованной сети мониторинга однократные измерения проводятся на 10% экосистем, в то

время как на половине ПМ исследования проводят круглогодично. Анализ полевых данных включал: (i) определение средних за лето значений SR_{sum} и среднелетней температуры верхнего слоя почвы TS_{sum} для каждой экосистемы; (ii) определение максимального среднемесячного значения SR_{max} и сопряжённого значения температуры почвы TS_{max} для каждой из экосистем; (iii) оценку основных статистических показателей для величин SR и TS по отдельным биоклиматическим зонам, типам экосистем и типам леса. Вариабельность определяемых параметров оценивали, используя коэффициент вариации ($CV, \%$). Кроме того, был выполнен анализ регрессионных зависимостей между среднелетними (SR_{sum}) и максимальными (SR_{max}) значениями SR и соответствующими им величинами TS . Статистический анализ проводился в пакете “Анализ данных” MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В рамках проведённого исследования выполнен анализ общей информации о ПМ дыхания почв на территории РФ, которая включает географические координаты, метеорологические характеристики, сведения о биоклиматической зоне (БКЗ), типе экосистемы (ЭКО), типе и базовых характеристиках почвы, методах и периоде измерения эмиссии CO_2 , приборной базе и измеряемых гидротермических параметрах. Распределение площадок мониторинга SR по БКЗ – неравномерно (рис. 1). Основное количество расположено в подзонах лесостепи (19 ПМ), средней тайги (16 ПМ) и хвойно-широколиственных лесов (12 ПМ). Степная и тундровая зоны охвачены исследованиями в наименьшей степени (рис. 1 А). Наиболее представлены лесные (35 ПМ) и болотные (13 ПМ) экосистемы, составляющие около 2/3 всех ПМ. На прочие



Рис. 1. Расположение площадок мониторинга дыхания почв на карте растительности РФ [17] и их количественное распределение по биоклиматическим зонам (А), типам экосистем (Б) и доминирующим породам деревьев в лесных экосистемах (В).

типы экосистем в настоящее время приходится от 2 до 7 ПМ (рис. 1 Б), что в масштабах территории РФ, безусловно, недостаточно. Наиболее представленными среди лесных экосистем являются сосновые (10 ПМ) и лиственные (9 ПМ) (рис. 1 В). В еловых и смешанных лесах расположено по 7 ПМ, в то время как на другие типы леса (сосново-еловый, кедровый и лиственничный) приходится по 2–3 ПМ.

Дыхание почв в основных биоклиматических зонах. Среди основных БКЗ России (рис. 2 А) самые низкие средние значения SR_{sum} , составляющие соответственно 1.37 ± 0.59 и 1.51 ± 0.56 г С/м²/сут (среднее \pm стандартная ошибка), ожидаемо наблюдали в тундровой (Мурманская обл.) и полупустынной (Астраханская область) зонах. Наиболее высокие средние скорости SR_{sum} характерны для лесостепи (4.88 ± 0.32 г С/м²/сут) и хвойно-широколиственных лесов (4.28 ± 0.48 г С/м²/сут). Близкие по величине значения SR_{sum} (3.57 ± 0.53 и 3.54 ± 0.39 г С/м²/сут) зарегистрированы в средней тайге и широколиственных лесах (рис. 2). Коэффициент вариации SR_{sum} в разных природных зонах составлял от 22 до 61%, и был самым высоким для зон/подзон, в которых было всего по 2 ПМ.

Максимальную величину SR в течение летнего периода для большинства ПМ регистрировали в июле или августе, за исключением полупустыни, где максимум выделения CO_2 из почв приходился на июнь, поскольку в другие летние месяцы здесь существенное лимитирующее влияние на дыхание почвы оказывал дефицит доступной почвенной влаги. Закономерность распределения SR_{max} по БКЗ была сходной с описанной выше для SR_{sum} , с той разницей, что величины дыхания в этом случае были в 1.1–1.9 раз выше (рис. 2 Б). Более всего SR_{max} превышало SR_{sum} в зоне тундры (в 1.35 раза) и в полупустынях (в 1.86 раза). Средние значения TS для разных БКЗ, сопряжённые с измерениями SR_{sum} и SR_{max} , в большинстве случаев отличались незначительно (на 0.6–1.3°C) и только между подзонами средней тайги и полупустыни различие было существенным и составляло 3.1 (TS_{max}) и 3.8 °C (TS_{sum}), соответственно.

По средним величинам TS_{sum} и TS_{max} , измеряемым одновременно с SR , биоклиматические зоны можно разделить на три группы (рис. 2 В, Г): <15°C (тундра, северная и средняя тайга), 16–20°C (от южной тайги до лесостепи) и >20°C (полупустыни). Температура почвы является одним из важнейших предикторов и основным абиотическим фактором, который определяет величину

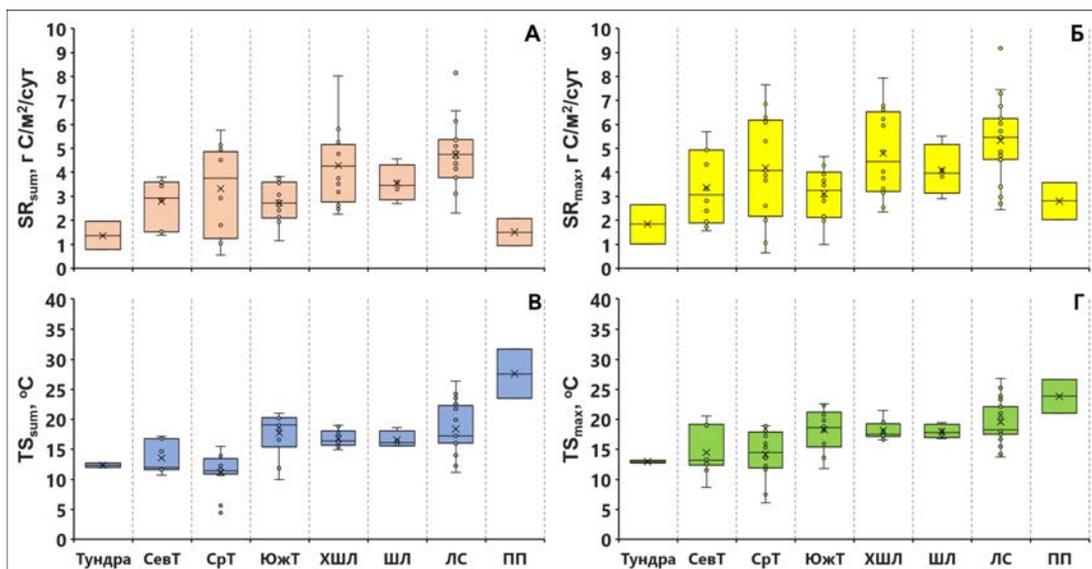


Рис. 2. Среднегодные (А) и максимальные (Б) величины дыхания почв и среднегодная (В) и максимальная (Г) температуры почвы в различных биоклиматических зонах/подзонах. Приведены средние (крестики), медианы (поперечные линии), нижний (Q1) и верхний (Q3) квартили (прямоугольники); $X1 = Q1 - 1.5 IQR$ (межквартильный размах, $IQR = Q3 - Q1$) и $X2 = Q3 + 1.5 IQR$ (усы). Точки – данные измерений. Тун – тундра (горная), СевТ, СрТ и ЮжТ – северная, средняя и южная тайга, ХШЛ и ШЛ – хвойно-широколиственные и широколиственные леса, ЛС – лесостепь и ПП – полупустыня.

