

ISSN 2686-7397

Том 517, Номер 1

Июль 2024

ДОКЛАДЫ  
РОССИЙСКОЙ  
АКАДЕМИИ НАУК.  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ



# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 517, номер 1, 2024

---

---

## ГЕОЛОГИЯ

U-Pb-взраст детритового циркона из сабантуйской хромитовой палеороссыпи средней Перми (Южное Предуралье)

*И.Р. Рахимов, Е.В. Пушкарёв, В.С. Червяковский, С.А. Дьякова*

5

Метапесчаники виленгской свиты Ветреного пояса:

состав, изотопно-геохронологическая характеристика и источники сноса

*С.В. Межеловская, Е.В. Асафов, А.Н. Кошлякова, Д.П. Тобелко,*

*А.Д. Межеловский, академик РАН А.В. Соболев*

13

Песчаные отложения токкинской впадины Байкальской рифтовой зоны: источники и области сноса

*Т.М. Сковитина, член-корреспондент РАН А.Б. Котов, И.Н. Бучнев, В.П. Ковач,*

*С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Е.В. Адамская, О.В. Бобровская, В.А. Горовой*

21

Обстановка формирования нижнекаменноугольных вулканогенно-терригенных толщ восточного склона Среднего и Северного Урала

*Г.А. Петров, член-корреспондент РАН А.В. Маслов*

27

## СТРАТИГРАФИЯ

Разделение раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии (Акитканский орогенный пояс, Сибирский кратон) на разновозрастные толщи на основании результатов U-Pb-изотопного анализа циркона

*У.С. Ефремова, Т.В. Донская, член-корреспондент РАН Д.П. Гладкочуб,*

*А.М. Мазукабзов, А.В. Иванов, Н.В. Брянский*

37

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Позднепалеозойские этапы рудообразования в срединном Тянь-Шане:

данные изотопного U-Pb-датирования циркона (метод LA-ICP-MS)

из интрузивных пород сонкульского и коктурпакского plutонов (Восточный Киргизстан)

*С.Г. Соловьев, С.Г. Кряжев, Д.В. Семенова, Ю.А. Калинин, академик РАН Н.С. Бортников*

46

## ГЕОХИМИЯ

Вертикальное распределение тиосульфата и сульфита в Чёрном море

*М.Н. Римская-Корсакова, А.В. Дубинин*

61

Новые данные по изотопно-геохимическому составу кимберлитов трубки

ЦНИГРИ-Архангельская, Архангельская алмазоносная провинция

(Север восточно-европейской Платформы)

*Е.В. Агашева, Л.В. Зырянова, А.М. Агашев, Н.Г. Солошенко, академик РАН Н.П. Похilenко*

68

## ПЕТРОЛОГИЯ

Мегакристы оливина в щёлочнобазальтоидных дайках Западного Сангилена, Юго-Восточная Тува

*А.Э. Изох, В.В. Егорова, Р.А. Шелепаев, Я.Ю. Шелепов*

78

U-Pb (SHRIMP-II)-взраст циркона из гранитов Острова Большой Тютерс

(Финский Залив, Россия) и проблема проявления в регионе эдиакарского термального события

*С.Г. Скублов, Е.Н. Терехов, член-корреспондент РАН Н.Б. Кузнецов,*

*А.Б. Макеев, Л.И. Салимгараева*

85

---

## МИНЕРАЛОГИЯ

Структурные неоднородности литиеносных слоистых силикатов палеокарста кимберлитов и их поисковое значение (Среднемархинский Алмазоносный район, Западная Якутия)

*И.И. Никулин, Н.М. Боева, академик РАН Н.С. Бортников*

99

Айовайт из кимберлитовой трубки удачная (Якутия):

кристаллохимия и посткристаллизационные преобразования

*Е.С. Житова, Д.С. Михайленко, член-корреспондент РАН И.В. Пеков,*

*А.В. Корсаков, А.А. Золотарев*

114

---

## ГЕОДИНАМИКА

Геодинамический режим восточной пассивной части сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)

*С.Ю. Соколов, А.П. Денисова, И.С. Патина*

125

Включение кокчетавита в кристалле алмаза из Венесуэлы – свидетельство субдукции материала континентальной коры

*А.В. Корсаков, Д.С. Михайленко, А.О. Серебрянников, А.М. Логвинова, член-корреспондент РАН Д.П. Гладкочуб*

134

---

## ОКЕАНОЛОГИЯ

Экстремальное ветровое волнение на северо-восточном шельфе чёрного моря

*Б.В. Дивинский, Я.В. Сапрыкина*

143

Пространственная изменчивость параметров верхней границы зоны стабильности гидратов метана в водной толще Охотского моря

*Р.Б. Шакиров, В.А. Лучин, Е.А. Петрова*

153

---

## ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Динамические характеристики стратосферных полярных вихрей

*Член-корреспондент РАН В.В. Зуев, Е.С. Савельева*

160

---

## ГЕОГРАФИЯ

Первые результаты изучения сернокислого спелеогенеза в Узбекистане (Средняя Азия)

*Е.П. Базарова, О.И. Кадебская, Е.А. Цурихин, А.М. Кононов*

171

---

## ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Восстановление свойств органоминеральных гелей в высушенных образцах почв

*Г.Н. Федотов, член-корреспондент РАН С.А. Шоба, Д.А. Ушкова, И.В. Горепекин, О.А. Салимгареева, А.И. Сухарев*

179

---

## Исследование Земли из Космоса

Эффект наведённой сейсмичности на территории Марокко, вызванный уменьшением объёма подземных вод

по данным спутниковой радиолокационной интерферометрии и гравиметрии

*Академик РАН В.Г. Бондур, Т.Н. Чимитдоржиеv, А.В. Дмитриев*

189

# CONTENTS

---

---

Vol. 517, no. 1, 2024

---

---

## Geology

U-Pb Age of Detrital Zircons from the Middle Permian Sabantuy Chromite Paleoplacer (Southern Pre-Urals)

*I.R. Rakhimov, E.V. Pushkarev, V.S. Chervyakovskiy, S.A. Dyakova*

5

Meta-Sandstones of the Vilenga Suite in the Vetryny Belt: Composition, Isotopic-Geochronological Characteristics and Sources of Erosion

*S.V. Mezhelovskaya, E.V. Asafov, A.N. Koshlyakova, D.P. Tobelko,*

*A.D. Mezhelovsky, Academician of the RAS A.V. Sobolev*

13

Sand Deposits in the Tokko Basin of the Baikal Rift Zone: Sources and Provenance Areas

*T.M. Skovitina, Corresponding Member of the RAS A.B. Kotov, I.N. Buchnev, V.P. Kovach,*  
*S.D. Velikoslavinskii, E.V. Tolmacheva, E.V. Adamskaya, O.V. Bobrovskaya, V.A. Gorovoy*

21

The Environment of Forming of Lower Carboniferous Volcanogenic-Terrigenous Strata of the Eastern Slope of the Middle and Northern Urals

*G.A. Petrov, Corresponding Member of the RAS A.V. Maslov*

27

## STRATIGRAPHY

Division of the Early Proterozoic Khargituy Formation of the Sarma Group (Akitkan Orogenic Belt, Siberian Craton) into Different Age Sequences Based on the Results of U-Pb Isotopic Analysis of Zircon

*U.S. Efremova, T.V. Donskaya, Corresponding Member of the RAS D.P. Gladkochub,*

*A.M. Mazukabzov, A.V. Ivanov, N.V. Bryansky*

37

## GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Late Paleozoic Stages of Ore Formation in the Middle Tien Shan: Isotopic U-Pb Zircon Dating (LA-ICP-MS Method) of Intrusive Rocks from the Sonkul and Kokturpak Plutons (Eastern Kyrgyzstan)

*S.G. Soloviev, S.G. Kryazhev, D.V. Semenova, Y.A. Kalinin, Academician of the RAS N.S. Bortnikov*

46

## GEOCHEMISTRY

Vertical Distribution of Thiosulfate and Sulfite in the Black Sea

*M.N. Rimskaya-Korsakova, A.V. Dubinin*

61

First Data on the Isotopes and Geochemistry of Kimberlites of the Tsnigri-Arkhangelskaya Pipe, Arkhangelsk Diamondiferous Province (Northern East-European Platform)

*E.V. Agasheva, L.V. Zyryanova, A.M. Agashev, N.G. Soloshenko, Academician of the RAS N.P. Pokhilenko*

68

## PETROLOGY

Olivine Megacrysts in Alkali-Basaltoid Dikes of the Western Sangilen, Southeastern Tuva

*A.E. Izokh, V.V. Egorova, R.A. Shelepaev, Ya.Yu. Shelepov*

78

U-Pb (Shrimp-II) Age of Zircon from Granites of Bolshoy Tyuters Island (Gulf of Finland, Russia) and the Problem of the Ediacaran Thermal Event in the Region

*S.G. Skublov, E.N. Terekhov, Corresponding Member of the RAS N.B. Kuznetsov,*

*A.B. Makeyev, L.I. Salimgaraeva*

85

## MINERALOGY

Structural Heterogeneities of Lithium-Bearing Layered Silicates of Paleocarst Kimberlites and their Prospecting Value (Srednemarkhinsky Diamond-Bearing Region, Western Yakutia)

*Nikulin, N.M. Boeva, Academician of the RAS N.S. Bortnikov*

99

Iowaite from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Yakutia): Crystal Chemistry  
and Post-Crystallization Transformations

*E.S. Zhitova, D.S. Mikhailenko, Corresponding Member of the RAS I.V. Pekov,  
A.V. Korsakov, A.A. Zolotarev*

114

---

## GEODYNAMICS

### Geodynamic Regime of the Charlie Gibbs Twin Transform Fault Eastern Passive Part (North Atlantic)

*S.Yu. Sokolov, A.P. Denisova, I.S. Patina*

125

### Inclusion of Kokchetavite in a Diamond Crystal from Venezuela: an Evidence of Continental Crust Subduction

*A.V. Korsakov, D.S. Mikhailenko, A.O. Serebryannikov, A.M. Logvinova,  
Corresponding Member of the RAS D.P. Gladkochub*

134

---

## OCEANOLOGY

### Extreme Wind Waves on the Northeastern Shelf of the Black Sea

*B.V. Divinsky, Y.V. Saprykina*

143

### Spatial Variability of the Methane Hydrates Stability Zone Upper Boundary Parameters in the Water Column of the Sea of Okhotsk

*R.B. Shakirov, V.A. Luchin, E.A. Petrova*

153

---

## PHYSICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE

### Dynamic Characteristics of the Stratospheric Polar Vortices

*Corresponding Member of the RAS V.V. Zuev, E.S. Savelieva*

160

---

## GEOGRAPHY

### The First Occurrence of Sulfuric Acid Speleogenesis in Uzbekistan (Central Asia)

*E.P. Bazarova, O.I. Kadebskaya, E.A. Tsurikhin, A.M. Kononov*

171

---

## SOIL SCIENCE

### Restoration of the Properties of Organomineral Gels in Dried Soil Samples

*G.N. Fedotov, Corresponding Member of the RAS S.A. Shoba,  
D.A. Ushkova, I.V. Gorepekin, O.A. Salimgareeva, A.I. Sukharev*

179

---

## EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

### Induced Seismicity Effect in Morocco Caused by the Reduced Volume of Underwater According to Stacking-Insar and Gravimetric Data

*Academician of the RAS V.G. Bondur, T.N. Chimitdorzhiev, A.V. Dmitriev*

189

---

---

## U–Pb-ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ САБАНТУЙСКОЙ ХРОМИТОВОЙ ПАЛЕОРОССЫПИ СРЕДНЕЙ ПЕРМИ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

© 2024 г. И. Р. Рахимов<sup>1,2,\*</sup>, Е. В. Пушкарёв<sup>1</sup>, В. С. Червяковский<sup>1</sup>, С. А. Дьякова<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 25.12.2023 г.

Поступило 25.12.2023 г.

После доработки 26.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Получены первые U–Pb-датировки дегритового циркона из хромитовых песчаников средне-пермской Сабантуйской палеороссыпи, локализованной в Южном Предуралье. Распределение U–Pb-датировок имеет одномодальный характер с пиком 420–400 млн лет. Две трети всех определений имеют девонский возраст, а более половины из них отвечают раннему девону, в течение которого на Южном Урале сформировались надсубдукционные офиолитовые и сопровождающие их высокобарические метаморфические комплексы, а также проявился ультрамафит-магматический магматизм. Эти совмещённые в пространстве геологические тела, выведенные на поверхность в меланжевой зоне Главного Уральского разлома или тектонически перемещённые к западу от него в виде офиолитовых альтохтонов, являются главными источниками дегритовых хромита и циркона в Сабантуйской палеороссыпи.

**Ключевые слова:** Южное Предуралье, хромитовая палеороссыпь, дегритовый циркон, U–Pb-возраст, источник сноса

**DOI:** 10.31857/S2686739724070012

### ВВЕДЕНИЕ

В Южном Предуралье выделен новый хромитоносный район (рис. 1 а), включающий многочисленные мелкие аллювиальные и прибрежно-морские хромитовые и хромит-титаномагнетитовые россыпи, локализованные в карбонатно-терригенных отложениях биармийского отдела перми и терригенных отложениях миоценового отдела неогена [1]. В качестве главного источника дегритового хромита на основе изучения его морфологии и состава мы рассматриваем офиолитовые комплексы Южного Урала, однако они значительно удалены (>200 км) от обнаруженных россыпей в современных координатах, что не характерно для хромитовых россыпей, имеющих обычно проксимальный источник [2]. Крупнейшим рудопроявлением является Сабантуйская палеороссыпь прибрежно-морского генезиса с ресурсами Cr не менее 3750 т, расположенная в 200 км юго-западнее г. Уфа

(рис. 1 а). Песчаные породы, в которых локализована Сабантуйская хромитовая залежь, характеризуются весьма разнообразным составом обломочного материала, что предполагает связь с различными источниками осадочно-метаморфогенного и магматического происхождения [3]. К тому же, формирование хромитоносных офиолитов на Урале имело длительную историю – от докембрия до девона [4–8]. В связи с этим, актуальна проблема выяснения преобладающих источников сноса хромитоносных песчаников и обоснования принципиальной возможности образования дистальных хромитовых россыпей. Одним из эффективных инструментов для решения обозначенных проблем является датирование дегритового циркона, который содержится во всех изученных образцах песчаников. В настоящей статье представлены результаты U–Pb-датирования дегритового циркона из средне-пермской Сабантуйской палеороссыпи и обсуждаются его главные источники.

### ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии Уфимского Федерального Исследовательского Центра Российской Академии наук, Уфа, Россия

\*E-mail: rigel92@mail.ru

В тектоническом отношении район исследований приурочен к юго-восточной окраине

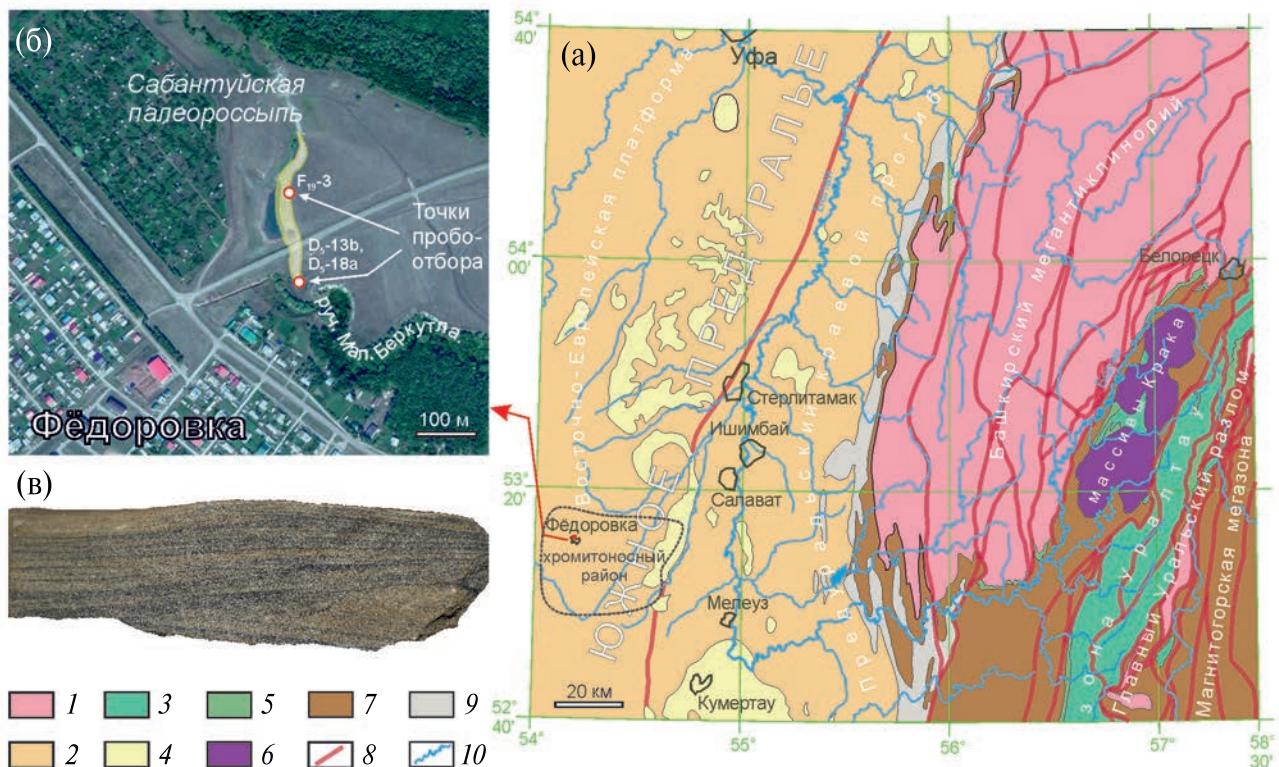


Рис. 1. а – структурно-тектоническая схема Южного Предуралья по [3]; б – спутниковый снимок с контуром Сабантуйской палеороссыпи; в – образец хромитового песчаника.