почвенного дыхания [1, 7]. Тесные положительные корреляционные связи между этими величинами наблюдаются как в пределах внутригодовой динамики SR [5, 18], так и на уровне его глобального распределения [1]. В рамках представляемого исследования как для всего полученного ряда ПМ, так и для отдельных БКЗ корреляции между SR_{sum} и SR_{max} с соответствующими им значениями TS обнаружены не были. Вероятнее всего, это связано с относительно небольшим разбросом TS между ПМ в разных БКЗ в летний период, составляющим $15^{\circ}C$ для TS_{sum} и $11^{\circ}C$ для TS_{max} , а также с тем, что в летний период температура в большинстве БКЗ не является единственным фактором, лимитирующим скорость SR. При оценке регрессионных зависимостей между усреднёнными по БКЗ величинами SR_{sum} и SR_{max} и соответствующими им значениями TS_{sum} и TS_{max} , в интервале температур от 11 до $20^{\circ}C$ линейные положительные связи между этими параметрами были более выражены, хотя и статистически недостоверны (рис. 3). Вне этой закономерности остаётся только подзона полупустыни, характеризующаяся самыми высокими TS_{sum} и TS_{max} , но низкими уровнями дыхания, что связано с тем, что здесь главным ограничивающим фактором становится недостаток влаги.

Дыхание почвы в различных типах экосистем.

Для того, чтобы оценить влияние типа экосистем на SR_{sum} и SR_{max} , все ПМ были распределены по семи группам (рис. 1 Б). Самые низкие значения SR_{sum} характерны для тундровых и болотных экосистем и составляют 1.37 ± 0.59 и 2.15 ± 0.28 г С/м²/сут, соответственно (рис. 4 А). Залежные и луговые экосистемы демонстрировали

наиболее высокие SR_{sum} , достигающие 4.98 ± 0.87 и 4.72 ± 0.83 г С/м²/сут, соответственно. Достаточно высокие SR_{sum} (4.04 ± 0.24 и 3.91 ± 0.41 г С/м²/сут) также характерны для лесов и агроэкосистем. Коэффициент вариации SR_{sum} по отдельным экосистемам составлял от 28 до 89%.

Закономерности распределения SR_{max} и SR_{sum} по типам экосистем оказались идентичны, с той разницей, что величина SR_{max} была лишь незначительно (в 1.1–1.3 раза) выше (рис. 4 А, Б). Наиболее существенное различие между этими показателями характерно для тундровых и степных экосистем. Средние значения TS для отдельных типов экосистем, сопряжённые с измерениями SR_{sum} и SR_{max} , в большинстве случаев отличались незначительно (на 0.3 – $1.3^{\circ}C$) и только для лесных и степных экосистем разница между TS_{max} и TS_{sum} была существенной и составляла 1.6 и $2.0^{\circ}C$, соответственно (рис. 4 В, Г). Значимых корреляционных связей между значениями SR и TS для выделенных типов экосистем выявлено не было.

Дыхание почв в различных типах леса. Разброс значений SR_{sum} и SR_{max} среди лесных экосистем был весьма существенным и составлял 7.1 и 8.0 г С/м²/сут, соответственно, превышая средние значения в 1.6–1.7 раза. Поэтому была предпринята попытка оценить влияние преобладающей древесной породы на величины SR_{sum} и SR_{max} . С этой целью лесные экосистемы были поделены на семь групп, на каждую из которых пришлось от 2 до 9 ПМ (рис. 1 Г). Самые низкие средние значения SR_{sum} и SR_{max} , составляющие 1.98 ± 0.58 и 2.37 ± 0.82 г С/м²/сут, были зафиксированы для лесов с доминированием лиственницы (рис. 5 А, Б). Эти леса

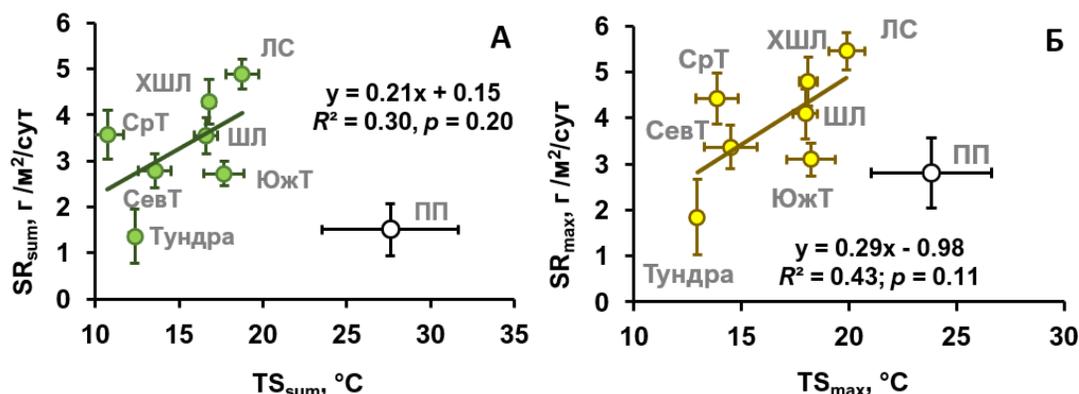


Рис. 3. Зависимость среднелетней (А) и максимальной (Б) интенсивности дыхания почв от среднелетней (TS_{sum}) и максимальной (TS_{max}) температуры почвы в пределах основных биоклиматических зон на территории РФ. Тундра – тундровая зона, СевТ, СрТ и ЮжТ – северная, средняя и южная тайга, ХШЛ и ШЛ – хвойно-широколиственные и широколиственные леса, ЛС – лесостепь и ПП – полупустыня. Приведены средние и их стандартные ошибки.

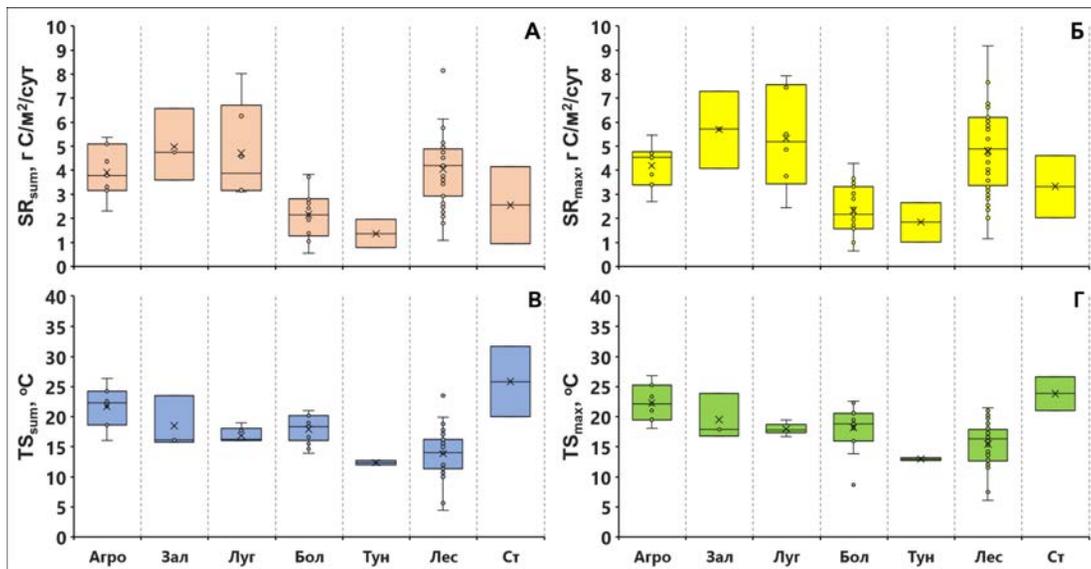


Рис. 4. Среднелетняя (А) и максимальная (Б) скорости дыхания почв и среднелетняя (В) и максимальная (Г) температуры почвы по типам экосистем. Обозначения статистических характеристик приведены на рис. 2. Агро – агроценоз, Зал – залежь, Луг – травяные экосистемы, Бол – болото, Тун, Лес и Ст – тундровые, лесные и степные экосистемы.

характеризовались самой низкой TS среди всех видов лесных экосистем: $TS_{sum} = 6.07 \pm 1.70$ и $TS_{max} = 9.07 \pm 2.30$ °C (рис. 5 В, Г). Остальные типы лесов продемонстрировали близкие средние скорости SR_{sum} , варьирующие от 3.75 ± 1.13 до 4.39 ± 0.66 г C/m²/сут в диапазоне TS_{sum} от 11.9 до 17.7 °C. Величины SR_{max} были в 1.1–1.3 раза выше по сравнению с SR_{sum} (рис. 5 Б), сохраняя те же закономерности распределения.

Положительная корреляционная связь между SR_{sum} и TS_{sum} была выявлена в пределах общей выборки лесных экосистем в интервале TS_{sum} от 6.7 до 17.7 °C ($R^2 = 0.57$; $p = 0.05$). После исключения из анализа лесов с преобладанием лиственницы, наблюдалась достаточно тесная (для выборки из шести объектов) отрицательная связь между SR_{max} и TS_{max} ($R^2 = 0.56$; $p = 0.09$). Отрицательная корреляция здесь связана с тем, что в более северных лесах с меньшими значениями TS_{max} , величина SR_{max} может превышать таковую в лесных экосистемах с более высокими значениями TS_{max} . Для северных лесных почв характерен более мощный органогенный, часто оторфованный, горизонт, обладающий высокой дыхательной активностью в течение всего лета. При движении на юг, с увеличением значений TS_{max} в лесных экосистемах начинают преобладать лиственные породы, листва которых в основном и формирует лесную подстилку. Листовая подстилка к середине лета может в значительной степени деградировать или

сильно пересыхать, что приводит к уменьшению величины SR_{max} .

Проведённые обобщения наблюдений за SR в летний период 2023 г. показали, что для БКЗ и среди лесных экосистем температурный фактор оказывает существенное влияние на величины SR_{sum} и SR_{max} . В рамках исследования не рассматривалось количественное влияние влажности почв на величину SR, поскольку определение этого параметра не было однотипным на всех площадках мониторинга. В будущем определение гидротермических параметров потребует дальнейшей унификации с целью поиска многомерных связей величины SR с метеорологическими и гидротермическими характеристиками, такими как сумма активных температур, количество осадков и индексы увлажнения (Kurganova et al., 2022).

Ранее было показано, что летние потоки CO₂ из почв составляют от 40 до 80% годового потока в зависимости от среднегодовой температуры воздуха [16], и этот вклад в пределах одной БКЗ характеризуется вариабельностью, не превышающей 11–12% [5]. Это означает, что закономерности, установленные в этом исследовании для средних летних значений SR должны с высокой долей вероятности относиться и к годовым потокам CO₂ из почв. Однако для снижения неопределённости полученных оценок, созданная

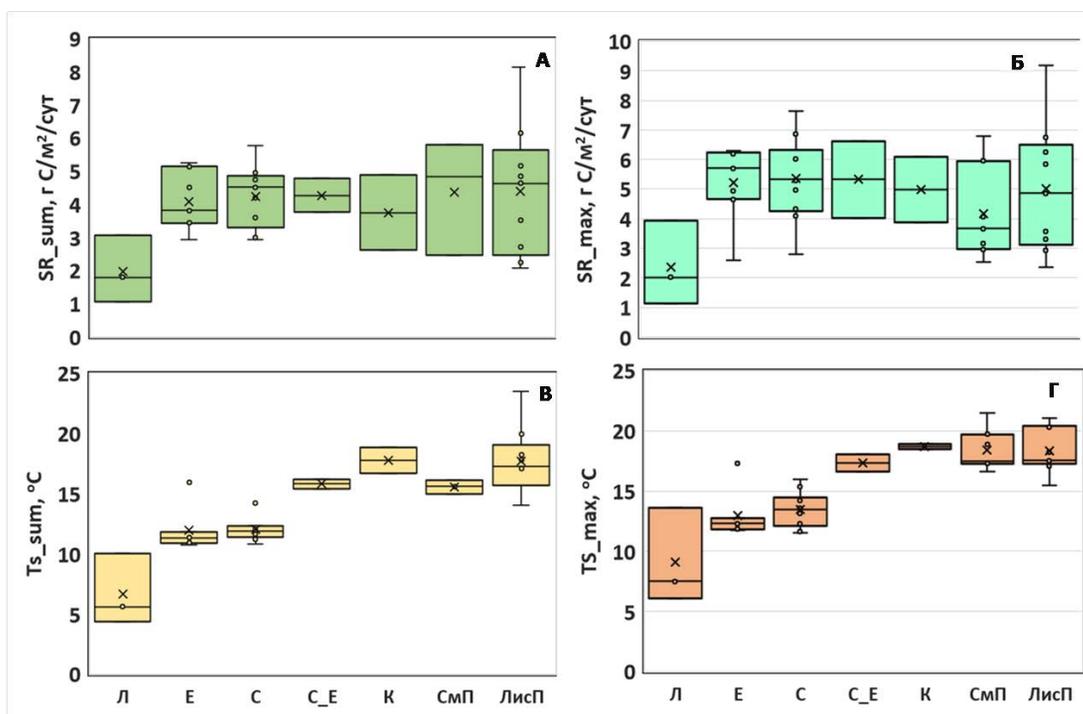


Рис. 5. Среднелетняя (А) и максимальная (Б) интенсивность дыхания почв и сопряжённые с ними среднелетняя (В) и максимальная (Г) температуры почвы в разных типах лесных экосистем. Обозначения статистических характеристик приведены на рис. 2. Л – лиственный, Е, С, С_Е – еловый, сосновый и сосново-еловый древостои, К – кедровник, СмП и ЛисП – смешанные и лиственные древостои.

в рамках ВИПГЗ сеть мониторинга дыхания почв должна расширяться, а частота измерений на ПМ увеличиваться и составлять не менее 3–4 раз в месяц. В первую очередь, в рамках развития национальной сети мониторинга дыхания почв нужно расширять наблюдения в полупустынной, степной, лесотундровой и тундровой зонах, а также в агроценозах и на пастбищах. Необходимо увеличение длительности наблюдений до преимущественно круглогодичных и многолетних (5 и более лет) с целью получения более достоверных оценок годовых потоков CO_2 из почв. Немаловажной задачей является унификация расчётных алгоритмов при переходе от отдельных измерений к оценкам месячных величин SR и от летних потоков – к годовым.