Легенда: 1 – осадочно-метаморфические комплексы рифея и венда, 2 – карбонатно-терригенные толщи перми, 3 – вулканогенно-осадочные комплексы ордовика, 4 – терригенные отложения неогена, 5 – вулканогенно-осадочные комплексы силура, 6 – оphiолиты, 7 – вулканогенно-осадочные комплексы девона, 8 – разломы, 9 – карбонатно-терригенные толщи карбона, 10 – реки.

Южно-Татарского свода. Сабантуйское рудо-проявление локализовано в толще полимиктовых песчаников казанского века (вордского – в Международной шкале) ( $P_2$ ) на левом берегу руч. Малая Беркутла (рис. 1 б). Хромитовая залежь размером  $350 \times 50$  м в плане и мощностью 0.9–1.0 м находится под 2-м пачкой мицритовых известняков уржумского века ( $P_2$ ). Ниже хромитовой залежи находятся горизонтально- и косослоистые граувакковые песчаники мощностью не менее 15 м, отлагавшиеся в условиях постоянного колебания уровня моря [3]. Хромитовые песчаники хорошо отсортированы и содержат обломки осадочных пород, кристаллических сланцев, базитов и серпентинитов, а также зёरна кварца, силикатных и рудных минералов. Они имеют карбонатный цемент контактного типа и представлены чередованием полос, богатых и бедных обломочной рудной фракцией. Содержание хромита в ней достигает 70 об. %, размер зёрен 150–250 мкм. Слои высокохромистых песчаников варьируют

от 1 до 130 мм по мощности (рис. 1 в), содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в них достигает 17.2 мас. %, в среднем в залежи  $10.6 \pm 5.8$  мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Помимо хромита, в тяжёлой фракции хромитовых песчаников установлены: титаномагнетит, ильменит, магнетит, амфибол, клинопироксен, циркон, рутил, гематит, эпидот, гранат.

## МЕТОДИКА

$\text{U-Pb}$ -изотопное датирование циркона выполнено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанный плазмой  $\text{NexION 300S}$  с приставкой для лазерной абляции  $\text{NWR 213}$  (ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”, Екатеринбург). Процедура измерения  $\text{Pb/U}$ -изотопных отношений и алгоритм расчёта возраста изложены в [9]. Диаметр кратера составлял 25 и 50 мкм в зависимости от морфологии зерна.  $\text{U-Pb}$ -возраст для стандартов  $\text{GJ-1}$ ,  $91500$  и  $\text{Plesovice}$  равен  $600.6 \pm 1.3$  (СКВО = 1.7, количество измерений  $N = 41$ ),  $1064.5 \pm 4.0$  (СКВО = 0.0062,  $N = 15$ )

И

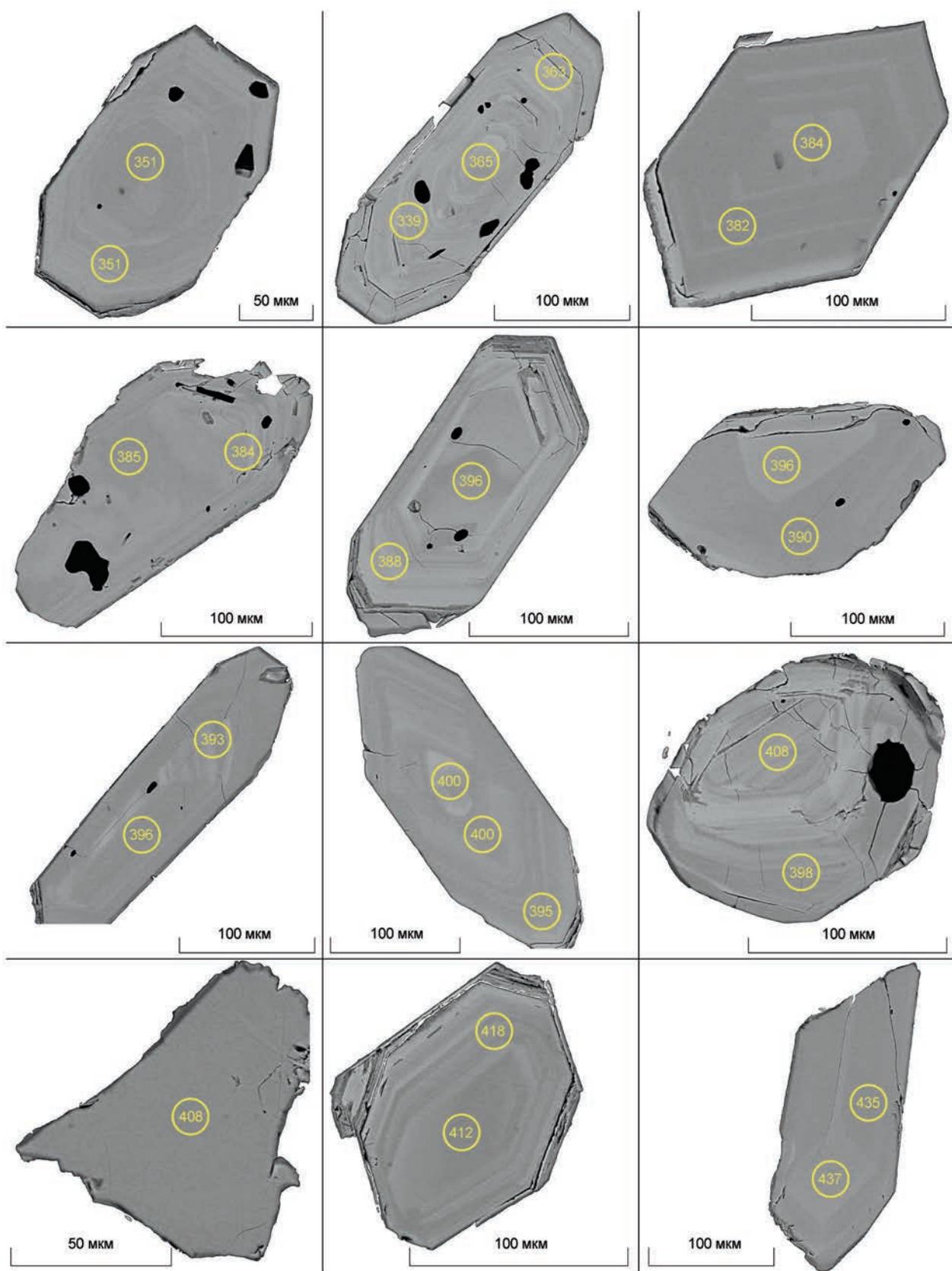


Рис. 2. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов представительных зёрен циркона с разметкой для локального LA-ICP-MS-анализа и обозначением  $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ -датировки.

$338.0 \pm 1.2$  (СКВО = 0.57,  $N = 17$ ) млн лет, соответственно, в рамках данной измерительной сессии, погрешность в виде  $1\sigma$ . Получено 253 определения U–Pb-возраста в 142 зёдрах циркона из трёх проб хромитовых песчаников: из южной ( $D_5$ -13b – средняя часть,  $D_5$ -18a – прикровельная часть залежи) и северной ( $F_{19}$ -3 – кровельная часть залежи) точек пробоотбора по простиранию (рис. 1 б). В каждом зерне циркона сделано от 1 до 3 определений в направлении от центра к краю.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Зёдра циркона под микроскопом имеют преимущественно бледно-жёлтую окраску и реже бесцветны. Они представлены идиоморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами с преобладающим размером 150–250 мкм, иногда обломками кристаллов (рис. 2). Большинство из них не имеет признаков окатанности. Небольшая часть зёрен окатана, некоторые из них резорбированы. Циркон обычно характеризуется осцилляторной, реже секториальной зональностью, либо не зонален. Многие зёдра содержат включения апатита размером до 100 мкм. Редко встречаются включения полевых шпатов, слюд и хлорита, обычно приуроченные к краям зёрен циркона.

На U–Pb-изотопной диаграмме с конкордией (рис. 3) показана вся совокупность полученных возрастных данных по дегритовому циркону. В 142 зёдрах из 253 определений 245 имеют конкордантные изотопные отношения ( $D < 10\%$ , по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -данным): в 5 проанализированных зёдрах дискордантные значения получены в ядрах, ещё в 3 зёдрах – в краях. В 130 зёдрах разница возраста ядра и края не превышает 10%, дискордантные определения исключены из выборки. Из 245 конкордантных определений 78 (31%) попадают в возрастной кластер 420–400 млн лет (рис. 4 а), а 57 определений (23%) находятся в диапазоне 440–420 млн лет. 84% всех определений приходится на диапазон возрастов от силура до карбона включительно. Никаких статистически значимых различий в распределении датировок между разными пробами песчаников не выявлено (рис. 4 а). Наибольшая выборка циркона (161 определение, или 66%) соответствует девонскому возрасту из которых:  $D_1$  – 57%,  $D_2$  – 24%,  $D_3$  – 19% (рис. 4 б, в). Ещё 13% (33 определения) датировок отвечают силуру, 15 определений (6%) относятся к нижнему карбону (из них только 5 получены в ядре, остальные – по краям зёрен с ядрами девонского

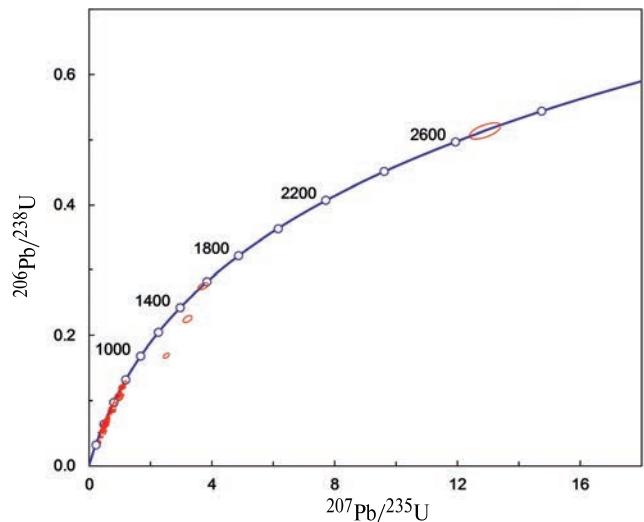


Рис. 3.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -изотопная диаграмма с конкордией для всех проанализированных зёрен дегритового циркона из Сабантуйской хромитовой палеороссыпи.

возраста), по 7 определений (3%) – к ордовику и кембрию, 3 определения (1%) – к венду, 17 определений (7%) – к рифею, 1 определение – к архею. При этом докембрийские возрасты циркона получены как в ядрах, так и в краях зёрен. Все зёдра с докембрийскими датировками окатаны.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изучение пермских глинисто-терригенных пород южной части Предуральского прогиба показало их связь с денудацией разнообразных по вещественному составу тектонически сближенных блоков коллизионного орогена, находившихся к западу от Уралтау [10]. При этом преобладающий тип источника не выявлен, а основная часть дегритовых цирконов (63%) из позднепермских песчаников Бельской впадины имеет ранне-среднерифейский возраст [10]. После заполнения Предуральского прогиба в конце ранней перми, терригенный материал стал поступать в более западные области, включая Южно-Предуральский хромитоносный район [3].

В возрастном диапазоне 400–420 млн лет, в который укладывается треть всех полученных датировок дегритового циркона из среднепермской Сабантуйской хромитовой палеороссыпи, на Южном Урале фиксируются проявления мафит-ультрамафитового и габбро-диоритового магматизма, образование высокобарических метаморфических комплексов и формирование надсубдукционных офиолитов [4, 5, 11–13].

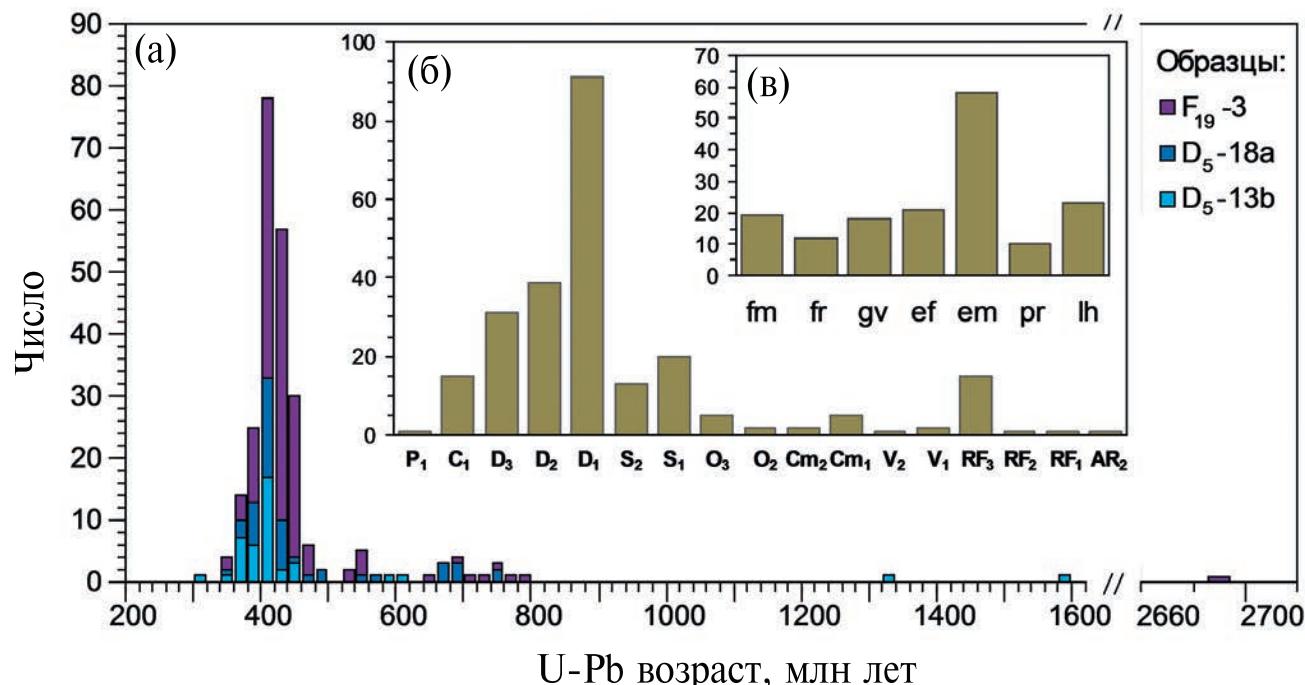


Рис. 4. Гистограммы распределения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов детритового циркона из хромитовых песчаников Сабантуйской хромитовой палеороссыпи: а и б – для всех с разделением (а) и без разделения (б) на пробы, в – для девонских датировок по ярусам.

В конце раннего девона в пределах Палеуральского океана происходит заложение зоны субдукции с формированием Магнитогорской островной дуги [5]. Наиболее ранние проявления островодужного магматизма датируются  $\text{D}_1\text{ems}_2$  (баймак-бурибаевский комплекс), который продолжался до  $\text{D}_2\text{zv}$ – $\text{D}_3\text{f}_1$  (улутауский комплекс) [14, 15]. Согласно [5] кордильера Урал-Тау, препятствовавшая распространению эродированного материала на запад, не существовала до позднего девона. Количество детритового циркона средне- и позднедевонского возраста в Сабантуйской палеороссыпи уступает раннедевонским, а большая её удалённость позволяет предположить, что вклад терригенного материала Магнитогорской дуги в пермских осадках Южного Предуралья был незначительным. Начиная с раннего карбона снос обломочного материала с Магнитогорской мегазоны на запад ещё менее вероятен и незначительное присутствие каменноугольных цирконов может быть связано с интрузиями этого возраста, находившимися к западу от Уралтау. По нашим данным [2, 3] главными источниками детритового хромита Сабантуйской палеороссыпи являлись офиолиты Южного Урала, более вероятно – Krakинский альхтон, но не исключено участие

Хабарнинского альхтона и массивов зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Поэтому в качестве главных источников циркона Сабантуйской палеороссыпи мы рассматриваем тектонические блоки магматических и осадочно-метаморфических пород (в особенности раннедевонского возраста), пространственно ассоциирующие с офиолитовыми массивами и меланжевым ореолом.

В Krakинском альхтоне габбро-афиболиты не датировались, но получены U-Pb-датировки циркона из пород массива Узянский Krak [6], характеризующие два этапа – 590–550 и 445–390 млн лет. Первый связывается с глубинным расслоением блоков лерцолитов на комплементарные серии дунитов и гранатовых пироксенитов, а второй – с их перемещением на верхнекоровыи уровень. Незначительно представлены “молодые” пермско-юрские (299–196 млн), а также “древние” архей-протерозойские (2037–632 млн) цирконы.

Систематические данные по геохронологическому изучению габбро-гипербазитовых и метаморфических комплексов Хабарнинского альхтона, включая изотопные K–Ar-, Ar–Ar-, Rb–Sr-, Sm–Nd-методы, а также U-Pb-датировки циркона, показали, что их формирование произошло

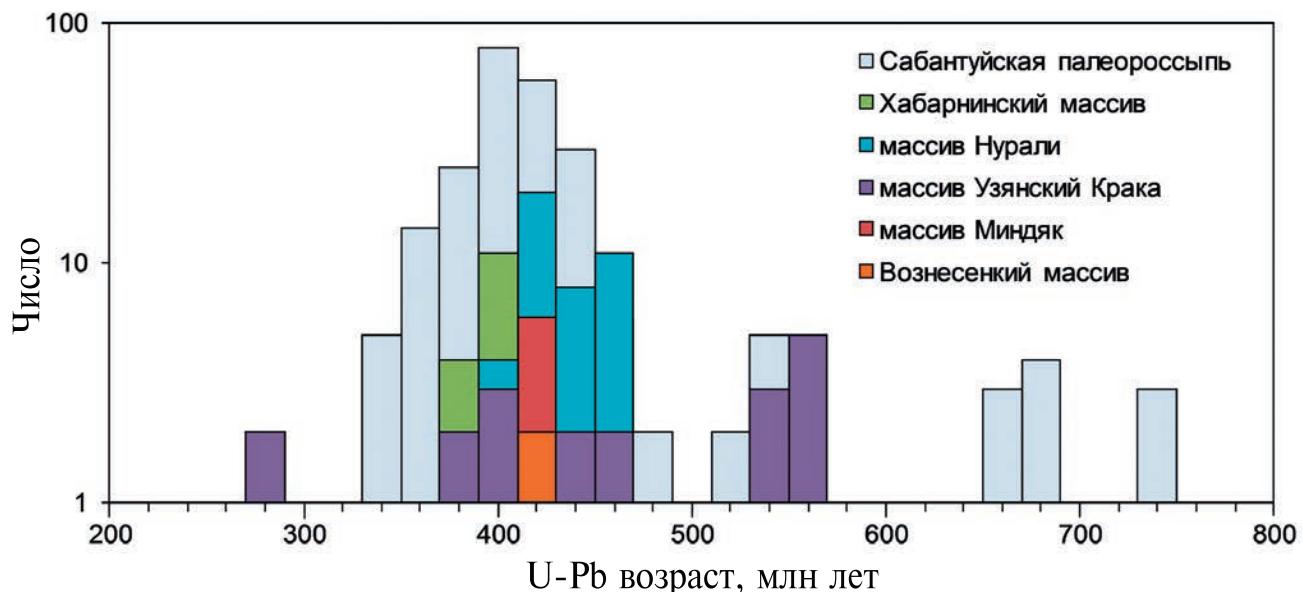


Рис. 5. Гистограмма распределения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов циркона из хромитовых песчаников Сабантуйской палеороссыпи Южного Предуралья и габброидных и метаморфических блоков, обрамляющих габбро-гипербазитовые массивы Южного Урала по данным [6–8, 12, 16].