Настоящее исследование, обобщающее результаты одномоментных измерений дыхания почвы в масштабе РФ, представляет первые оценки дыхания почв, выполненные на основе единого методического подхода. Новые данные в совокупности с информацией, полученной ранее [7, 16], могут быть использованы для обоснования мероприятий по адаптации

природопользования к изменениям климата в различных БКЗ. Полученные результаты также будут служить основой для верификации эмпирических или имитационных моделей, позволяющих оценивать величину SR с учётом различных климатических сценариев [19, 20], а также для моделей углеродного баланса. Кроме того, в природных и антропогенно-изменённых экосистемах существуют локальные “горячие точки” (hot spots), в которых выделение CO_2 происходит с очень высокой интенсивностью, или могут наблюдаться его спонтанные выбросы, связанные с неперiodическими внешними воздействиями (пожары, ветровалы и проч.). К таким “горячим точкам” можно также отнести выделение CO_2 и других парниковых газов с поверхности полей фильтрации промышленных и с/х предприятий и водоснабжения, компостные хранилища, места содержания с/х животных, свалки твёрдых бытовых отходов и т.п. Дальнейшее пространственно-временное расширение сети мониторинга позволит лучше учесть вклад таких факторов в годовой баланс углерода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории России впервые создана единая сеть мониторинга дыхания почвы — одного из наиболее значительных потоков в глобальном цикле углерода. Благодаря этому, значительная часть наземных экосистем России обеспечена полевыми наблюдениями не только в европейской, но и в азиатской части страны. Выявлены зональные экосистемы, которые требуют повышенного внимания исследователей в силу ограниченности имеющейся по ним информации — это, прежде всего, степи и тундры. Кроме того, важно расширить сеть наблюдений за дыханием почв в агроценозах и других антропогенно-измененных экосистемах. Полученные данные представляют несомненный национальный и международный интерес и значимость.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках реализации ВИПГЗ “Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учёта данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bond-Lamberty B., Thomson A.* Temperature-associated increases in the global soil respiration record // *Nature*. 2010. V. 464. P. 579–582. <https://doi.org/10.1038/nature08930>
2. *Kudryarov V.N.* Soil respiration and carbon sequestration // *Eurasian Soil Science*. 2023. V. 56. No. 9. P. 1011–1022. <https://doi.org/10.1134/S1064229323990012>
3. *Xu M., Shang H.* Contribution of Soil Respiration to the Global Carbon Equation // *Journal of Plant Physiology*. 2016. 203. 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.jplph.2016.08.007>
4. *Karelin D.V., Zamolodchikov D.G., Kaganov V.V., Pochikalov A.V., Gitarskii M.L.* Microbial and root components of respiration of sod-podzolic soils in boreal forest // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. V. 10. № 7. P. 717–727. <https://doi.org/10.1134/S199542551707006X>
5. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Khoroshaev D.A., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Zhmurin V.A., Kudryarov V. N.* Analysis of the long-term soil respiration dynamics in the forest and meadow cenoses of the Prioksko-Terrasny biosphere reserve in the perspective of current climate trends // *Eurasian Soil Science*. 2020. V. 53. № 10. P. 1421–1436. <https://doi.org/10.1134/s1064229320100117>
6. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Khoroshaev D.A., Ableeva V.A.* Temperature Sensitivity of Soil Respiration in Grasslands in Temperate Continental Climate Zone: Analysis of 25-Year-Long Monitoring Data // *Eurasian Soil Science*. 2023. V. 56. No. 9. P. 1232–1246.
7. *Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L.* Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // *Science of the Total Environment*. 2021. 785. 147314. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
8. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Savin I.Y., Shorohova E.V.* Carbon balance in forest ecosystems of southern part of Moscow region under a rising aridity of climate // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. V. 10. № 7. P. 748–760.
9. *Desai A.R., Murphy, B.A., Wiesner S., Thom J., Butterworth B.J., Koupaei-Abyazani N., et al.* Drivers of decadal carbon fluxes across temperate ecosystems // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2022. V. 127(12). e2022JG007014. <https://doi.org/10.1029/2022JG007014>
10. *Ballantyne A., Smith W., Anderegg W., Kauppi P., Sarmiento J., Tans P., et al.* Accelerating net terrestrial carbon uptake during the warming hiatus due to reduced respiration // *Nature Climate Change*. 2017. 7(2). 148–152. <https://doi.org/10.1038/nclimate3204>
11. *Metz E.-M., Vardag S. N., Basu S., Jung M., Ahrens B., El-Madany T., et al.* Soil respiration-driven CO₂ pulses dominate Australia’s flux variability // *Science*. 2023. 379(6639). P. 1332–1335.
12. *Bond-Lamberty B., Ballantyne A., Berryman E., Fluet-Chouinard E., Jian J., Morris K.A., et al.* Twenty years of progress, challenges, and opportunities in measuring and understanding soil respiration // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2024. V. 129. e2023JG007637. <https://doi.org/10.1029/2023JG007637>
13. *Bond-Lamberty B., Thomson A.* A global database of soil respiration data // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 1915–1926. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
14. A Global Database of Soil Respiration Data, Version 5.0 <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1827>
15. *Kurganova I.N., Kudryarov V.N., Lopes de Gerenyu V.O.* Updated estimate of carbon balance on Russian Territory // *Tellus*. 2010. V. 62B. P. 497–505

16. *Kudeyarov V.N., Kurganova I.N.* Respiration of Russian Soils: Database Analysis, Long-Term Monitoring, and General Estimates // *Eurasian Soil Science*. 2005. V. 38. №. 9. P. 983–992.
17. *Барталев С.А., Егоров В.А., Жарко В.О., Луян Е.А., Плотников Д.Е., Хвостиков С.А., Шабанов Н.В.* Спутниковое картографирование растительного покрова России. М.: ИКИ РАН. 2016. 208 с.
18. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г.* Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 344 с.
19. *Kivalov S., Lopes de Gerenyu V., Khoroshaev D., Myakshina T., Sapronov D., Ivashchenko K., Kurganova I.* Soil temperature, organic-carbon storage, and water-holding ability should be accounted for the empirical soil respiration model selection in two forest ecosystems // *Forests*. 2023. V. 14. 1568. <https://doi.org/10.3390/f14081568>.
20. *Priputina I.V., Bykhovets S.S., Frolov P.V., Chertov O.G., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Sapronov D.V., Myakshina T.N.* Application of Mathematical Models ROMUL and Romul_Hum for Estimating CO₂ Emissions and Dynamics of Organic Matter in Al-bic Luvisol under Deciduous Forest in Southern Moscow Region // *Eurasian Soil Science*. 2020. V. 53. № 10. P. 1480–1491.

THE PILOT NATIONAL NETWORK OF SOIL RESPIRATION MONITORING IN RUSSIA: THE FIRST RESULTS AND PROSPECTS

I. N. Kurganova^{a, #}, D. V. Karelin^b, academician of the RAS V. M. Kotlyakov^b, A. S. Prokushkin^c, D. G. Zamolodchikov^d, A. V. Ivanov^e, D. V. Ilyasov^f, D. A. Khoroshaev^a, V. O. Lopez De Gertheny^a, A. A. Bobrik^g, S. V. Bryanin^e, O. Yu. Goncharova^g, V. V. Ershov^h, D. G. Ivanovⁱ, S. Yu. Zorina^j, V. V. Kaganov^d, E. A. Kapitsa^k, G. N. Kopsik^g, M. A. Kuznetsov^l, A. S. Kumanyaev^d, A. V. Kuprin^m, A. V. Mamaiⁿ, A. I. Matvienko^c, A. V. Makhnykina^c, A. S. Mostovaya^d, E. V. Moshkinaⁿ, S. Yu. Mothenovⁱ, N. S. Ryabov^h, D. V. Sapronov^a, N. V. Sidenko^c, L. G. Sokolova^j, A. S. Sorokin^g, G. G. Suvorovⁱ, O. E. Sukhoveeva^b, A. S. Chumbaev^o, N. Yu. Shmakova^p

^a*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russian Federation*

^b*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Sukachev Institute of Forest, Siberian Branch*

of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation

^d*Center of Forest Ecology and Productivity*

of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^e*Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch*

of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation

^f*Ugra State University, Khanty-Mansiysk, Russian Federation*

^g*Lomonosov Moscow State University, Soil Science Faculty, Moscow, Russian Federation*

^h*Institute of North Industrial Ecology Problems of the Kola Science Center*

of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk district, Russian Federation

ⁱ*A.V. Severtsov Institute of Problems of Ecology and Evolution*

of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^j*Siberian Institute of Plant Physiology and Biochemistry of the Siberian Branch*

of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^k*Saint-Petersburg State Forest Technical University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^l*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity*

of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^m*Institute of Biology of Komi Science Centre of the Ural Branch*

of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation

ⁿ*Forest Research Institute of the Karelian Research Centre*

of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation

^o*Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch*

of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^p*N.A. Avrorin Polar-Alpine Botanical Garden-Institute*

of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk district, Russian Federation

*E-mail: ikurg@mail.ru

Soil respiration (SR) is one of the largest fluxes in the global carbon cycle, exceeding anthropogenic CO₂ emissions by more than an order of magnitude. Estimation of the heterotrophic component of SR is necessary to assess the carbon balance at ecosystem, regional, national and global scales. Within the framework of the Most Important National Innovation Project “Development of the system of ground and remote monitoring of carbon pools and greenhouse gas fluxes on the territory of the Russian Federation” the first Russian national network of CO₂ emission from soils is organized. For the first time on the entire territory of Russia on the basis of methodologically unified SR field measurements were conducted. This study combines first measurements conducted in the summer period (June – August) of 2023 at 75 monitoring sites in different ecosystems in the main Russian bioclimatic zones from tundra to semi-desert. SR values and its relationship with the temperature of the upper 5–10-cm layer of soil (Ts) were analyzed. Positive effect of soil temperature on mean summer SR rate and maximum monthly SR values is observed in the interval of mean Ts from 10 to 20°C. Among the studied ecosystems, the lowest SR values were found in tundra and bog ecosystems, while the highest values were found in forest-steppe. Amongst forest ecosystems, the lowest SR rates are characteristic of larch forests, while the highest SR values were observed in broad-leaved forests of the forest-steppe zone. To clarify the obtained regularities, it is necessary to expand studies in all bioclimatic zones, but mainly in agrocenoses, tundra and steppe ecosystems.

Keywords: biogenic carbon cycle, soil CO₂ emission, terrestrial ecosystems, bioclimatic zones, terrestrial monitoring, temperature factor, climate change

УДК 551.465, 551.506, 574.52

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН В УСЛОВИЯХ МАЛОВОДЬЯ И ЗАРЕГУЛИРОВАНИЯ РЕКИ ДОН

© 2024 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,*}, К. С. Григоренко¹

Поступило 20.06.2024 г.

После доработки 08.07.2024 г.

Принято к публикации 09.07.2024 г.

За семидесятилетний период зарегулирования речной долины Дона, в условиях маловодного цикла в водосборном бассейне произошли необратимые геоморфологические и биогеоценотические преобразования. В результате устойчивой лавинной седиментации обмелела дельта Дона и взморье Таганрогского залива. При сильных сгонных восточных ветрах, морское дно у г. Таганрога, с. Порт-Катона и с. Займо-Обрыва осушается на расстояние 5–10 км и более. В зимний период 2023–2024 гг. отмечено уникальное явление активности и скопления сазана в дельте р. Дон. Явно нехарактерные массовые скопления ценных промысловых видов, их раннее созревание, можно связать с действием комплекса факторов, которые были спровоцированы повышенным сбросом воды из Цимлянского водохранилища. Поток воды с рыбной массой по гирлам Кривое и Свиное, при экстремальном сгоне упёрся в пересыпь, которая отражает эффект обмеления р. Дон после 1952 г.

Ключевые слова: дельта Дона, обмеление, цикличность климата, сгонно-нагонные явления, ихтиологические съёмки

DOI: 10.31857/S2686739724110201

ВВЕДЕНИЕ

Геоэкологические последствия зарегулирования водотоков Черноморского и Каспийского бассейнов особенно заметны в дельтах Дона, Волги и других рек [1, 2]. На взморье уровень режим усложняется различными по величине и периоду колебаний сгонно-нагонными явлениями [3]. За семидесятилетний период зарегулирования речной долины Дона, в условиях маловодного цикла в водосборном бассейне произошли необратимые геоморфологические и биогеоценотические преобразования. Причины, детальная характеристика и последствия происходящих в регионе климатических изменений подробно раскрыты в предыдущих работах [3, 4]. Вместе с тем, что в Цимлянском водохранилище стал задерживаться сток взвешенных наносов, прекратились и мощные весенние половодья, когда дельта Дона промывалась от осадков. В результате устойчивой лавинной седиментации дельта и взморье Таганрогского залива

обмелели до глубин 5 м. Скорость накопления илов достигает 1–3 см в год. В результате падения водности Дона [3, 5] при сильных сгонных восточных ветрах, особенно зимой, морское дно у г. Таганрога, с. Порт-Катона и с. Займо-Обрыва стало регулярно осушаться на расстояние 5–10 км и более.

При падении уровня воды на 1.0–1.5 м, южные рукава дельты Дона отделяются от основного русла мелководными отмелями, резко возрастает в гидрохимическом балансе роль грунтовых (подземных) вод [5]. Сопоставление проб ионного состава показывает точное соответствие вод Свиного гирла, р. Кагальник и вод из скважин, пробуренных в пос. Кагальник. Возникают ранее не существовавшие термогалинные барьеры, новые пути миграций промысловых рыб, в частности – нетипичная для исследуемой акватории (гирло Свиное), в зимний период, массовая миграция карася и сазана. Скопление (заток) указанной ихтиофауны обусловлен формированием режима резкой фронтальной зоны, по краю мелей и осушек в авандельте Дона. Рассмотрение предпосылок и обстоятельств возникновения подобного рода фактов представляет интерес.

¹Южный научный центр Российской Академии наук, Ростов-на-Дону, Россия

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

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Для современной оценки изменений, происходящих на Нижнем Дону, ЮНЦ РАН на протяжении более двадцати лет (с 2001 г.) проводит мониторинг водной среды и ихтиофауны в самом центре авандельты Дона, на пересечении нескольких гирл, проток и рек. Эти водотоки исторически использовались проходными и полупроходными рыбами для нереста. Комплекс полевых работ включает в себя ихтиологические, метеорологические и гидрологические исследования на реперных точках. В постоянном режиме производятся ежедневно синхронные наблюдения за уровнем воды в донских гирлах (как визуально, так и с помощью метеостанции), скоростью и направлением ветра, температурой воды. Отбор проб происходит при максимальном падении воды, во время верховок и при подъёме уровня в реках, при нагонах. Производятся лабораторные гидрохимические анализы (табл. 1).

Данные о характерной для зимне-весеннего времени года температуре воды измерены средствами сети автоматизированного гидрометеорологического мониторинга ЮНЦ РАН в дельте Дона. Расходы Дона оценены согласно водохозяйственной обстановке, публикуемой Донским бассейновым водным управлением

Федерального агентства водных ресурсов (Отчет оперативного дежурного Донского бассейнового водного управления о водохозяйственной обстановке [6]).

Характеристика ионного состава воды получена по результатам последовательного пробоотбора на разных рукавах южной части дельты Дона. Съёмка 27 февраля проведена в трёх точках: гирло Свиное (южный рукав дельты Дона), устье р. Кагальник (левый приток дельты Дона) и непосредственно из р. Дон в районе лоцманского поста Азовского морского порта. Анализы проведены в химической лаборатории ЮНЦ РАН м.н.с. Е. Г. Алешиной (табл. 1).