в диапазоне 428–362 млн лет с небольшим преобладанием раннедевонских датировок [8].

В зоне ГУР многочисленные датировки выполнены для пород Нуралинского и Миндякского оphiолитовых массивов. По данным [7] U–Pb-возраст циркона из лерцолитов Нуралинского массива оценивается в интервале 448–439 млн лет, а возраст дунит-верлит-клинопироксенитовой полосчатой серии этого же массива –  $450 \pm 4$  млн лет [7, 11]. Габбро и диориты, залегающие в восточном обрамлении Нуралинского массива, датированы по циркону  $399 \pm 2$  и  $410 \pm 1$  млн лет [11]. Возраст высокобарических пироксенитов и гранатитов, ассоциированных с Миндякским лерцолитовым массивом, определён Sm–Nd- и U–Pb-методами в диапазоне 417–399 млн лет [12]. Кроме того, раннедевонскую датировку имеет Вознесенский габбро-диоритовый массив ( $412 \pm 3$  млн лет, U–Pb-метод по циркону), расположенный в ГУР южнее Нуралинского массива [16].

Сопоставление имеющихся U–Pb-датировок показало довольно хорошую сходимость возрастов детритового циркона Сабантуйской палеороссыпи и циркона из габбро-гранитоидных и метаморфических блоков, ассоциирующих с зонами меланжа в обрамлении оphiолитовых массивов Южного Урала (рис. 5). Морфологический облик этих зёрен циркона, характер зональности

и состав минеральных включений также сходны. Это даёт основание предполагать одновременный размыт хромитоносных оphiолитов и палеозойских (в особенности силурийских и девонских) магматических и метаморфических пород (несущих циркон), распространённых в меланже. Ранее мы показали, что состав детритового хромита, а также клинопироксена и амфибола полностью перекрывает диапазоном составов этих минералов из оphiолитов Крака [3, 17].

Более 80% всех докембрийских датировок изученного детритового циркона приходится на поздний рифей ( $\text{RF}_3$ ), что может указывать на присутствие в области денудации магматических комплексов Башкирского мегантиклиниория (БМА) [10]. В целом метаморфогенно-осадочные комплексы БМА, содержащие детритовый циркон архей-протерозойского возраста, вопреки нашим предположениям, не являлись основным источником терригенного материала в биармийскую эпоху перми в Южном Предуралье. В метаморфитах максютовского комплекса зоны Уралтау преобладает циркон с датировками древнее 500 млн лет [18, 19], в то же время присутствуют и девонские датировки циркона из эклогитов (360–395 млн лет), в особенности в преобразованных каймах зёрен. Однако по ксеноморфному облику они резко отличаются от детритового циркона Сабантуйской палеороссыпи.

Отношение Th/U во всех изученных нами зёрнах колеблется от 0.13 до 3.88, среднее 0.61, что в целом соответствует циркону магматогенного происхождения [20]. Таким образом, мы можем сделать вывод о тесной связи детритового циркона Сабантуйской хромитовой палеороссыпи с габброидными телами и, возможно в меньшей мере, с блоками метаморфических пород, пространственно ассоциирующими с офиолитовыми массивами Южного Урала и меланжем зоны ГУР. Это не противоречит и тому факту, что в указанных тектонических блоках присутствуют не только девонские, но и более древние породы (в особенности силурийские), а среди обломочного материала в хромитоносных песчаниках присутствуют метабазиты и серпентиниты. Мы не исключаем участие девонских магматических пород Магнитогорской островной дуги, а также осадочно-метаморфических комплексов зоны Уралтау, однако их роль в поставке как минимум рудного материала не могла быть значимой. Роль осадочных и метаморфических комплексов БМА, вопреки нашим ранним представлениям, не столь существенна. Полученные данные свидетельствуют о дистальном происхождении Сабантуйской палеороссыпи, что подчёркивает её уникальность.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт госбюджетных тем ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9) и ИГ УФИЦ РАН (№ FMRS-2022-0012).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рахимов И. Р. Свидетельство о регистрации базы данных RU20222622457 “Реестр хромитовых палеороссыпей Южного Предуралья”.
2. Rakhimov I. R., Saveliev D. E., Rassomakhin M. A., Samigullin A. A. Chromian Spinel from Kazanian-Stage Placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: Morphological and Chemical Features and Evidence for Provenance // Minerals. 2022. V. 12. P. 849.
3. Rakhimov I. R., Pushkarev E. V., Gottman I. A. Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources // Minerals. 2021. V. 11. № 7. P. 691.
4. Белова А. А., Рязанцев А. В., Разумовский А. А., Дегтярев К. Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
5. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.
6. Краснобаев А. А., Русин А. И., Русин И. А., Бушарина С. В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–522.
7. Краснобаев А. А., Русин А. И. Анфилогов В. Н., Вализер П. М., Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология лерцолитов Нуралинского массива // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 593–598.
8. Пушкирев Е. В., Бирюзова А. П., Готтман И. А., Юдин Д. С., Травин А. В., Костицын Ю. А. Геотектонический пазл Хабарнинского мафитультрамафитового альлохтона на Южном Урале: хронология сборки / Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 132–136.
9. Зайцева М. В., Пупышев А. А., Щапова Ю. В., Вотяков С. Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.
10. Маслов А. В., Мизенс Г. А., Бадида Л. В., Крупенин М. Т., Вовна Г. М., Киселёв В. И., Ронкин Ю. Л. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
11. Краснобаев А. А., Вализер П. М. Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2018. № 4. С. 574–584.
12. Пушкирев Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.
13. Scarlow J. H., Savelieva G. N., Glodny J., Montero P., Pertsev A. N. et al. The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24. № 2. P. 241–248.
14. Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–41.
15. Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны

- в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
16. Косарев А. М., Пучков В. Н., Ронкин Ю. Л., Серавкин И. Б., Холоднов В. В., Грабежев А. И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 62–66.
17. Рахимов И. Р. Детритовые клинопироксен и амфибол из хромитоносных песчаников казанского яруса в Южном Предуралье как индикаторы источника хромшпинелидов // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2022. № 3. С. 41–51.
18. Вализер П. М., Краснобаев А. А., Русин А. И. Жадеит-гроссуляровый эклогит Максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
19. Голионко Б. Г., Рязанцев А. В., Дегтярев К. Е., Ка-ныгина Н. А., Кузнецов Н. Б., Шешуков В. С., Дубенский А. С., Гареев Б. И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb-датирования зёрен обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17.
20. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon: Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.

## U-Pb AGE OF DETRITAL ZIRCONS FROM THE MIDDLE PERMIAN SABANTUY CHROMITE PALEOPLACER (SOUTHERN PRE-URALS)

I. R. Rakhimov<sup>a,b,✉</sup>, E. V. Pushkarev<sup>1</sup>, V. S. Chervyakovskiy<sup>1</sup>, S.A. Dyakova<sup>2</sup>

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev December 25, 2023.

<sup>a</sup>Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>b</sup>Institute of Geology, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation  
✉E-mail: rigel92@mail.ru

The first U-Pb dating of detrital zircon from chromite sandstones of the Middle Permian Sabantuy paleoplacer, localized in the Southern Pre-Urals, has been obtained. The distribution of U-Pb dates is unimodal with a peak at 420–400 Ma. Two-thirds of all ages are Devonian, and more than half of them correspond to the Early Devonian, during which supra-subduction ophiolitic and accompanying high-pressure metamorphic complexes were formed in the Southern Urals, and ultramafic-mafic magmatism was occurred. These spatially combined geological bodies exposed in the melange zone of the Main Uralian Fault or tectonically moved to the west of it as a ophiolite allochthons, are the main sources of detrital chromite and zircon in the Sabantuy paleoplacer.

**Keywords:** Southern Pre-Urals, chromite paleoplacer, detrital zircon, U-Pb age, provenance

УДК 550.93:551.72:549.514.81 (1-924.15)

## МЕТАПЕСЧАНИКИ ВИЛЕНГСКОЙ СВИТЫ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА: СОСТАВ, ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИСТОЧНИКИ СНОСА

© 2024 г. С. В. Межеловская<sup>1,\*</sup>, Е. В. Асафов<sup>2</sup>, А. Н. Кошлякова<sup>2</sup>, Д. П. Тобелко<sup>2</sup>,  
А. Д. Межеловский<sup>3</sup>, академик РАН А. В. Соболев<sup>4</sup>

Поступило 09.02.2024 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принято к публикации 11.03.2024 г.

Проведённые изотопно-геохронологические исследования метапесчаников виленгской свиты Ветреного пояса позволили выделить две основные и две второстепенные возрастные группы дегритового циркона. Для группы циркона с возрастом  $2751 \pm 7$  млн лет потенциальным источником могут являться поздние гранитоиды (гранодиорит-гранит-лейкограниты), широко развитые на севере Водлозерского домена. Источник с возрастом  $2823 \pm 5$  млн лет на сегодняшний день не установлен в прилегающей части Карельской гранит-зеленокаменной области. Источником циркона с возрастом 2874 млн лет являются породы БАДР-серии и адакиты Сумозёрско-Кенозёрского зеленокаменного пояса. В результате предшествующего изучения дегритового циркона из базальных горизонтов разреза Ветреного пояса (токшинская свита), а также из подстилающих метапесчаников отложений (кожозерская свита) были установлены точно такие же основные возрастные пики, что может свидетельствовать о стабильной тектонической обстановке в начале палеопротерозоя и единой области сноса обломочного материала. Небольшой вклад при формировании метапесчаников могли внести породы средне-кислого состава с возрастом 2940 млн лет.

**Ключевые слова:** Ветреный пояс, палеопротерозой, метапесчаники, виленгская свита, дегритовый циркон, U–Pb-датирование

**DOI:** 10.31857/S2686739724070028

### ВВЕДЕНИЕ

На рубеже архея и протерозоя на территории Балтийского щита в интервале 2.53–2.41 млрд лет был широко проявлен этап инициального магматизма. Магматическую активность связывают с процессами рифтогенеза, многие из которых приурочены к границам крупных архейских блоков. В результате этих процессов были сформированы многочисленные протяжённые структуры, сложенные вулканогенно-осадочными комплексами, относящимися к палеопротерозою. Палеопротерозойские образования имеют длительную эволюцию, история становления

их современного структурного положения связана с многочисленными тектоническими и метаморфическими преобразованиями, что привело в значительной степени к нарушенному залеганию. Учитывая данные особенности, правомерность применения исключительно литологического подхода при корреляции образований, разобщённых по всему Балтийскому щиту, не всегда себя оправдывает. В связи с этим необходим комплексный подход к изучению стратифицированных образований.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Структура Ветреный пояс является ярким представителем разреза нижнего протерозоя, к стратиграфии которого пока ещё остаётся много вопросов [1]. Расположен на востоке Карельского кратона, ограничен Беломорским подвижным поясом на северо-востоке и Карельской гранит-зеленокаменной областью на юго-западе (Приложение 1). В строении Ветреного пояса согласно [2] чередуются метаосадочные

<sup>1</sup>Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт наук о Земле, Университет Гренобль Альпы, CS40700, Гренобль, 38058 CEDEX 9, Франция

\*E-mail: Mezhelsofa@gmail.com

Акротема	Эзонотема	Комплекс	Надгоризонт	Колонка		Мощность, м	Характеристика пород
				Гол-18-3	?		
Протерозой	Нижний	Карелий	Суминский			4000	Свита ветреный пояс. Коматитовые метабазальты, туффиты среднего и основного состава. Sm-Nd возраст 2410±34 (Пухтель и др., 1997; Re-Os возраст - 2407±6 млн лет). (Puchtel et al 2016)
						1200-1500	Виленгская свита. Песчаники с прослойями алевролитов и обломками кремнистых сланцев, светло-серые кремнистые породы, алевролиты с метапелитами, тонкослоистые темные кремнистые сланцы, метапесчаники, в верхах карбонат-хлорит-альбит-кварцевые сланцы.
						400-600	Кожозерская свита. Зеленые сланцы по туффитам, мраморизованные карбонатные и доломитовые сланцы, Потоки порфировых метаплагиобазальтов, мелко-среднезернистые метапесчаники с
						250	Калгачинская свита. Конгломераты с аргиллитовым или алевролитовым цементом, с галькой гранитного и основного состава.
						700-1000	Киричская свита. Метандезиты и метандезибазальты с прослойями туфов. В основании коматитовые метабазальты. U-Pb возраст 2437 млн лет (Пухтель и др., 1997).
						300-1500	Токшинская свита. Кварциты, кварцевые гравелиты, полимиктовые песчаники, в основании конгломераты.
Архей							Метаморфические комплексы Карельской гранит-зеленокаменной области

Рис. 1. Сводный разрез Ветреного пояса по [2] с дополнениями. Звёздочкой показано местоположение изученных метапесчаников.

(кварциты, метапесчаники, метаконгломераты, мрамора по известнякам и доломитам, метапелиты и матаалевролиты) и метавулканогенные (андезибазальты, плагиобазальты и коматитовые базальты) толщи, мощностью от первых сотен метров до первых км (рис. 1). Весь комплекс Ветреного пояса претерпел низкотемпературные

метаморфические преобразования не выше зеленосланцевой фации. Возраст завершающих разрез коматитовых базальтов по данным [3] составляет  $2407 \pm 6$  млн лет. Однако сходство разреза Ветреного пояса с таковыми в других аналогичных структурах Балтийского щита (Шомбозёрский, Лехтинский синклиниорий, Онежская

структурой и др.) заставило поставить под сомнение его стратиграфическую последовательность, что нашло своё отражение в материалах государственных геологических карт [4], где комплексы структуры относятся к людиковийскому надгоризонту палеопротерозоя (2100–1920 млн лет). Для уточнения стратиграфии верхней части разреза авторами были изучены метапесчаники виленгской свиты.

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе приведены результаты петрографо-geoхимического и изотопно-геохронологического исследования метапесчаников верхней части разреза виленгской свиты Ветреного пояса, подстилающей коматитовые базальты. Образцы отобраны к северу от г. Голец, расположенной в СЗ-части структуры ( $63^{\circ}46'51''$  с. ш.,  $35^{\circ}48'0.2''$  в. д.). По данным предшественников [2], терригенные образования виленгской свиты прослежены более чем на 250 км от г. Голец на северо-западе, до р. Онега на юго-востоке структуры. В составе виленгской свиты развиты чёрные и тёмно-серые метапесчаники, метаалевролиты и сланцы по аргиллитам. В подчинённом количестве в разрезе присутствуют сланцы по туфам основного состава. В верхней части разреза появляются олигомиктовые метапесчаники [5], из которых была отобрана пробы (Гол-18-06) для геохронологического изучения.

## МЕТОДЫ

Выделение дегритового циркона из пробы Гол-18-06 выполнено в минералогической лаборатории Геологического института РАН по стандартной методике с применением тяжёлой жидкости. Выделенные зёрна циркона были имплантированы в эпоксидные шашки диаметром один дюйм и приполированы до середины каждого зерна. Все зёрна были изучены с помощью оптического микроскопа, и для них были получены изображения в отражённых электронах (BSE) и в катодных лучах (CL, Приложение 2, рис 2.1). U–Pb-датирование дегритового циркона выполнено в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанный плазмой Element XR (“Thermo Scientific”), оснащённым устройством лазерной абляции UP-213 (“New Wave Research”). Для определения возраста циркона использовались геохронологические данные по изотопному  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -отношению.

Более подробная информация о методике работы представлена в Приложении 2. Изотопно-геохронологическое изучение 112 зёрен циркона, включая микроэлементный анализ, проводилось в Лаборатории микроанализа ISTerre Университета Гренобль-Альпы (Гренобль, Франция) с использованием системы лазерной абляции (RESOlution SE, Applied Spectra) в сочетании с одноколлекторным квадрупольным масс-спектрометром (Agilent 8900 ICP-QQQ). Более подробная информация приведена в Приложении 2. Результаты представлены в виде гистограммы и графика кумулятивной вероятности на (рис. 3). Валовой состав пород и концентрация элементов-примесей измерялись в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре S4 Pioneer X-Ray (“Bruker”, Germany) и методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Element-2 (“Thermo Fisher Scientific”, Germany). Подробная методика для данного метода описана [6]. Результаты измерений приведены в Приложении 4.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Петрографо-geoхимические данные.* Метапесчаники виленгской свиты описаны и изучены авторами в коренном обнажении, шириной выходов около 200 м к северу от г. Голец (Беломорский р-он Республики Карелия). В скальных выходах наблюдаются рассланцованные серо-зеленоватые, местами бежевые метапесчаники с бластопсаммитовой структурой.