Ихтиологические исследования выполнены в соответствии с общепринятыми стандартными методиками [7–9]. Обловы водоёма проведены с помощью ставных сетей с размером ячеи 18, 28, 40 мм, а так же спиннинговых снастей. Сети выставлялись на различном удалении от берега с ежедневной их проверкой. Для проведения работ использовался маломерный флот ЮНЦ РАН. Ежедневно учитывалось количество пойманной рыбы, определялся видовой состав [10] (рис. 1). Часть особей подвергалась полному биологическому анализу с определением длины, массы, пола и стадии зрелости гонад. При небольших уловах биологическому анализу

Таблица 1. Ионный состав по результатам последовательного пробоотбора на разных рукавах южной части дельты Дона

Место отбора/ дата	НСО ₃ ⁻ (гидрокарбонат-ионы), мг/дм ³	SO ₄ ²⁻ (сульфат-ионы), мг/дм ³	Сl ⁻ (хлорид-ионы), мг/л	Са ²⁺ (кальций-ионы), мг/дм ³	Мg ²⁺ (магний-ионы), мг/дм ³	Na ⁺ +K ⁺ (натрий+калий-ионы), мг/дм ³	Жёсткость, мг-экв/л	Минерализация, г/л
Мост, Кагальник, уровень воды 70 см/ 19.11.2023	200.15	2017.26	638.10	236.47	177.54	922.00	26.40	4.19
Соленое озеро/ 22.02.2024	314.86	2689.68	1311.65	160.32	218.88	1804.00	26.00	6.50
Гирло Свиное, уровень воды 1,10 м/ 27.02.2024	302.66	634.00	219.79	128.26	58.37	329.00	11.20	1.67
1,7-й мост, Кагальник, уровень воды 1,10 м/ 27.02.2024	429.58	1873.17	655.83	244.49	196.99	903.50	28.40	4.30
Лоцпост, уровень воды 1,10 м/ 27.02.2024	305.10	441.88	177.25	116.23	48.64	235.00	9.80	1.32

подвергалась вся пойманная рыба. Обеспечение ихтиологических работ осуществлялось за счёт получаемых от Агентства по рыболовству ежегодных квот на вылов биоресурсов для целей НИР. Пол и биологические показатели самцов и самок были получены в результате массовых промеров со вскрытием, в некоторых случаях, когда было возможно, пол и стадию зрелости определяли визуально. Взвешивание проведено на электронных весах с ценой деления 1 г. (для рыб массой до 5 кг). Зимний этап наблюдений включил в себя период с середины февраля по середину марта 2024 г.

ЮНЦ изучил несколько грунтовых колонок, полученных в Азово-Донском судоходном канале в гирле Свином. Осадки колонок датированы

радиоуглеродным методом по образцам раковин моллюсков в лаборатории геоморфологии и палеогеографии ЛГУ.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

В зимний период 2023–2024 года отмечено уникальное явление активности и скопления сазана в дельте реки Дон. По данным ихтиологического мониторинга в середине февраля 2024 г. в контрольных сетных уловах стал преобладать серебряный карась и сазан. Уловы варьировались от 5 до 30 кг в сутки на 2 сетных порядка (рис. 1). Такие миграции карася и сазана не характерны для данного зимнего периода. Кроме того,

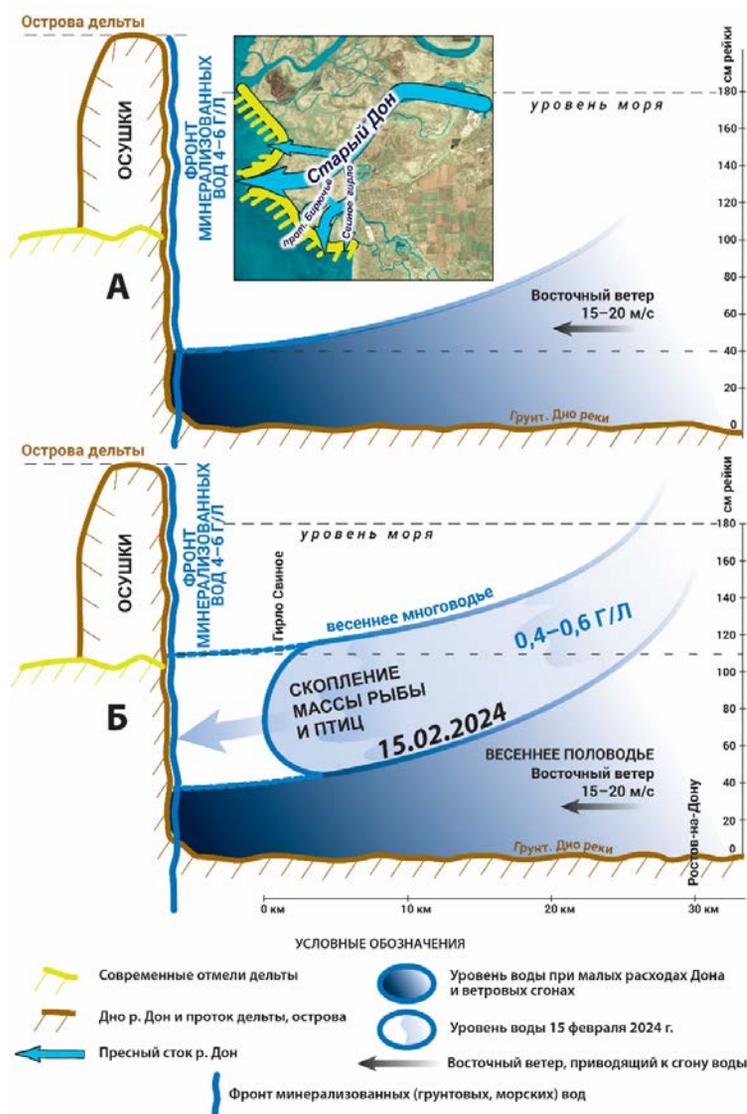


Рис. 1. Принципиальная схема формирования геоэкологического феномена в авандельте Дона.

значительное количество особей сазана и карася обладали высокой степенью зрелости гонад.

Явно нехарактерные массовые скопления ценных промысловых видов, их раннее созревание, несмотря на низкие температуры воды можно связать с действием комплекса факторов, которые были спровоцированы тем, что с 16 декабря 2023 г. и в последующие месяцы, происходил большой сброс воды из Цимлянского водохранилища.

В маловодные 2010–2020 гг. в осенне-зимние сбросы обычно не превышали $400 \text{ м}^3/\text{с}$, водохранилище набирало объём. Относительно большой сброс – $450 \text{ м}^3/\text{с}$ складывался с водами самого большого притока Дона – р. Северский Донец. В результате, 11 декабря 2023 г. суммарный сток превысил $900 \text{ м}^3/\text{с}$. В середине марта 2024 г. сбросы увеличились до $600\text{--}650 \text{ м}^3/\text{с}$, а суммарный с Северским Донцом сток на гидропосте в ст. Раздорской – до $1150 \text{ м}^3/\text{с}$. 19 марта попуски оказались уменьшены из-за неблагоприятного прогноза половодья до $350 \text{ м}^3/\text{с}$. Общий сток Нижнего Дона, таким образом, в конце марта уменьшился до $600 \text{ м}^3/\text{с}$.

Необычный состав сетных уловов совпал с пиком “зимнего половодья”. Соответственно, логично утверждать, что популяции карася и сазана оказались потревожены несвоевременно возросшим стоком, сконцентрированы в низовьях дельты, где уперлись в отмели глубиной 5–20 см в устьях рукавов и проток дельты.

В эпоху советского и современного планирования рыболовства в Азово-Донском бассейне недостаточное внимание уделялось учёту природных факторов и антропогенного воздействия. Прежде всего, не брались в расчёт внутривековые изменения водности рек Дона и Кубани, пренебрегались явно негативные для естественного режима водотоков факторы зарегулирования плотинами и водохранилищами. В частности, циклический характер годового стока Дона (водность), который может варьироваться на порядок.

Все указанные выше обстоятельства не учитывались при долгосрочном планировании изъятия рыбы, интенсивности судоходства и прочих форм хозяйственной деятельности. В результате произошли ощутимые преобразования природных ландшафтов на донских берегах и водной среде, видовом разнообразии фауны. В Азовском море существенно сократилось биоразнообразие и деградировало естественное воспроизводство ценных и редких видов рыб. Вместе с тем,

безусловно, первопричиной деградации промысловой ихтиофауны стал чрезмерный ежегодный перелов рыб в советский период. [11].

Для водосборного бассейна р. Дон стало закономерным сокращение объёма весеннего половодья. Ослабевает поступление воды в Цимлянское водохранилище, в частности, в период 1952–1994 гг. от $18\text{--}22 \text{ км}^3$ до $3.5\text{--}4 \text{ км}^3$ в 2019–2021 гг. [12, 13]. В апреле 2024 г. приток воды в водохранилище достигал $1670 \text{ м}^3/\text{сек.}$, а сброс у ст. Цимлянской – $480\text{--}417 \text{ м}^3/\text{сек.}$, т.е. в 4 раза меньше. В этот же месяц расход воды у ст. Раздорской, с учётом стока Северского Донца, составлял $640\text{--}670 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Отсутствие паводкового дренажа и маловодье привели к заилению протоков и гирл дельты Дона. Рассматриваемые протоки Мериново, Кривое и Свиное представляют собой короткие водотоки (2–4 км), глубиной 2–3 м. Каждая протока делится на более мелкие протоки с глубинами 0.5–1.0 м. При сильных восточных ветрах (до $10\text{--}15 \text{ м/сек.}$) происходит отчленение рукавов и протоков дельты от Таганрогского залива. По мере понижения уровня происходит сосредоточение стока, главным образом, в Азово-Донском судоходном канале. Как следствие, наблюдается значительное перераспределение стока – как жидкого, так и твёрдого.

Очевидны зримые изменения батиметрии и рельефа дна реки. Явно изменена топографическая сеть, происходит зарастание тростником ериков и малых притоков, между ними возникают наносные пересыпи, нарастает влияние подземных минерализованных вод. По всей дельте произошло замедление паводковых течений.

Традиционно в зимнее время года, ещё при ледоставе, в дельту Дона на нерест идут только проходные рыбы: шемая, рыбец, и полупроходные рыбы – судак. Обычно их вылавливали в январе, феврале – часто ещё подо льдом. Однако, в середине февраля – начале марта 2024 г. возникло не по сезону уникальное явление зимней активности пресноводных рыб. На значительной части акватории в гирлах Свиное, Сунжа, рр. Кагальник и Каменник происходило “кипение”, в прямом смысле слова, воды от движения огромных масс рыб, преимущественно сазана, серебряного карася, и в меньшей степени судака, пиленгаса, рыба и шемаи.

Устойчивый ледостав на гирле Свином сформировался в середине января (13–14.01.2024 г.). Разрушение ледостава наблюдалось в начале февраля (4–6.02.2024 г.), полное

очищение – с 10.02.2024 г. Из-за неустойчивого температурного режима (температура воздуха в феврале 2024 г. колебалась в пределах от -5 до $+10^{\circ}\text{C}$), наблюдался медленный прогрев воды. В феврале 2024 г. стала отмечаться роль повышенного теплового стока с верховьев реки Дон. Если на момент разрушения ледостава температура воды составляла 0.2°C , то к концу февраля (29.02.2024 г.) вода прогрелась до 1.2°C (река Дон – Ростов-на-Дону $+1.2^{\circ}\text{C}$).

После 1952 г. режим половодья определяется исключительно попусками воды из Цимлянского водохранилища. С начала февраля 2024 г. водность реки Дон у станицы Раздорской, с учётом стока Северского Донца, стала резко нарастать от $760\text{--}780\text{ м}^3/\text{сек.}$ до $1100\text{ м}^3/\text{сек.}$ 29 февраля – 01 марта текущего года. Несмотря на сильные ($15\text{--}20\text{ м/сек.}$) восточные ветры, уровень воды в г. Свином, и в рукавах Дона, был на $50\text{--}60\text{ см}$ выше, чем при сгонах в обычных условиях.

Причины и хронология сокращения стока Дона известны [3, 4, 13]. Последние данные гидрологического мониторинга, показывают, что в 2022–2024 гг. значительно выросла доля зимнего меженного стока даже относительно прошлых лет периода зарегулированного стока. Максимальные среднемесячные расходы воды в Дону в ст. Раздорской имели следующие значения: 2021 – $382\text{ м}^3/\text{сек.}$; 2022 – $487\text{ м}^3/\text{сек.}$; 2023 – $807\text{ м}^3/\text{сек.}$ С учётом прогноза планируемого (предстоящего) притока воды в период весеннего половодья 2024 г. были увеличены сбросы воды во второй половине февраля и в первой половине марта. Средняя величина сбросов в этот период составила 547 м^3 , максимальная – 674 , 1 марта.

В период 12–13 февраля в условиях штормового (до $15\text{--}18\text{ м/сек.}$) восточного (сгонного) ветра в гирле Свиное стало фиксироваться нетипичное для конкретной погоды многоводье (рис. 1). Уровень воды в этой протоке дельты Дона был примерно 120 см , что выше, чем при экстремальных [5, 14] верховках. Высокая паводковая вода в водотоке продержалась до середины марта 2024 г. (рис. 1). Самым интересным следствием данного зимнего явления стали скопления огромной массы рыбы (сазан, серебряный карась, судак, тарань) на ограниченной акватории гирла Свиного. С этой ихтиофауной сопряжён птичий базар с большим, более тысячи, количеством рыбадных птиц (рис. 1).

Нерест серебряного карася начинается гораздо позже, когда температура воды достигает значений от $+15$ до $+17^{\circ}\text{C}$, а сазана от $+18$ до $+20^{\circ}\text{C}$ [15]. Явно нетипичные массовые скопления,

активность и раннее созревание можно связать с действием комплекса факторов, которые были спровоцированы тем, что, по официальным данным, с 16 декабря 2023 г. происходил относительно большой сброс воды из Цимлянского водохранилища, до $450\text{ м}^3/\text{сек.}$, а суммарный сток в Дон после слияния с крупнейшим притоком Дона – р. Северский Донец составил более $1100\text{ м}^3/\text{сек.}$ [6].

Характерно местоположение фронтального края пресных вод ($0.4\text{--}1.0\text{‰}$), построенное по результатам многолетнего последовательного пробоотбора с последующим анализом ионного состава в лабораторных условиях. Мощный вал пресной (речной) воды с низкой солёностью (до 2.0‰) с Верхнего Дона уперся в мелководную отмель на дне (рис. 1). С другой стороны, столкнулся с минерализованной (4.3 г/л) водой малых рек (Кагальник и др.). Наши наблюдения, а также литературные данные [5, 13, 14] показывают, что местные подземные воды содержат в себе большое количество ионов SO_4^{2-} , доля которых в $4\text{--}5$ раз больше, чем в пресной воде. Ранее в этих малых реках, в отдельных случаях, минерализация грунтовых рек достигала 8 г/л [5, 14].

Место расположения зоны смешения донских и морских вод, преимущественно грунтового происхождения, в р. Кагальник сильно меняется в зависимости от стока Дона. Полноводный Дон распресняет предустьевое взморье и заполняет рукава дельты. Аномалии возникают при падении расходов до $200\text{--}300\text{ м}^3/\text{сек.}$ В таких случаях, при восточном ветре, уровень воды в дельте понижается на $100\text{--}130\text{ см}$. Минерализованный сток р. Кагальник полностью заполняет южные рукава, которые отрезаются от основного русла Дона мелководными порогами и отмелями. При сильных нагонах морские воды продвигаются на несколько десятков километров вверх по течению Дона, попадая в водозаборные системы питьевого водоснабжения гг. Азова и Ростова-на-Дону.