Основной минерал – кварц – представлен мелкими (менее 1 мм) зёрнами, часто имеющими форму линз, ориентированных согласно сланцеватости пород. В подчинённом количестве находятся мелкие слабоокатанные таблитчатые кристаллы полевых шпатов. Цемент представлен удлинённо-призматическими агрегатами мусковита и хлорита. По содержанию  $\text{SiO}_2$  (Приложение 4) породы являются высококремнистыми, по гидролизатному модулю ( $\text{GM} = 0.3$ ) и железному модулю ( $\text{JM} = 0.2$ ) – относятся к нормально-железистым олигомиктовыми песчаниками. Алюмокремниевый модуль ( $\text{AM} = 0.2$ ) характеризует породы как обычные песчаники, по модулю нормированной щёлочности ( $\text{HKM} = 0.3$ ) породы являются нормально-щёлочными, фемический модуль ( $\text{FM} = 0.05–0.09$ ) указывает на незначительное привнос материала основного состава. Титановый модуль ( $\text{TM} = 0.03–0.04$ ) и ICV (Index of compositional

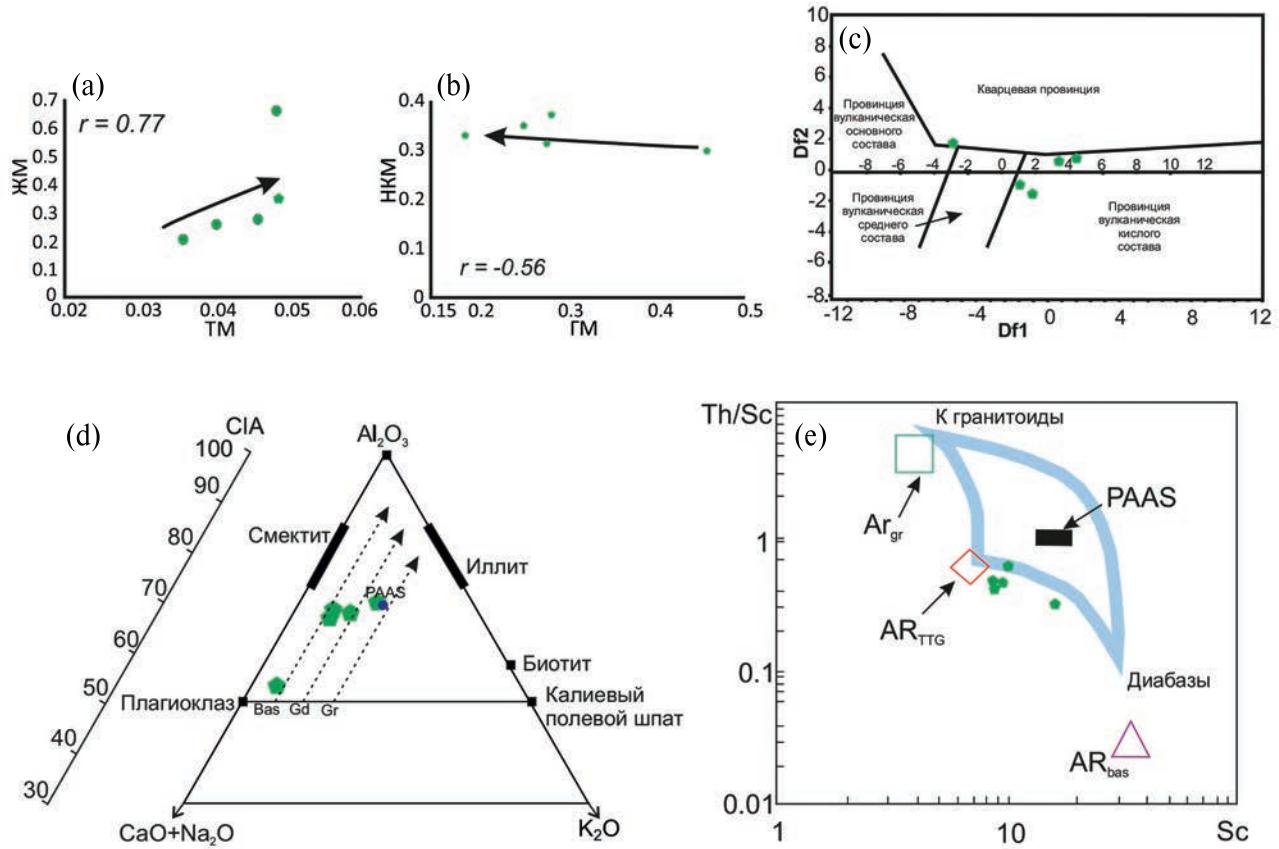


Рис. 2. Точки составов метапесчаников виленгской свиты на диаграммах: а – ТМ-ЖМ; б – ГМ-НКМ; в – Df1-Df2 [8]; д – (CaO+Na<sub>2</sub>O)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O [9]; е – Sc-Th/Sc [10].

variability) – 1.18–1.25 указывают на низкую степень зрелости осадков. Между ЖМ-ТМ наблюдается выраженная положительная корреляция  $r = 0.78$  по пяти анализам, а между НКМ-ГМ устойчивая отрицательная корреляция  $r = 0.56$ , что согласно представлениям [7] характеризует породы как петрогенные. Породы источника претерпели минимальные изменения в процессе химического выветривания, что выражается в низком значении индексов CIA (Chemical Index of Alteration) – 56–58 и CIW (Chemical index of weathering) – 60–62, Th/U-отношение находится в интервале 3.62–3.85, что характерно для пород верхней континентальной коры и может свидетельствовать о различных по составу источниках сноса. Положение фигуративных точек составов метаосадков на дискриминантной диаграмме DF1–DF2 [8] попадает в поля провинций кислого и среднего состава. Согласно диаграмме (CaO+Na<sub>2</sub>O)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O [9], метапесчаники формируют тренд разрушения слабоизменённых гранодиоритов и гранитов. На диаграмме Sc-Th/Sc [10] точки составов расположены возле области развития архейских ТТГ пород (рис. 2).

Отношения индикаторных элементов примесей (La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, V/Ni, Cr/Zr, Cr/V, Cr/Ni) в метапесчаниках свиты (Приложение 4) близки к средним содержаниям в кислых вулканических породах и ТТГ комплексов архея по [11].

**Изотопно-геохимические данные.** Проведено U–Pb-датирование 222 зёрен циркона (проба Гол-18-06), 118 имеют значения с дискордантностью (D) <5% (Приложение 3). На гистограмме распределения возрастов с графиком плотности вероятности наблюдается полимодальное распределение с основным пиком 2820 млн лет (рис. 3 б), данная популяция составляет 39% от рассматриваемой выборки. Группа циркона характеризуется призматическими зёренами (Приложение 2) с тонкой осциляторной зональностью, иногда сохраняются грани, зачастую наблюдаются более древние ядра и новообразованные каймы, Th/U-отношения в среднем составляют 0.4. Конкордантный возраст по 31 зерну составляет  $2823 \pm 5$  млн лет, СКВО 0.063 (рис. 3 г).

Вторая по численности популяция (32% зёрен) со средневзвешенным возрастом 2761 млн

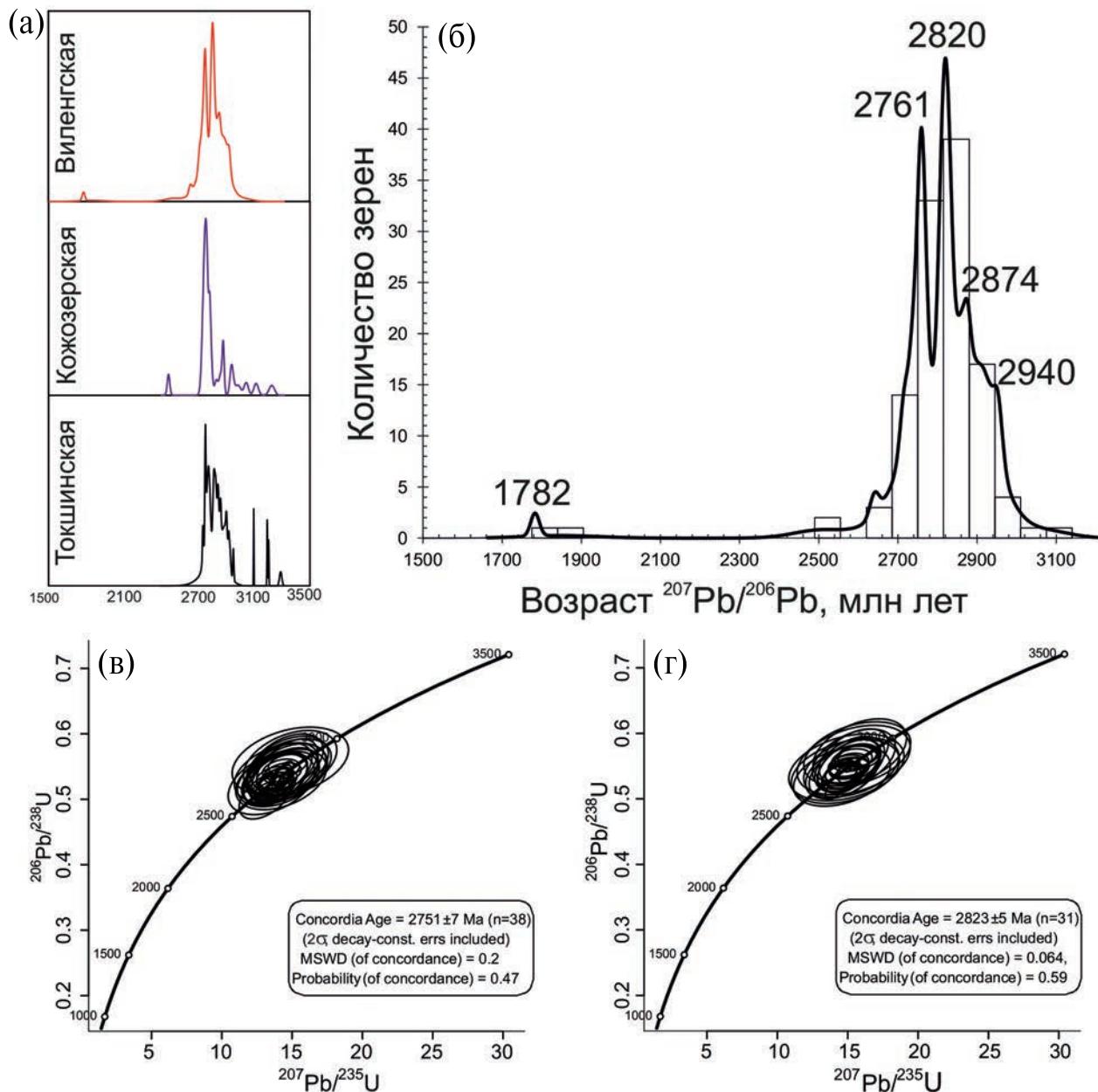


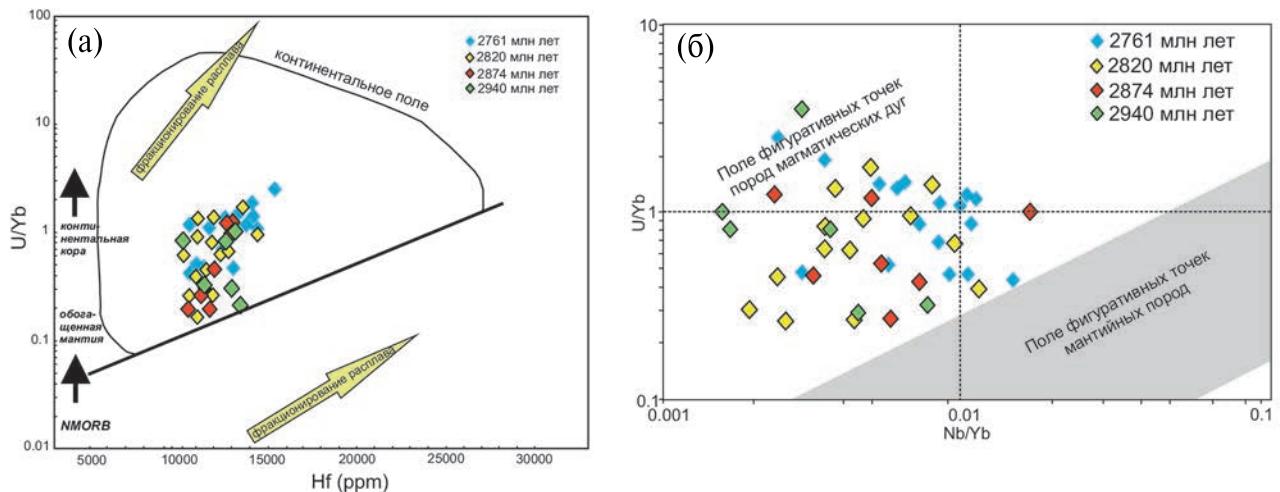
Рис. 3. U-Pb-возрасты и изотопные данные для 118 зёрен дегритового циркона из метапесчаников виленгской свиты Ветреного пояса (проба Гол-18-3): (а) – Кривые распределения плотности вероятности для цирконов виленгской свиты в сравнении с данными для токшинской и кожозерской свит Ветреного пояса [13, 16], (б) – гистограмма распределения и кривая относительной вероятности; в, г – диаграммы с конкордией для зёрен циркона из метапесчаников виленгской свиты (в) – конкордантный возраст поздней популяции, (г) – конкордантный возраст ранней популяции.

лет, представлена группой циркона также с призматическими зёренами (Приложение 2) с тонкой осциляторной зональностью. Однако имеет более высокое среднее Th/U-отношение – 0.82. Конкордантный возраст по 38 зёренам составил  $2751 \pm 7$  млн лет, СКВО 0.2 (рис. 3 в).

Около 16% зёрен имеют средневзвешенный возраст 2874 млн лет (рис. 3 б) и формируют второстепенную популяцию. По морфологии зёरна представлены овальными, слегка вытянутыми

кристаллами, с сохранившимся гранями, наблюдается тонкая ростовая зональность, по краям некоторых зёрен наблюдаются пористые участки, связанные с гидротермальными изменениями. Среднее отношение Th/U = 0.3.

Порядка 13% зёрен в рассматриваемой выборке имеют средневзвешенный возраст 2940 млн лет (рис. 3 б). Данная группа циркона характеризуется, в большей степени, окатанными зёрами и их обломками, что может свидетельствовать



**Рис. 4.** Составы детритового циркона из метапесчаников виленской свиты на дискриминантных диаграммахtekно-магматических источников: а –  $U/Yb$  –  $Hf$  (ppm); б –  $U/Yb$  –  $Nb/Yb$ . Поля нанесены по [12].

о частичном механическом износе при транспортировке материала, зональность плохо проявлена и носит секториальный характер.  $Th/U$ -отношения в среднем 0.6.

Отношение  $(Yb/Gd)_N$  в цирконе составляет 7–15. На дискриминационной диаграмме  $U/Yb$  –  $Hf$  [12] все фигуративные точки расположены в континентальном поле, а на диаграмме  $Nb/Yb$  –  $U/Yb$  точки составов расположены между полем пород океанической коры и полем магматических дуг (рис. 4). Отношение  $U/Yb$  в цирконе находится в интервале 0.2–2.5, в среднем составляет 0.8–1, что характерно для магматических дуг сформированных на континентальной коре.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Ветреный пояс является рифтогенной структурой раннепротерозойского возраста и несёт в себе важную информацию об эволюции геодинамических условий восточной части Кольско-Карельского палеоконтинента. В настоящее время остаются дискуссионными вопросы стратиграфии Ветреного пояса, в частности возраст и условия формирования виленской свиты. Так, согласно [4], породы свиты относятся к людико-вийскому надгоризонту палеопротерозоя, однако принимая во внимание надёжный изотопный возраст перекрывающих коматитовых базальтов  $2407 \pm 6$  млн лет [3], более молодой возраст метапесчаников может быть только при условии их аллохтонного залегания.

Анализ петрохимических данных показал, что метапесчаники являются осадками первого цикла седиментации, сформированными за счёт разрушения кислых вулканических пород и ТТГ-комплексов с потенциальной областью сноса материала, расположенной в непосредственной близости к бассейну седиментации.

Полученные изотопные данные позволяют разделить выборку цирконов на несколько возрастных групп. Первая группа – популяция циркона с возрастом  $2823 \pm 5$  млн лет. Для данной группы коренной источник не установлен, но стоит отметить, что данный возрастной пик наблюдается в подстилающих базальтовых кварцах токшинской свиты Ветреного пояса [13], а также в кварцевых аренитах Маткалахтинского зеленокаменного пояса [14]. Для последнего источником циркона были предложены богатые кварцем апикальные части малоглубинных трондьемитов и риолит-порфиров субвулканической фации с возрастом 2.91 млрд лет [15].

Вторая группа циркона из метапесчаников виленской свиты имеет конкордантный возраст  $2751 \pm 7$  млн лет, такая же популяция обнаружена в подстилающих метапесчаниках кожозёрской свиты [16]. Источником сноса данной возрастной группы рассматривается комплекс плагиомикролитовых гранитоидов с возрастом в интервале 2.68–2.75 млрд лет [17], сформировавшихся на завершающем этапе становления архейской коры на рассматриваемой территории.

Источником второстепенной популяции с возрастом 2874 млн лет могут выступать породы

базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР)-серии и адакиты слагающие верхнюю часть разреза Сумозёрско-Кенозёрского зеленокаменного пояса,  $U-Pb$ -возраст которых по [18] составляет  $2875 \pm 2$  млн лет.

Источник для более древней группы циркона с возрастом 2940 млн лет, на сегодняшний день не установлен в прилегающих комплексах, однако в пределах Ведлозёрско-Сегозёрского зеленокаменного пояса известны крупные субвулканические тела дацитов с  $U-Pb$ -возрастом  $2935 \pm 20$  млн лет [19], секущие коматит-базальтовую часть мезоархейского разреза. Так, по мнению [2], данный возраст может ограничивать время формирования высокомагнезиальной ассоциации и одновременно быть независимым индикатором существования средне-кислого магматизма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрографо-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение метапесчаников виленгской свиты Ветреного пояса позволило выделить две основные и две второстепенные популяции дегритового циркона в их составе. Потенциальным источником для популяции циркона с возрастом  $2751 \pm 7$  млн лет могут являться плагиомикроклиновые гранитоиды завершающего этапа становления архейской коры в этом регионе. Источник с возрастом  $2823 \pm 5$  млн лет на сегодняшний день не установлен в прилегающей части Карельской гранит-зеленокаменной области, однако низкая степень зрелости метапесчаников не позволяет рассматривать удалённые источники сноса. Небольшой вклад при формировании метапесчаников внесли магматические комплексы Сумозёрско-Кенозёрского зеленокаменного пояса с возрастом 2874 млн лет. Источником древней группы циркона с возрастом 2940 млн лет могли быть средне-кислые продукты магматизма субвулканической фации, аналогичные таковым на западе Водлозёрского блока.

Установленные возрастные пики согласуются с данными, полученными авторами для нижних свит Ветреного пояса (токшинская и кожозерская свита) (рис. 3 а) [13, 16]. Это может свидетельствовать о стабильной тектонической обстановке в начале палеопротерозоя и ограниченной локальной области сноса обломочного материала при формировании осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного пояса. Таким образом, породы виленгской свиты вероятно не могут

выступать в роли самостоятельного аллохтона, и являются составной частью единого осадочного разреза Ветреного пояса.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А. Везинету за помощь в проведении анализов и обработке данных.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-77-00081, <https://rscf.ru/project/22-77-00081/>

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Межжеловская С. В., Межжеловский А. Д. Палеопротерозойская структура Ветреный пояс: нерешенные вопросы // Труды КарНЦ РАН. 2022. № 5. С. 99–102.
2. Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
3. Puchtel I. S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 180. P. 227–255.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-1 (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: СПб. ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.
5. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Галдобина Л. П., Соколов В. А. (ред.). Петрозаводск: Карелия, 1982. 207 с.
6. Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M., Ermolaev B., Golubchikov V., Gorbunov A., Sheshukov V. An Investigation of the Reliability of HF Acid Mixtures in the Bomb Digestion of Silicate Rocks for the Determination of Trace Elements by ICP-MS // Geoanal. Res. 2016. V. 40. № 4. P. 583–597.
7. Юдович Я. Э., Кеприс М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
8. Roser B. D., Korsch R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
9. Nesbitt H. W., Young G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on

- thermodynamic and kinetic considerations // *J. Geol.* 1982. V. 48. P. 1523–1534.
10. *Floyd P. A., Leveridge B. E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc.* 1987. V. 144. № 4. P. 531–542.
  11. *Condie K. C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
  12. *Grimes C. B., John B. E., Kelemen P. B. et al.* Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology*. 2007. V. 35. P. 643–646.
  13. *Межеловская С. В., Корсаков А. К., Межеловский А. Д., Бибикова Е. В.* Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса // Стратигр. Геол. Коррел. 2016. Т. 24. № 2. С. 1–14.
  14. *Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратигр. Геол. Коррел. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
  15. *Сергеев С. А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1989. 24 с.
  16. *Межеловская С. В., Юшин К. И., Межеловский А. Д.* Геохимия циркона из метаосадочных пород котозерской свиты Ветреного пояса // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А. Г. Коссовской и И. В. Хворовой. 2023. С. 120–124.
  17. *Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С.* Архейская тоналит-трондемит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // Стратигр. Геол. Коррел. 2022. Т. 30. № 4. С. 2–21.
  18. *Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V., Garbe-Schönberg C.-D., Samsonov A. V., Shchipansky A. A.* Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 3579–3595.
  19. *Бибикова Е. В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Hayka, 1989. 256 с.

## META-SANDSTONES OF THE VILENGA SUITE IN THE VETRENY BELT: COMPOSITION, ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL CHARACTERISTICS AND SOURCES OF EROSION

S. V. Mezhelovskaya<sup>a, #</sup>, E. V. Asafov<sup>b</sup>, A. N. Koshlyakova<sup>b</sup>, D. P. Tobelko<sup>b</sup>,  
A. D. Mezhelovsky<sup>c</sup>, Academician of the RAS A. V. Sobolev<sup>d</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*  
<sup>b</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russian Federation*  
<sup>d</sup>*l’Institut des Sciences de la Terre, University Grenoble Alpes, CS40700, Grenoble, 38058 CEDEX 9, France*  
#E-mail: Mezhelsofya@gmail.com

Isotopic-geochronological studies of meta-sandstones from the Vilenga Suite in the Vetryny Belt have allowed the identification of two primary and two secondary age group of detrital zircons. For the zircon group with a  $207\text{Pb}/206\text{Pb}$  age of  $2751 \pm 7$  Ma, potential sources could be late granitoids (granodiorite-granite-leucogranites) extensively spread within northern part of Vodlozersky Domain. The source with a  $207\text{Pb}/206\text{Pb}$  age of  $2823 \pm 5$  Ma has not been identified within the adjacent Karelian granite-greenstone terrain as of today. The source of zircon with an age of 2874 Ma are the rocks of the BADR series and adakites of the Sumozero-Kenozero greenstone belt. Previous studies of detrital zircons from the basal horizons of the Vetryny Belt section (Tokshinskaya Suite) and the underlying meta-sandstones (Kozhovskaya Suite) revealed exactly the same primary age peaks, suggesting a stable tectonic setting in the early Paleoproterozoic and a limited unified erosion area. A minor contribution to the formation of meta-sandstones could be made by rocks of intermediate-acidic composition with an age of 2940 million years.

**Keywords:** Vetryny Belt, Paleoproterozoic, meta-sandstones, Vilenga Suite, detrital zircon, U-Pb dating

## ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТОККИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ИСТОЧНИКИ И ОБЛАСТИ СНОСА

© 2024 г. Т. М. Сковитина<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>2</sup>, И. Н. Бучнев<sup>2</sup>, В. П. Ковач<sup>2</sup>,  
С. Д. Великославинский<sup>2</sup>, Е. В. Толмачева<sup>2</sup>, Е. В. Адамская<sup>2</sup>,  
О. В. Бобровская<sup>3</sup>, В. А. Горовой<sup>1</sup>

Поступило 13.12.2023 г.

После доработки 05.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

Представлены результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований дегритового циркона из четвертичных песчаных отложений Токкинской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Показано, что их главными источниками были мезоархейские тоналит–трондемитовые ортогнейсы и метавулканиты, а также мезо- и неоархейские син- и постколлизионные гранитоиды Чаро–Олекминского геоблока Алданского щита, которые находятся вблизи от Токкинской впадины. Причём поступление осадочного материала в неё могло происходить в процессе таяния ледников, покрывавших Удоканское поднятие на юге и Кодарское поднятие на севере в среднее–позднечетвертичное время.

**Ключевые слова:** песчаные отложения, дегритовый циркон, геохронология, Токкинская впадина, Байкальская рифтовая зона

**DOI:** 10.31857/S2686739724070034

Вопрос о происхождении четвертичных песков, широко распространённых в межгорных впадинах Прибайкалья был поставлен ещё в конце девятнадцатого–начале двадцатого веков И.Д. Черским (1886) и В.А. Обручевым (1914, 1929, 1937), и до сих пор считается из центральных вопросов при попытке понять основные черты развития рельефа Байкальской рифтовой зоны в кайнозое [1]. Для решения проблемы происхождения четвертичных песков является важным и необходимым: 1) идентифицировать источники и определить области сноса четвертичных песчаных отложений; 2) установить механизмы и пути переноса песчаных частиц от источников в бассейны седиментации; 3) получить информацию о природе транспортирующих процессов, осуществлявших перенос рыхлого материала; 4) реконструировать среды и палеографические условия накопления этих осадков.

Для решения первой задачи, а именно идентификации источников и определения областей сноса терригенного материала четвертичных отложений во впадинах Байкальской рифтовой зоны одним из наиболее эффективных подходов является геохронологическое изучение (U–Th–Pb-метод, (LA-ICP-MS)) зёрен дегритового циркона. Кроме того, результаты этих исследований позволяют получить информацию о возрастных рубежах формирования континентальной коры южной части Сибирского кратона и сопредельных территорий Центрально-Азиатского складчатого пояса.

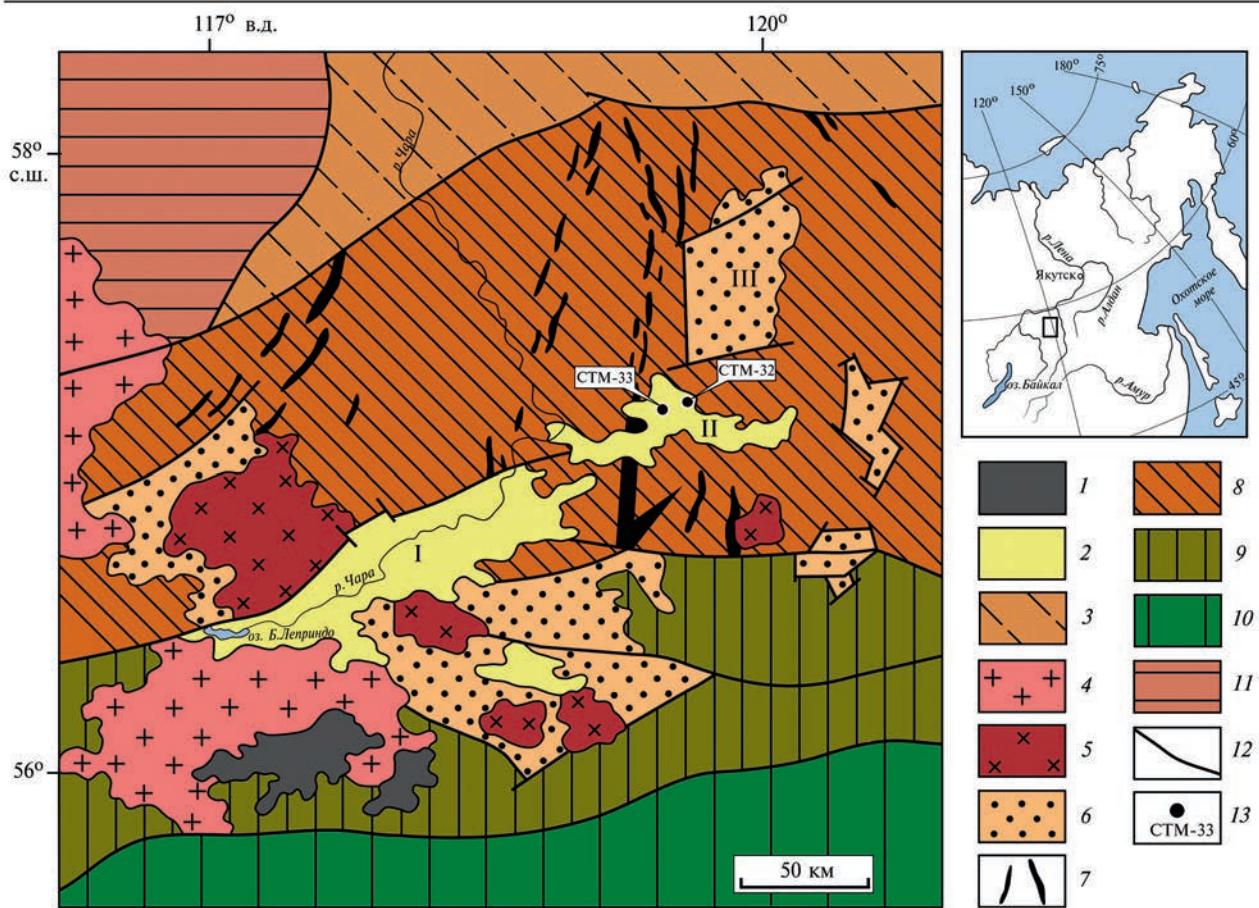
В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований зёрен дегритового циркона из четвертичных песчаных отложений Токкинской впадины, которая является терминалльной на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны. Эта впадина не может считаться “полнценной” рифтовой впадиной, так как не имеет ярко проявленного морфологического выражения, типичного для других впадин байкальского типа, о чём свидетельствуют её “грубоугловатые очертания и изометричность” [1]. По-видимому, правильно относить её к промежуточному звену

<sup>1</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембра Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: tatiana\_skovitina@mail.ru



**Рис. 1.** Схема геологического строения западной части Алданского щита. 1 – кайнозойские платобазальты ( $N_2$ -Q); 2 – кайнозойские песчаные отложения рифтовых впадин; 3 – мезозойские, палеозойские и неопротерозойские платформенные отложения; 4 – фанерозойские гранитоиды; 5 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 6 – палеопротерозойские метаосадочные породы удоканской серии; 7 – слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы мезоархейских зеленокаменных поясов субганского комплекса; 8 – мезо- и палеорхейские тоналит-трондемитовые ортогнейсы и мезоархейские интрузивные гранитоиды Чаро-Ол'кминского геоблока Алданского щита; 9 – зона сочленения Алданского щита и Центрально-Азиатского подвижного пояса (Становой структурный шов); 10 – Селенгино-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского подвижного пояса; 11 – Байкало-Патомская область; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера. Римскими цифрами обозначены: I – Чарская впадина, II – Токкинская впадина, III – Угийский грабен.

между большими и малыми впадинами Байкальской рифтовой зоны [2]. Более ёмкая характеристика структурных и тектонических особенностей, анализ рельефа и связанных с ним осадочных и вулканогенных образований, а также закономерности соотношения древней и кайнозойской структур на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны и относящейся к нему Токкинской рифтовой впадины, представлены в работах ([1–6] и др.).

Строение геологического субстрата, на котором развивается Токкинская впадина определяется сопряжением в этом районе древнейших структурных элементов и магматических комплексов западной части Алданского щита (рис. 1).

Новейшая рифтовая структура Токкинской впадины является наложенной и ориентирована ортогонально по отношению к главному структурному плану западной части Алданского щита [3–6].

Протяжённость впадины составляет около 80 км, ширина от 10 до 30 км. Она расположена восточнее Чарской рифтовой впадины, образуя совместно с ней протяжённую отрицательную морфоструктуру, и отделена от последней невысокой (1000–1400 м) межвпадинной перемычкой. Наименьшие абсолютные отметки днища Токкинской впадины (580–620 м) располагаются в её западной части (бассейн р. Токко), достигая 700 м и более в восточной части (бассейн р. Чороуд). Она состоит из трёх

котловин – Тарын-Уряхской, Токкинской и Чо-роудинской, представляющих собой единую морфоструктуру, называемую Токкинской впадиной [3]. С юга и юго-востока она так же, как и соседняя Чарская впадина, ограничена поднятием хр. Удокан (максимальные высотные отметки до 2500 м), а с севера и северо-запада альпинотипным хребтом Кодар (максимальные высотные отметки до 3000 м и выше).

Токкинская впадина выполнена четвертичными отложениями различных генетических типов, среди которых наиболее крупные площади занимают ледниковые и флювиогляциальные, и в меньшей степени аллювиальные, озёрные и пролювиальные комплексы [3]. Мощность рыхлых отложений в наиболее погруженных частях впадины достигает 500 м [5], а общий объём кайнозойских отложений оценен в 370 км<sup>3</sup> [6].

Для U–Th–Pb (LA-ISP-MS)-геохронологических исследований использован дегритовый циркон из двух проб четвертичных песков Токкинской впадины (проба СТМ-32 из озёрных береговых отложений; СТМ-33 из отложений речного аллювия), место отбора которых показано на рис. 1. Выделение циркона из этих проб проведено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона выполнено в ИГГД РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 с BSE- и CL-детекторами. Для изучения включений минералообразующих сред в цирконе использован оптический микроскоп Olympus BX-41 с высокотемпературным термостоликом TS1400XY, температурным контролёром ТО95-STO и системой охлаждения LMP95 (ИГГД РАН). Геохронологические исследования дегритового циркона проводились из размерных фракций более 85 мкм.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [7]. Для контроля качества аналитических данных использованы фрагменты кристаллов стандартного циркона Harvard 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона Harvard 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  –  $1068 \pm 5$  млн лет

( $2s, n = 40$ , СКВО = 0.44, вероятность = 0.999) и по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $1067 \pm 6$  млн лет ( $2s, n = 40$ , СКВО = 0.080, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $336 \pm 2$  млн лет ( $2s, n = 43$ , СКВО = 0.23, вероятность = 1.000). Полученные для стандартов циркона значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  –  $1066.01 \pm 0.61$  млн лет,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $1063.51 \pm 0.39$  млн лет; Plešovice:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $337 \pm 2$  млн лет) [8]. Изотопные U–Th–Pb- отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [9]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [10]. Расчёты конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе IsoplotR [11]. Для построения гистограмм, кривых относительной вероятности распределения возрастов и расчёта максимумов возрастов (Peak Ages) [12] использованы только конкордантные ( $D \leq 5\%$ ) оценки возраста циркона.

Дегритовый циркон из четвертичных песков Токкинской впадины представлен округлыми зёрнами, главная особенность строения которых определяется присутствием ядер, окружённых тонкой оболочкой. Большинство ядер циркона характеризуются отчётливо выраженной тонкой и грубой осцилляторной зональностью, характерной для циркона магматического генезиса. Кроме того, в них присутствуют частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения. В оболочках циркона, которые, как правило, имеют однородное строение, обнаружены только газово-жидкие, часто декриптированные, включения, что указывает на их метаморфическое происхождение.

Полученные результаты геохронологических исследований дегритового циркона из четвертичных песков Токкинской впадины приведены на рис. 2. Необходимо подчеркнуть, что эти результаты относятся к ядрам зёрен дегритового циркона, поскольку изучение оболочек не представляется возможным в силу технологических особенностей использованного метода геохронологических исследований.