Грунтовые воды, заполняющие при экстремальных восточных ветрах притоки и гирла авандельты, характеризуются высокой концентрацией сульфат-ионов – порядка $1.7\text{--}2.2\text{ г/л}$ и более. Для сравнения донские пресные воды содержат количество ионов SO_4^{2-} до $0.2\text{--}0.4\text{ г/л}$ (рис. 1).

Вероятно, увеличенный сток Цимлянского водохранилища “выдавливает” часть популяции пресноводных рыб, зимующих на глубоких “ямках” Дона, и в близких водотоках в низовьях реки. Самое необычное то, что привело в активность местную популяцию сазана и карася, где

ей преграждали путь мели (1–3 м) на речном дне. Здесь же сформировался гидрохимический фронт: протока Сунжа – р. Сухой Кагальник – протока Каменник – гирло Свиное (рис. 1). Ярко выраженный февральский гидрофронт, высокая рыбопродуктивность и видоразнообразие обусловили локальный птичий базар (рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, гидрологический режим и процессы седиментации в бассейне Дона, обусловленные внутривековой цикличностью климата, в 1952 г. были нарушены Цимлянской плотинной. Это вызвало лавинную седиментацию в речных руслах и авандельте [16]. Грунтовыми трубками и при дноуглублении вскрыта лавинная седиментация глинистых илов. Характерный пласт на глубине 1–2 м, маркирующий горизонт (угольный шлак эпохи паровых судов) на Нижнем Дону (1860–1960 гг.), указывает на то, что скорость осадконакопления в авандельте достигала 10–30 мм в год [17].

Естественный подъём уровня в дельте, в общем, соответствует колебаниям водного стока реки, но во многих случаях соответствия нет, что объясняется сгонно-нагонными явлениями. Очевидно возникновение геоэкологического феномена в конце зимы 2024 г. связано с отдельным залповым сбросом талых вод в сторону Нижнего Дона.

Вероятно, низвергаясь со значительной скоростью в сторону Таганрогского залива водная масса выдавила донскую рыбу с зимовальных “ям” на дне реки. На участке судоходного канала гирла Песчаного речной сток проходил беспрепятственно в Таганрогский залив. В то же время поток воды с рыбной массой по гирлам Кривое и Свиное, на границе со взморьем Таганрогского залива, при экстремальной “верховке” упёрся в пересыпь. Эта естественная насыпная низконапорная плотина отражает эффект обмеления р. Дон после 1952 г.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность за помощь и сотрудничество в написании статьи к.б.н. М. В. Коваленко, м.н.с. Е. Г. Алешиной, инженеру-исследователю М. М. Чехе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств Гранта Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу

окружающей среды № 169-15-2023-002 от 01.03.2023 (соглашение № 72-223/ ВИПГЗ-23 от 03.04.2023 г. между ИО РАН и ЮНЦ РАН в рамках Консорциума 2), а также тем НИР ЮНЦ РАН (№ государственной регистрации 122103100027-3, 123071900007-8)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быстрова И.В., Смирнова Т.С., Мелихов М.С. Геоэкологическое состояние подстепной Ильменно-Бугровой равнины Прикаспийской низменности // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2 (77). С. 84–90.
2. Тютюма Н.В., Конев С.В. Влияние паводков Волги на развитие процессов на естественных водно-болотных угодьях Волго-Ахтубинской поймы (2015–2016 гг.) // Теоретические и прикладные проблемы агропромышленного комплекса. 2016. № 3 (28). С. 46–50.
3. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Причины осолонения Таганрогского залива // ДАН. 2017. Т. 477(1). С. 92–96.
4. Матишов Г.Г., Дашкевич Л.В., Титов В.В., Кириллова Е.Э. Анализ внутривековой природной изменчивости в Приазовье и Нижнем Дону: причина маловодья // Наука Юга России. 2021. № 17(1). С. 13–23. <https://doi.org/10.7868/S25000640210102>.
5. Григоренко К.С., Матишов Г.Г. Маловодье и роль грунтовых вод в осолонении авандельты Дона // ДАН. 2018. № 483(4). С. 442–446. <https://doi.org/10.31857/SS284-5>.
6. Отчёт оперативного дежурного Донского бассейнового водного управления о водохозяйственной обстановке [электронный ресурс]. URL: <http://www.donbv.ru/imgs/92652/sostoyanie.xls>. (дата обращения 07.03.2024).
7. Правдин И.Ф. Руководство по изучению рыб (преимущественно пресноводных). Москва: Пищевая промышленность, 1966. 374 с.
8. Пряхин Ю.В., Шкицкий В.А. Методы рыбохозяйственных исследований: учебное пособие. Краснодар: Изд-во Кубанского государственного университета, 2006. 214 с.
9. Лакин Г.Ф. Биометрия. Москва: Высшая школа, 1990. 352 с.
10. Виллер А. Определитель рыб морских и пресных вод Северо-Европейского бассейна. Москва: Легкая и пищевая промышленность, 1983. 432 с.
11. Матишов Г.Г., Денисов В.В. Экосистемы и биоресурсы европейских морей России на рубеже XX и XXI веков. Мурманск: ООО МИП-999, 1999. 124 с.

12. *Лурье П.М., Панов В.Д.* Река Дон: Гидрография и режим стока. Ростов-на-Дону: Донской изд. дом, 2018. 592 с.
13. *Лурье П.М., Панов В.Д.* Реки бассейна Азовского моря: Гидрография и режим стока. Ростов-на-Дону: Донской изд. дом, 2021. 670 с.
14. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Гидрохимический состав воды на взморье и авандельте Дона в условиях маловодья (XX–XXI вв.) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. № 2 (499). С. 193–202. <https://doi.org/10.31857/S2686739721080077>.
15. *Троицкий С.К.* Рассказ об азовской и донской рыбе. Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1973. 192 с.
16. *Матишов Г.Г.* Климат, водные ресурсы и реконструкция гидротехнических сооружений с учетом интересов населения, рыболовства и сельского хозяйства, судоходства и энергетики. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2016. 64 с.
17. *Матишов Г.Г., Степаньян О.В.* Следы «эпохи пароходов» на Нижнем Дону // Природа. 2022. № 9. С. 24–32. <https://doi.org/10.7868/S0032874X22090034>.

GEOECOLOGICAL PHENOMENON IN THE LACK OF WATER CONDITIONS AND REGULATION OF THE DON RIVER

G.G. Matishov^{a,#}, K.S. Grigorenko^a

^a*Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation*

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

Over the seventy-year period of the Don river valley flood control under conditions of a lack of water climatic cycle, irreversible geomorphological and biogeocenotic transformations occurred in the drainage basin. As a result of persistent avalanche sedimentation, the Don delta and the seaside of the Taganrog Bay became shallow. During strong easterly winds, the seabed near Taganrog, from Port Katon and from Zaimo-Obriv is sewed over a distance of 5–10 km or more. In the winter of 2023–2024, a unique phenomenon of activity and accumulation of carp and sazan in the Don River delta was noted. Clearly abnormal mass accumulations of valuable commercial species, their early maturation, can be associated with the action of a complex of factors that were provoked by increased water discharge from the Tsimlyansk reservoir. The flow of water with fish mass along the Krivoe and Svinoe arms, at an extreme water negative setup, came up against a sandbar, which reflects the effect of shallowing of the Don River after 1952.

Keywords: Don delta, shallowing, climate cyclicity, positive and negative water setup phenomena, ichthyological surveys