Для геохронологических исследований дегритового циркона из пробы СТМ-32 использовано 50 зёрен этого минерала, для которых получено 12 конкордантных оценок возраста. Они находятся в интервале 2706–2829 млн лет. На диаграмме относительной вероятности распределения возрастов отчётливо выделяются два

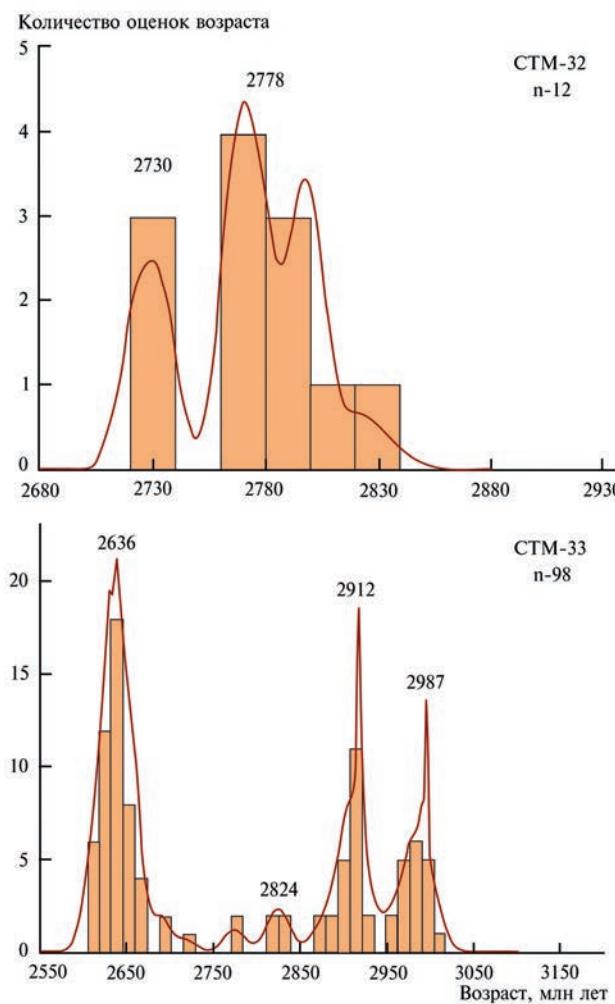


Рис. 2. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона из четвертичных песков Токкинской впадины (пробы СТМ-32 и СТМ-33).

максимума — 2730 и 2778 млн лет (рис. 2). Геохронологические данные для детритового циркона из пробы СТМ-33 получены для 120 зёрен. 98 зёрен циркона характеризуются конкордантными оценками возраста в интервалах 2583–2720, 2745–2748 и 2790–3033 млн лет. На диаграмме относительной вероятности распределения возрастов максимумы приходятся на 2636 млн лет (47 зёрен), 2824 млн лет (4 зерна), 2912 млн лет (21 зерно) и 2987 млн лет (17 зёрен) (рис. 2).

Как видно на диаграммах, возраст детритового циркона из четвертичных песков Токкинской впадины находится в интервале 2.6–3.0 млрд лет. Не вызывает сомнений, что их главными источниками был мезоархейские тоннит-трондемитовые ортогнейсы и метавулканиты ( $2967 \pm 10$ – $3212 \pm 8$  млн лет), а также мезо- и

неоархейские син- и постколлизионные гранитоиды Чаро-Олёкминского геоблока ( $2738 \pm 8$ – $2913 \pm 8$ ,  $2608 \pm 18$ – $2675 \pm 15$  млн лет) Алданского щита (см. обзоры в [13, 14]), окружающие Токкинскую впадину.

Обращает на себя внимание, что в четвертичных песках Токкинской впадины отсутствует детритовый циркон раннепротерозойского возраста, а также детритовый циркон палеозойского возраста, которые были установлены в песчаных отложениях Чарской впадины [15], восточная граница последней расположена примерно в 15–20 км от западной границы Токкинской впадины. Это можно объяснить существованием перемычки между указанными впадинами, о которой упоминалось в начале статьи. Так же мы обратили внимание на отсутствие в изученных песчаных пробах раннепротерозойского детритового циркона, который, наряду с детритовым цирконом архейского возраста, является существенным компонентом раннепротерозойских песчаников Угайского грабена [16], расстояние до которого от северной границы Токкинской впадины составляет около 20 км.

По-видимому, перенос осадочного материала в пределах впадины осуществлялся на небольшое расстояние, которое не превышало первых десятков километров. В отличие от соседней Чарской впадины, поступление осадочного материала в которую осуществлялось из более удалённых источников [15], накопление песчаных отложений в Токкинской впадине происходило из проксимальных источников. Вполне возможно, что активно поступление осадочного материала во впадину могло происходить в процессе таяния ледников, покрывавших Удоканское поднятие на юге и Кодарское поднятие на севере в среднее-позднечетвертичное время. Как уже было отмечено выше, что наиболее крупные площади Токкинской впадины занимают именно ледниковые и флювиогляциальные отложения [3].

Следует также отметить, что полученные данные подтверждают представление [13] о том, что формирование континентальной коры центральной части Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита связано главным образом с мезоархейским и неоархейским этапами его геологического развития.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность ведущему инженеру Института земной коры СО

РАН Н.В. Тирских за помощь в подготовке иллюстраций к статье; А.И. Мисюре и М.В. Бережко за всестороннюю помощь в проведении полевых исследований.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 19-17-0020521 и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б., Галкин В. И., Голдырев Г. С., Ендрюхинский А. С., Золоторев А. Г., Сизиков А. И., Уфимцев Г. Ф. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
- Солоненко В. П., Трекков А. А., Курушин Р. А., Мишарина Л. А. Павлов О. В., Пиленников К. В., Солоненко М. А., Фомина Е. В., Хилько С. Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 231 с.
- Имаева Л. П., Мельникова В. И., Имаев В. С., Козьмин Б. М., Мельников А. И. Эволюция сейсмотектонических процессов восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. 170 с.
- Замараев С. М., Васильев Е. П., Мазукабзов А. М., Ружич В. В., Рязанов Г. В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 126 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Структурно-вещественные комплексы и тектоника. Новосибирск: Наука, 1983. 189 с.
- Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 144. № 5. С. 510–513.
- Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Horstwood M. S. A., Košler J., Gehrels G., Jackson S. E., McLean N. M., Paton Ch., Pearson N. J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J. F., Condon D. J., Schoene B. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40. P. 311–332.
- Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS / In: Sylvester P. J. (Ed.). St. John's, Canada: Short Course Mineralogical Assoc., 2001. V. 29. P. 239–243.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Gehrels G. E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. // In: Busby, C., Azor, A. (Eds.). Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Котов А. Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита / Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Y., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovsky B. Age of provenance for the Palaeoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: Newly recognised Palaeoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // Precambrian Research. 2023. 396. 107158.
- Сковитина Т. М., Котов А. Б., Лопатин Д. В., Ковач В. П., Бучнев И. Н., Адамская Е. В., Бобровская О. В. Источники позднекайнозойских отложений элового массива «Пески» Чарской впадины Байкальской рифтовой зоны: первые результаты U-Th-Pb (La-ICP-MS) геохронологических исследований дегритового циркона // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 11–17.
- Ковач В. П., Самсонов А. В., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Адамская Е. В., Бортников В. В., Степанова А. В., Ерофеева К. Г., Плоткина Ю. В., Федосенко А. М., Сковитина Т. М. Аркозовые песчаники кебектинской серии Угайского грабена (Алданский щит): возраст, источники и обстановки накопления // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 12–20.

## SAND DEPOSITS IN THE TOKKO BASIN OF THE BAIKAL RIFT ZONE: SOURCES AND PROVENANCE AREAS

**T. M. Skovitina<sup>a, #</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>b</sup>, I. N. Buchnev<sup>b</sup>,  
V. P. Kovach<sup>b</sup>, S. D. Velikoslavinskii<sup>b</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>b</sup>,  
E. V. Adamskaya<sup>b</sup>, O. V. Bobrovskaya<sup>c</sup>, V. A. Gorovoy<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>c</sup>*St. Petersburg University, St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: tatiana\_skovitina@mail.ru*

The paper presents the results of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon from Quaternary sands of the Tokko basin on the eastern flank of the Baikal rift zone. The study shows, that their main sources were Mesoarchean tonalite-trondhjemite orthogneisses and metavolcanics, as well as Meso- and Neoarchean syn- and post-collision granitoids of the Chara-Olekma geoblock of the Aldan shield, which are located near the Tokko basin. Moreover, the supply of sedimentary material into it could have occurred during the melting of glaciers that covered the Udokan Uplift in the south and the Kodar Uplift in the north in the Middle-Late Quaternary.

**Keywords:** sand deposits, detrital zircon, geochronology, Tokko basin, Baikal rift zone

## ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

© 2024 г. Г. А. Петров\*, член-корреспондент РАН А. В. Маслов

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

Исследованы нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные толщи на восточном склоне Среднего и Северного Урала. Показано, что эти образования приурочены к зонам региональных сдвигов и формировались в обстановках транстенсии. Геохимические параметры вулканитов обнаруживают сходство с магматическими породами как надсубдукционных, так и внутриплитных обстановок, что не противоречит представлениям об образовании их в тылу активной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** нижний карбон, вулканогенно-терригенные толщи, Средний Урал, Северный Урал, стратиграфия, тектоника, магматизм

**DOI:** 10.31857/S2686739724070043

Изучение состава и особенностей залегания каменноугольных образований на восточном склоне Урала имеет важное значение для реконструкции палеозойской геологической истории Уральского складчато-надвигового пояса. Практически все исследователи ([5, 10] и др.) единодушны в том, что в позднедевонское время островодужный магматизм в Магнитогорской, Тагильской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазонах (рис. 1 а) прекратился, и произошло “запечатывание” зоны субдукции вследствие аккреции восточно-уральских блоков к окраине Балтики (Лаврессии). Также нет существенных разногласий в определении времени старта “жесткой коллизии” (начало среднего карбона). Раннекаменноугольная же история Уральского складчато-надвигового пояса является предметом дискуссий. Так, Л.П. Зоненшайн с соавторами [5] предполагали перескок зоны субдукции на восток (в современных координатах) в конце девона – начале карбона, и погружение последней под Казахстанский микроконтинент. В.Н. Пучков ([10] и др.), напротив, считает, что Зауральская зона субдукции обладала западным падением, и в раннем карбоне аккрециированные восточно-уральские

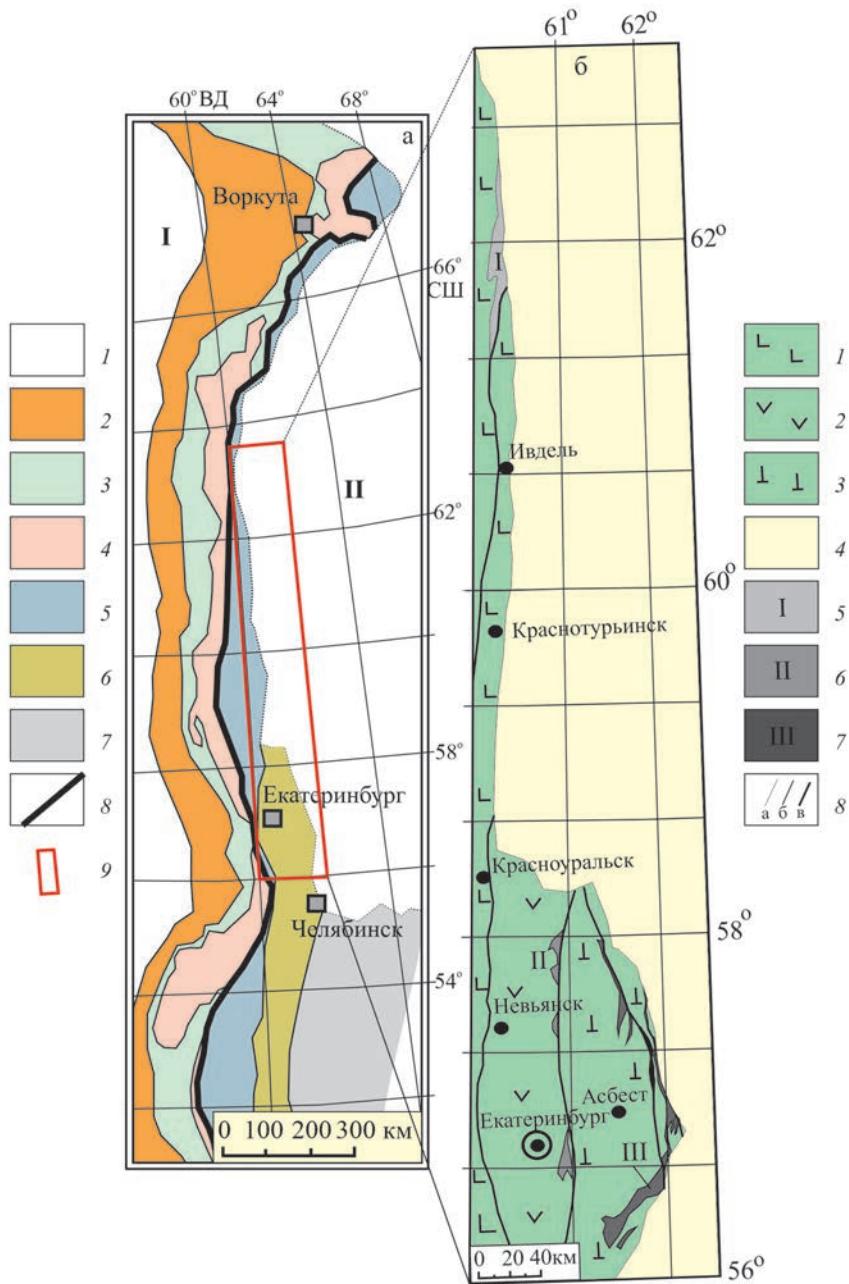
блоки входили в состав активной континентальной окраины. Для получения определённости в данном вопросе, нами выполнено исследование состава и структурной позиции нижнекаменноугольных толщ восточного склона Северного и Среднего Урала, а также геохимических параметров вулканитов из этих толщ. Данная работа дополняет результаты ранее выполненных исследований [8, 9].

Нижнекаменноугольные существенно терригенные толщи распространены на восточном склоне Среднего и Северного Урала в составе Тагильской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазон, где слагают узкие (до 10 км шириной), тектонические пластины протяжённостью до нескольких десятков километров. В некоторых из этих структур присутствуют вулканиты (базальты на Северном Урале, базальты и риолиты на Среднем Урале), прослои известняков и каменного угля; упомянутые структуры обнаруживают пространственную связь с крупными разрывными нарушениями.

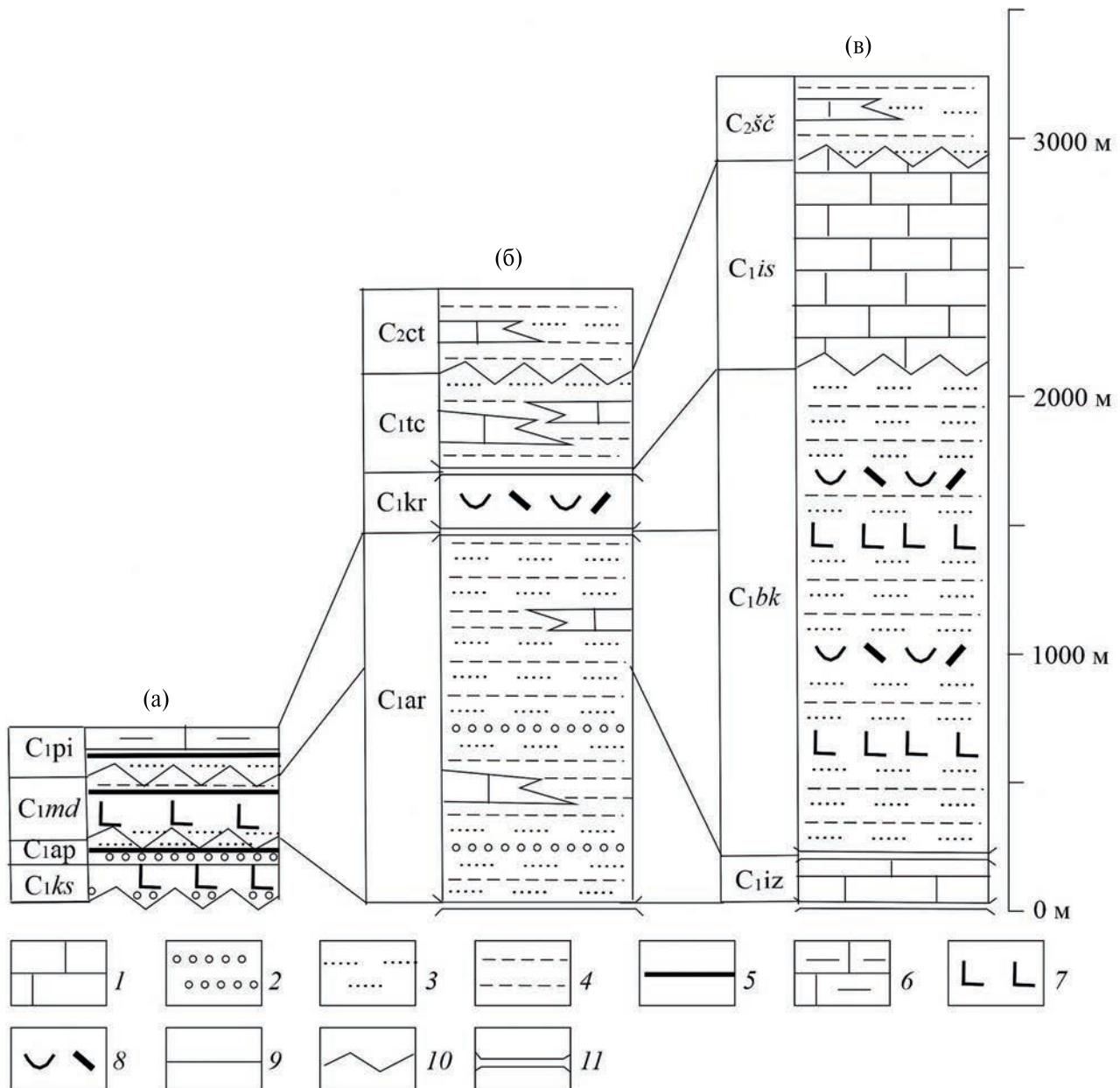
Можно выделить три структурные позиции размещения терригенных последовательностей нижнего карбона: 1) в осевой части Сосьвинско-Лозгинского грабена [9] в пределах Тагильской мегазоны (I на рис. 1); и в зонах региональных разломов Восточно-Уральской мегазоны: 2) Мурзинского (II на рис. 1) и 3) Ала-паевско-Челябинского (III на рис. 1). Схема

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

\*E-mail: Georg\_Petrov@mail.ru



**Рис. 1.** Расположение главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта района распространения нижнекаменноугольных толщ на восточном склоне Среднего и Северного Урала (б). а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Продуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6 – Восточно-Уральская мегазона, 7 – Зауральская мегазона (палеозойские и докембрийские комплексы); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемый район; б: 1 – позднеордовикско-девонские островодужные комплексы Тагильской мегазоны; 2–3 – Восточно-Уральская структурно-формационная мегазона (районирование по [4]), 2 – Верхтуринско-Новоуренбургская структурно-формационная зона (СФЗ), 3 – Алапаевско-Адамовская СФЗ; 4 – мезозойско-кайнозойские толщи чехла Западно-Сибирской платформы; 5–7 – нижнекаменноугольные образования: 5 – косьинская и медногорская свиты, апсинская и песчано-известняковая толщи; 6 – арамильская, кореловская, терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная толщи; 7 – известняковая толща, бекленищевская, исетская и щербаковская свиты; 8 – интрузивные и стратиграфические границы (а), взбросы и надвиги (б), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (в).



**Рис. 2.** Литолого-стратиграфические колонки нижнекаменноугольных толщ из разных структур восточного склона Среднего и Северного Урала: (а) – Сосьвинско-Лозвинского грабена в пределах Тагильской мегазоны (I на рис. 1); б и в – в зонах региональных разломов Восточно-Уральской мегазоны: (б) – Мурзинского (II на рис. 1), (в) – Алапаевско-Челябинского (III на рис. 1). Индексы стратонов расшифрованы в тексте. 1 – известняки; 2 – конгломераты и гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы; 5 – каменные угли; 6 – глинистые известняки и мергели; 7 – базальты и андезибазальты; 8 – риолиты, дациты и их туфы; 9 – стратиграфические границы; 10 – несогласия; 11 – тектонические границы.

корреляции нижнекаменноугольных образований приведена на рис. 2.

Каменноугольные образования Сосьвинско-Лозвинского девонско-каменноугольного грабена [9] представлены турнейскими *косынской* свитой ( $C_1ks$ ), *апсинской* толщей ( $C_1ap$ ) и

медногорской свитой ( $C_1md$ ), а также верхнетурнейско-нижневизайской *песчано-известняковой* толщей ( $C_1pi$ ) (рис. 2). Восточная часть грабена перекрыта мезозойско-кайнозойскими толщами. В составе *косынской свиты* известны песчаники граувакковые, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и

кремнисто-глинистые сланцы, базальты, туфы, известняки, конгломераты, песчаники. Базальты обычно миндалекаменные с миндалинами, выполненными пумпеллитом, халцедоном. Структуры афировая, порфировая, сериально порфировая, вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом, реже пироксеном. Оливин обычно замещён боулингитом, иногда с хлоритом или пумпеллитом. Структура основной массы интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая. Раннeturнейский возраст косьинской свиты обоснован находками брахиопод, фораминифер и конодонтов [1]; мощность свиты 100–230 м. *Апсинская толща*, согласно залегающая на породах косьинской свиты, включает пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои углей, туфы и туфо-конгломераты базальтового состава, реже – базальты, глинисто-кремнистые сланцы, известняки. В прослоях известняков среди терригенных пород также установлены турнейские фораминиферы, толща имеет мощность до 150 м [1]. Вещественный состав *медногорской свиты*, с несогласием залегающей на породах косьинской свиты и апсинской толщи, отличается от залегающих ниже образований резким увеличением доли вулканогенных пород, среди которых значительную роль играют оливиновые базальты. В меньших объёмах распространены андезибазальты, андезиты, монтмориллонитизированные туфы, прослои пестроцветных алевролитов (в том числе кремнистых) и песчаников, известняков, глинистых сланцев; в нижней части свиты присутствуют полимиктовые конгломераты. Свита отличается заметной фациальной изменчивостью. В окремнённых известняках и мергелях медногорской свиты присутствуют турнейские брахиоподы, фораминиферы, кораллы [1]; мощность свиты – 270 м. В составе *песчаниково-известняковой толщи* известны полимиктовые песчаники, аргиллиты, мергели, известняки, сланцы известково-глинистые, в нижней части глинистые известняки, известковистые аргиллиты и песчаники, тонкие прослойки угля. Позднетурнейско-ранневизейский возраст толщи обоснован находками фораминифер, мощность её до 400 м [1].

В пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, в зоне Мурзинского разлома (II на рис. 1) расположены линзовидные и треугольные в плане тектонические блоки и пластины, сложенные визейской *арамильской толщей* ( $C_1ar$ ) [15]. В её разрезах принимают участие песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, кремнистые, углисто-кремнистые и глинистые сланцы,

яшмоиды и известняки (рис. 2). Перечисленные породы образуют ритмично-слоистую последовательность. Основную часть разреза толщи слагают породы алевритовой и псаммитовой, реже псефитовой размерности. Обломочный материал представлен кристаллокластами альбита, олигоклаза, андезина, кварца, иногда эпидота, в более грубых разностях – литокластами известняков, алевролитов, кварцитов, плагиогранитов, базальтов, кварц-карбонатных и кварц-хлоритовых пород; разности с хорошо отсортированным и окатанным материалом редки [15]. Возраст толщи определён на основании находок визейских фораминифер [15]; мощность её 1500 м. В некоторых пластинах образования арамильской толщи перекрыты туфами (игнимбритами) риолитов, трахириолитов и дацитов, объединяемыми в *кореловскую толщу* ( $C_1kr$ ), мощностью порядка 400 м. Вулканогенные породы часто гематитизированы, имеют шлаковидную текстуру. По химическому составу они принадлежат известково-щелочной калиево-натриевой серии с нормальной или повышенной щёлочностью и высокой глинозёмистостью. При этом выделяются породы нормальной щёлочности (риолиты с содержанием  $Na_2O$  4.2–4.8 мас. %) и умеренно-щелочные (трахириолиты, трахидиаты, трахиты с содержанием  $Na_2O$  до 9.1 мас. % при  $Na_2O/K_2O$  равном 0.3–1.6). Выше залегают верхневизейские известняки, песчаники и алевролиты, слагающие разрез *терригенно-карбонатной толщи* ( $C_1tc$ ), имеющей мощность 700 м. В составе песчаников присутствуют слабо окатанные, реже угловатые обломки, размером от 0.1 до 1.5 мм, представленные алевролитами, фтанитами, туфами кислого состава, базальтами, плагиогранитами, осколками кристаллов кварца и плагиоклаза (альбит-олигоклаз, андезин). В строении *карбонатно-терригенной толщи* ( $C_2ct$ ) участвуют пестроцветные и вишнёво-красные песчаники с прослойками известняков, алевролитов, гравелитов и конгломератов. Конгломераты и гравелиты характеризуются присутствием в базальном алевропелитовом цементе обломков пород, различных по размерам, степени окатанности и составу: кремнистых сланцев, туфопесчаников, долеритов, габбро, серпентинитов, кварц-эпидотовых пород и известняков. В прослоях известняков обнаружена фауна брахиопод среднего карбона; мощность толщи – до 700 м [15].

К наиболее древним каменноугольным образованиям в составе Алапаевско-Адамовской СФЗ принадлежит *известняковая толща* ( $C_1iz$ ) мощностью до 200 м, имеющая весьма

ограниченное распространение [6]. В состав толщи входят битуминозные глинистые известняки; её позднетурнейский возраст обоснован находками фораминифер. В зоне Алапаевско-Челябинского разлома и восточнее последнего (III на рис. 1) распространены тектонические пластины, сложенные туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и известняками визейской бекленищевской свиты ( $C_1bk$ ) мощностью до 2000 м [6]. Свита представлена пёстрым фациальным комплексом осадочных и вулканогенно-осадочных пород морского генезиса, в состав которого входят глинистые, глинисто-известняковые и известковистые аргиллиты и алевропелитовые сланцы, часто углеродсодержащие, полимиктовые песчаники, туфы базальтового и дацитового составов, туффиты, известняки, туфопесчаники, туфоконгломераты, маломощные покровы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитовые и риодацитовые кластолавы и лавы. По данным [6], соотношения с более древними и более поздними образованиями большей частью тектонические, но отмечено и несогласное налегание углеродистых терригенных пород бекленищевской свиты на фаменские известняки, а также несогласное с размывом перекрытие её известняками исетской свиты нижнего карбона.

Восточнее, вблизи западной границы поля распространения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской платформы и под ним, известны каменская, егоршинская и бурсунская свиты, слагающие сложно построенные пакеты пластин и частично фациально замещающие образования бекленищевской свиты [6]. Каменская свита, с размывом залегающая на девонских образованиях, представлена преимущественно тёмно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с маломощными прослойками несортированных крупнозернистых песчаников. С перекрывающими отложениями егоршинской свиты она связана постепенным переходом. Мощность каменской свиты – 200 м. Егоршинская свита сложена тёмно-серыми до чёрных глинистыми, углисто-глинистыми и углистыми аргиллитами, алевролитами, серыми и тёмно-серыми песчаниками и конгломератами. Характерно обилие флористических остатков, наличие пластов угля мощностью до 12 м, быстрая смена фаций и исключительно сложное строение разрезов [6]. Мощность 350–500 м. Бурсунская свита залегает согласно на угленосных породах егоршинской свиты и представлена зеленовато-серыми грубообломочными песчаниками и конгломератами, иногда известковистыми. Мощность свиты 300–500 м. Выше

залегает поздневизейская исетская свита ( $C_1is$ ), сложенная банковыми известняками, часто доломитизированными, и известняковыми брекчиями [6]. Мощность свиты варьирует от 300 до 1100 м. Разрез завершается континентальными пестроцветными аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами, реже конгломератами щербаковской свиты ( $C_2\check{sc}$ ) с прослойями мергелей и битуминозных известняков, содержащих фораминиферы и водоросли среднего карбона [6]; мощность щербаковской свиты 200–500 м.

Перечисленные выше существенно терригенные нижнекаменноугольные образования пространственно приурочены к зонам крупных разрывных нарушений. Так, Сосьвинско-Лозьвинский грабен (I на рис. 1) с востока ограничен Усть-Вижайским сдвиго-сбросом, имеющим, по данным геологосъемочных работ, кротое западное падение. Данное разрывное нарушение слабо изучено. Мурзинский разлом представляет сбросо-сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений не менее 6–10 км и вертикальной составляющей более 3.5 км [2, 6]. По сейсмическим данным ([17, 6] и др.), он имеет западное падение под углами 60–70°. Сопровождающая разлом зона смятия вмещает тектонические линзы серпентинитов и гранитоидов, зоны бластомилонитов и сложной приразломной складчатости. Динамометаморфизм в зоне смятия выражается в развитии катаkläза, милонитизации, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Здесь же распространены серицит-кварцевые и гематит-кварцевые метасоматиты, а также зоны полимиктового серпентинитового меланжа мощностью до 1.5 км. Алапаевско-Челябинский разлом имеет сбросо-сдвиговую природу и кротое западное падение [2, 6]. Он маркирован зоной смятия и рассланцевания. В пределах указанной зоны широко проявлены дислокационный метаморфизм и гидротермальные изменения пород, присутствуют тектонические линзы серпентинитов, будинаж-структуры, рассланцевание, катаkläз и милонитизация, а также зоны серпентинитового меланжа. Структурные наблюдения в зонах разломов фиксируют как право-сдвиговые, так и лево-сдвиговые перемещения [6]. При анализе геологической карты масштаба 1:1 000 000, упрощённая схема которой приведена на рис. 1, создается впечатление, что нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные толщи были сформированы в обстановке право-сдвиговой транстенсии. К таким признакам могут быть отнесены пространственная приуроченность к крупным сдвигам, характерная форма

**Таблица 1.** Представительные составы базальтов косьинской, медногорской и бекленищевской свит

Компонент	5011-1	5009	5012	7032	5008-4	7026	352	352-1	352-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	48.90	47.50	48.40	49.30	48.40	54.20	46.67	52.60	51.48
TiO <sub>2</sub>	2.59	1.17	1.21	2.17	1.83	1.22	0.92	0.78	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.10	17.70	17.20	16.50	17.40	16.90	16.95	17.15	18.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.06	6.72	5.62	7.77	6.42	4.16	5.83	5.31	6.06
FeO	4.95	2.24	3.69	2.89	3.36	3.57	3.63	2.47	2.16
MnO	0.22	0.13	0.18	0.25	0.37	0.19	0.07	0.08	0.22
MgO	5.16	5.13	7.19	5.43	6.55	5.46	7.97	7.01	7.34
CaO	9.75	6.50	10.50	8.19	9.05	6.93	9.07	6.03	8.52
Na <sub>2</sub> O	3.09	5.19	2.70	3.98	3.21	4.27	3.59	2.03	3.08
K <sub>2</sub> O	0.57	1.15	0.42	0.63	0.68	1.37	2.03	4.22	1.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.26	0.36	0.73	0.31	0.19	0.30	0.20	0.31
п.п.п.	2.48	6.13	2.08	1.81	2.09	1.05	2.31	2.09	2.45
Сумма	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00	99.90	100.00	100.01	100.20
Ni	25.70	116.00	183.00	67.40	123.00	82.90	41.54	24.50	24.38
Co	35.30	32.10	37.10	24.80	36.50	27.90	28.67	15.26	16.47
Cr	104.00	165.00	320.00	151.00	277.00	165.00	114.51	52.54	1373
V	290.00	166.00	215.00	213.00	248.00	166.00	141.62	87.24	34.81
Rb	6.41	24.50	2.76	4.99	7.58	24.50	14.59	10.86	15.00
Sr	303.00	383.00	776.00	498.00	461.00	383.00	467.34	328.90	402.87
Ba	119.00	293.00	234.00	458.00	173.00	293.00	217.95	213.34	219.48
Y	34.20	48.00	22.50	51.10	28.60	48.00	30.66	28.45	32.84
Zr	166.00	331.00	109.00	218.00	132.00	331.00	246.12	179.88	214.78
Nb	4.02	5.98	3.50	5.08	2.81	5.98	7.38	5.17	6.20
Ta	0.29	0.41	0.18	0.38	0.12	0.41	0.54	0.33	0.43
Hf	4.34	8.15	2.76	5.52	3.16	8.15	5.33	3.56	4.52
La	10.60	9.37	16.90	15.90	10.40	16.50	15.85	13.60	18.67
Ce	28.00	31.10	39.20	39.20	25.80	38.90	37.18	29.63	40.27
Pr	4.07	2.81	4.87	5.47	3.69	5.30	4.93	3.72	5.07
Nd	18.90	12.50	22.70	24.60	16.00	21.80	20.81	15.57	21.00
Sm	5.01	3.07	4.31	6.37	3.97	4.86	4.94	3.56	4.75
Eu	1.71	1.04	1.39	2.01	1.43	1.41	1.34	1.02	1.28
Gd	4.93	3.34	4.28	6.57	4.43	5.17	5.00	3.61	4.82
Tb	0.97	0.49	0.65	1.17	0.74	0.93	0.83	0.61	0.82
Dy	5.87	3.01	3.35	6.85	4.35	5.75	5.24	3.92	5.18
Ho	1.23	0.65	0.65	1.47	0.82	1.36	1.07	0.84	1.13
Er	3.58	1.81	1.71	4.14	2.41	3.87	3.25	2.40	3.18
Tm	0.56	0.29	0.28	0.60	0.43	0.72	0.47	0.36	0.48
Yb	3.43	1.52	1.62	3.59	2.19	4.07	3.06	2.32	3.17

Окончание таблицы 1

Lu	0.48	0.30	0.28	0.52	0.36	0.68	0.48	0.36	0.49
Pb	4.19	4.35	3.29	5.95	2.65	6.03	6.85	7.00	10.65
Th	1.54	3.87	2.61	2.78	1.62	3.87	2.39	1.63	1.97
U	0.55	1.18	0.90	0.71	0.31	1.18	1.15	0.64	1.12

Примечание. Петрогенные оксиды определены классическим химическим методом (FeO, п.п.п) и методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа на установке ARL9800; микроэлементы — методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7900 в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. Содержание петрогенных оксидов указано в мас. %, редких и рассеянных элементов — в мкг/г. 1–3 — базальты косьинской свиты; 4–6 — базальты и андезибазальты медногорской свиты; 7–9 — базальты бекленищевской свиты.

и ориентировка палеодепрессий по отношению к последним. Между тем, результаты палеомагнитных исследований [7, 11], показывают поворот Восточно-Европейского палеоконтинента (Лаврussia) против часовой стрелки в позднесибирьско-девонское время и по часовой стрелке — в среднем карбоне–перми. Можно предположить, что в раннем карбоне вращение Лаврussia против часовой стрелки ещё имело место, а это должно было привести к правосдвиговому проскальзыванию восточно-уральских блоков относительно континентальной окраины.

Геохимические характеристики нижнекаменноугольных вулканитов косьинской, медногорской и бекленищевской свит (табл. 1, рис. 3) позволяют сделать некоторые выводы об обстановке их формирования.

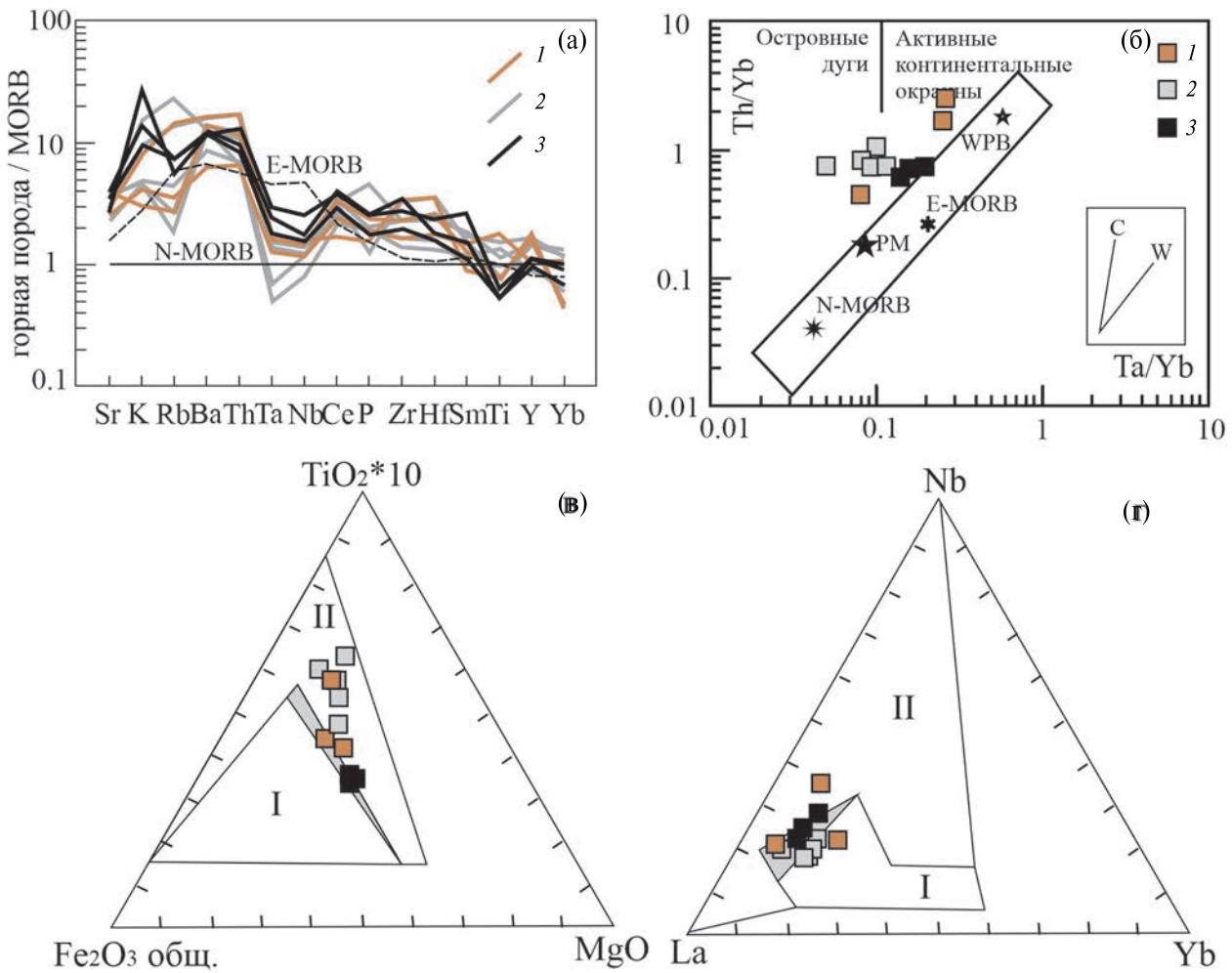
Базальты *косьинской свиты* [9] имеют нормальную щёлочность, для них характерны неравномерное содержание  $TiO_2$  (1.17–2.59, в среднем 1.66 мас. %), а также  $Al_2O_3$  (14.30–17.70, в среднем 16.40 мас. %),  $MgO$  (5.13–7.19, в среднем 5.83 мас. %) и  $K_2O$  (0.42–1.15, в среднем 0.71 мас. %). Содержание РЗЭ варьирует от 61.30 до 102.19 мкг/г, составляя в среднем 84.29 мкг/г,  $LPZ\text{Э}/TPZ\text{Э}_{\text{среднее}} = 4.86$  (3.24–6.97). Отношение  $Ni/Co_{\text{среднее}} = 3.11$ , среднее содержание  $Zr$  составляет 238.33 мкг/г (166.00–331.00 мкг/г),  $Nb_{\text{среднее}} = 5.03$  мкг/г (4.02–5.98 мкг/г). На спайдер-диаграмме (рис. 3 а) графики составов вулканитов косьинской свиты демонстрируют обогащение элементами с большим ионным радиусом, отрицательные аномалии  $Ta$  и  $Nb$  и содержание высокозарядных элементов, близкое к E-MORB, или превышающее его. На диаграмме  $Th/Yb$ – $Ta/Yb$  (рис. 3 б) точки составов пород ложатся в поля вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин.

Вулканиты *медногорской свиты* представлены базальтами и андезибазальтами, относящимися к нормально- и умеренно-щёлочным образованиям. Геохимические параметры их

указывают на сходство с базальтами косьинской свиты [9]. Для медногорских вулканитов характерны неравномерное содержание  $TiO_2$  (1.22–2.17, в среднем 1.69 мас. %), умеренная глинозёмистость ( $Al_2O_3$  16.50–17.40, в среднем 16.86 мас. %) и магнезиальность ( $MgO$  3.65–6.55, в среднем 5.16 мас. %), довольно высокое содержание  $K_2O$  (0.62–2.12, в среднем 1.08 мас. %). Содержания РЗЭ в этих породах выше, чем в косьинских вулканитах (77.02–121.62, в среднем 103.06 мкг/г),  $LPZ\text{Э}/TPZ\text{Э}_{\text{среднее}} = 4.17$  (3.76–5.36). Отношение  $Ni/Co_{\text{среднее}} = 3.26$ , среднее содержание  $Zr$  составляет 212.60 мкг/г (132.00–331.00 мкг/г),  $Nb_{\text{среднее}} = 4.48$  мкг/г (2.81–5.98 мкг/г). На спайдер-диаграмме (рис. 3 а) графики составов пород медногорской свиты близки к таковым для косьинской свиты, но отличаются более “глубоким”  $Ta$ – $Nb$ -минимумом, а на диаграмме  $Th/Yb$ – $Ta/Yb$  (рис. 3 б), точки составов вулканитов находятся в поле пород островных дуг.

Базальты *бекленищевской свиты* Среднего Урала имеют сходные составы, отличаясь несколько большим содержанием  $Ta$  и  $Nb$  и пониженным —  $Ti$ ,  $Y$  и  $Yb$ . Диаграммы  $Fe_2O_{3\text{общ}}-TiO_2 \times 10-MgO$  и  $La-Nb-Yb$  (рис. 3 в и г) для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных и трансформных обстановок показывают преимущественное расположение точек составов вулканитов в полях трансформных обстановок и в поле неопределённости. Следовательно, геохимические особенности вулканитов нижнего карбона могут отражать смешение в их составе вещества деплетированной верхней мантии, переработанной субдукционными флюидами, и вещества “обогащённого” глубинного мантийного источника.

Такая интерпретация не противоречит представлениям о формировании вулканогенных пород в структурах растяжения в тылу активной континентальной окраины. Особенности форм и ориентировки тектонических блоков и пластин вулканогенно-терригенных образований нижнего карбона восточного склона Среднего Урала, и



**Рис. 3.** Спайдер-диаграмма (а) и дискриминантные диаграммы (б-г) для нижнекаменноугольных вулканитов восточного склона Урала. Точки и графики составов базальтов: 1 – косьинской свиты, 2 – медногорской свиты, 3 – бекенищевской свиты. Эталонные составы MORB (N-MORB) и E-MORB по [19]; б: диаграмма Ta/Yb–Th/Yb по [18]. Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB по [19], PM (примитивной мантии), по [20], WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [16]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W) по [14]; в, г: диаграммы  $Fe_2O_{3\text{общ}}\text{-}TiO_2\text{*}10\text{-}MgO$  и  $La\text{-}Nb\text{-}Yb$  для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных (I) и трансформных (II) обстановок по [3]. Серый фон – область неопределенности.

приуроченность последних к региональным разломам, могут свидетельствовать об образовании их в обстановке транстенсии в сдвиговых системах. К подобным выводам пришли ранее А.В. Тевелев с соавторами ([12] и др.), изучавшие нижнекаменноугольные вулканиты на Южном Урале. Синсдвиговые структуры растяжения в тыловых частях активных континентальных окраин, подобные охарактеризованным нами, имеют довольно широкое распространение; в частности, они описаны на западной периферии Тихого океана ([3, 13] и др.).

Таким образом, можно предположить, что обстановка скольжения в тылу “уральской”

активной континентальной окраины Лавруссии имела региональный характер, поскольку её проявления зафиксированы в структурах восточного склона Южного, Среднего и Северного Урала на протяжении не менее 1000 км.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темой госзаказа ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение).

- Серия Уральская. Лист Р-41 — Ивдель. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 318 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 — Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
  3. Гребенников А. В., Ханчук А. И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3—24.
  4. Жданов А. В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
  5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
  6. Казаков И. И., Стороженко Е. В., Харитонов И. Н., Стефановский В. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017. 284 с.
  7. Петров Г. А., Свяжина И. А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23—39.
  8. Петров Г. А. Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерагении // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 79—82.
  9. Петров Г. А., Маслов А. В. Сосьвинско-Лозьвинский грабен — структура растяжения в тылу активной континентальной окраины на восточном склоне Северного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 12—18.
  10. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 145 с.
  11. Свяжина И. А., Петров Г. А., Слободчиков Е. А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22—34.
  12. Тевелев А. В., Дегтярев К. Е., Тихомиров П. Л., Кошелева И. А., Косарев А. М., Мосейчук В. М., Правикова Н. В., Сурин Т. Н. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213—247.
  13. Филатова Н. И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 480—500.
  14. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
  15. Южаков И. Г., Останин С. Ю., Генералов В. И., Топорков В. Я., Гладких А. В., Жиганов А. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XIX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 345 с.
  16. Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. A transitional basaltptellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology. 1975. V. 16. Part 1. P. 22—56.
  17. Friberg M., Petrov G. A. Structure of the Middle Urals, East of the Main Uralian Fault // J. Geol. 1998. V. 33. P. 37—48.
  18. Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230—249.
  19. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313—345.
  20. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

# THE ENVIRONMENT OF FORMING OF LOWER CARBONIFEROUS VOLCANOGENIC-TERRIGENOUS STRATA OF THE EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE AND NORTHERN URALS

G. A. Petrov<sup>#</sup>, Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences,  
Yekaterinburg, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: Georg\_Petrov@mail.ru*

The Lower Carboniferous volcanogenic-terrigenous strata on the eastern slope of the Middle and Northern Urals have been studied. It is shown that these formations are confined to the zones of regional strikeslips and were formed in the conditions of transtension. The geochemical parameters of volcanites show similarities with igneous rocks of both suprasubduction and intraplate environments, which does not contradict the ideas about their formation in the rear of the active continental margin.

**Keywords:** Lower Carboniferous, volcanogenic-terrigenous strata, Middle Urals, Northern Urals, stratigraphy, tectonics, magmatism

УДК 552.14:550.93:551.71/.72

## РАЗДЕЛЕНИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ САРМИНСКОЙ СЕРИИ (АКИТКАНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС, СИБИРСКИЙ КРАТОН) НА РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ТОЛЩИ НА ОСНОВАНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ U–Pb-ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНА

© 2024 г. У. С. Ефремова<sup>\*</sup>, Т. В. Донская, член-корреспондент РАН Д. П. Гладкочуб,  
А. М. Мазукабзов, А. В. Иванов, Н. В. Брянский

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

Проведены U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования дегритового циркона из пород раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии, распространённой в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы и входящей в структуру Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса. Установлено, что в состав харгитуйской свиты были объединены породы, сформированные на разных временных интервалах: <2.7, 2.15–1.95 и <1.7 млрд лет. Показано, что мезо- и неоархейские возрастные пики (2.7–3.1 млрд лет) характерны для циркона из лейкохратовых гнейсов, что указывает на формирование протолитов гнейсов после 2.7 млрд лет за счёт разрушения архейских гранитоидов Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса и магматических пород фундамента Анабарского супертеррейна Сибирского кратона. Временной интервал 2.15–1.95 млрд лет отвечает накоплению протолитов слюдисто-кварцевых сланцев, что обосновывается возрастом наиболее молодых зёрен циркона – 2150 млн лет и возрастом метаморфизма этих пород – 1.95 млрд лет. Наличие возрастного пика на отметке 1833 млн лет и более молодых зёрен циркона с возрастами в интервале 1675–1785 млн лет в пробе слюдисто-кварцевого сланца, отобранного на другом участке выходов пород, относимых к харгитуйской свите, указывает на то, что накопление протолитов этих пород происходило уже после формирования Акитканского орогенного пояса и Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. Полученные результаты свидетельствуют о том, что породы, относимые к харгитуйской свите сарминской серии Западного Прибайкалья, нельзя рассматривать в качестве единого стратоподразделения, поскольку их формирование происходило на разных этапах эволюции Акитканского орогенного пояса. Показано, что на основании новых данных отложения харгитуйской свиты должны быть разделены в разновозрастные комплексы (стратоподразделения), каждый из которых отвечает определённой стадии геологического развития территории.

**Ключевые слова:** дегритовый циркон, харгитуйская свита, докембрий, Акитканский орогенный пояс, Сибирский кратон

**DOI:** 10.31857/S2686739724070059

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка сценариев эволюции раннедокембрийских блоков, являющихся составными частями древних кратонов, в том числе и входящих в структуру раннепротерозойских орогенных поясов, является достаточно сложной, но актуальной задачей. Долгое время подобные

палеогеодинамические реконструкции осуществлялись на основании изучения пород метаморфических и магматических комплексов докембра. Связано это было с тем, что методы оценки возраста этих пород, в том числе U–Pb- и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методы, позволяли получать точные данные о времени проявления основных магматических и метаморфических событий. Ситуация с анализом раннедокембрийских метаморфизованных осадочных комплексов складывалась совершенно иначе. Архейские и

<sup>1</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: uefremova@crust.irk.ru

раннепротерозойские осадочные толщи на протяжении их длительного существования, как правило, претерпевали интенсивные и часто неоднократные тектонометаморфические преобразования, что зачастую осложняло изучение стратиграфической последовательности, а одним из основных критериев для разделения этих толщ по возрасту была степень метаморфической переработки пород. Благодаря широкому внедрению U–Pb-изотопного анализа циркона методом лазерной аблации на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) стало возможным определение возраста источников подобных древних осадочных толщ, что, безусловно, способствует получению новых данных и заполнению пробелов в расшифровке истории эволюции раннедокембрийских блоков древних кратонов и орогенных поясов. Кроме того, детальная U–Pb-оценка возраста циркона в докембрийских метаморфических породах, объединяемых в единое стратиграфическое подразделение на основе сходных тектонометаморфических преобразований, позволяет расчленять подобные, сложно построенные, стратоподразделения на отдельные разновозрастные толщи.

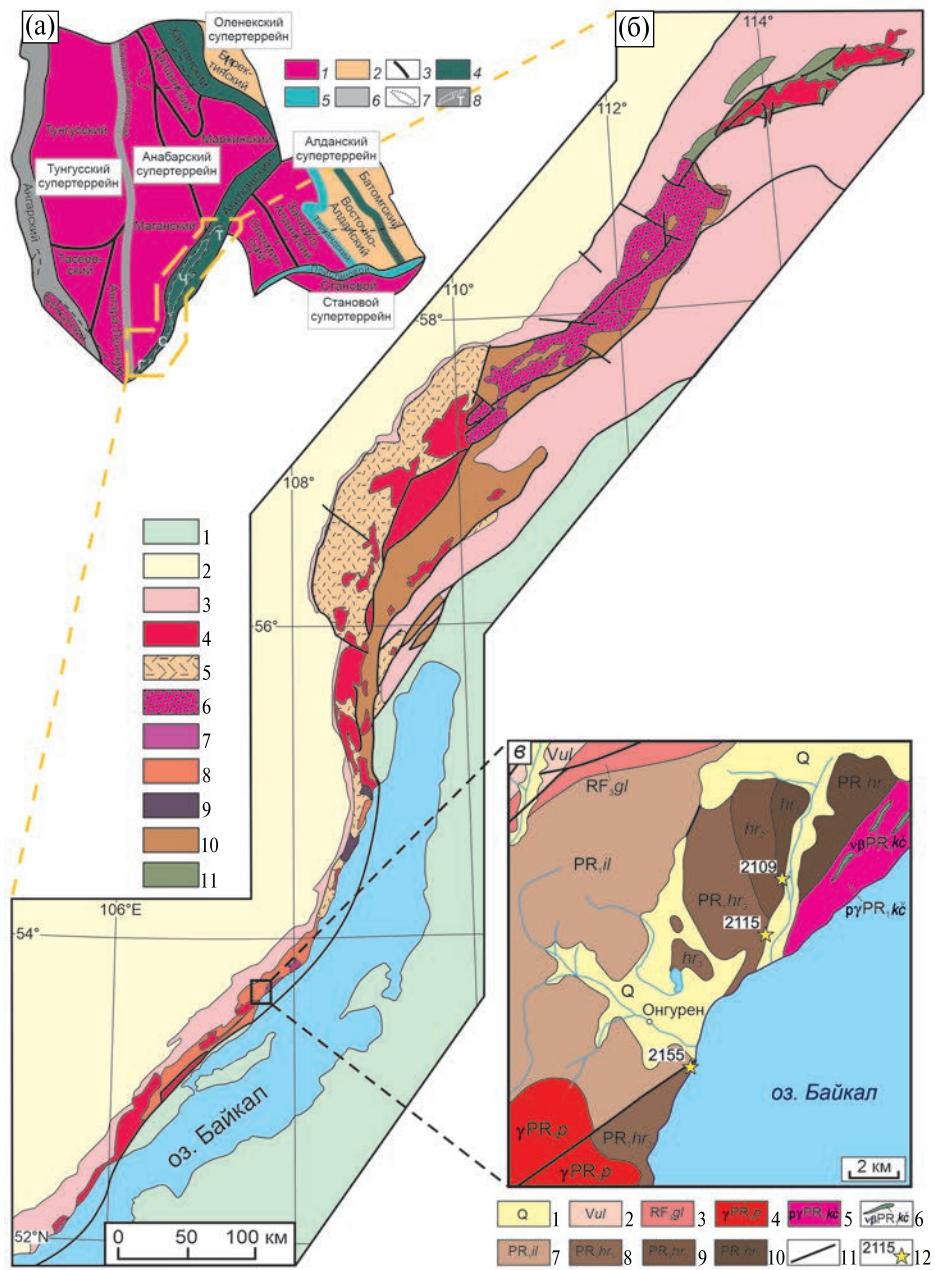
Одним из примеров рассмотренной выше ситуации является южный фланг Сибирского кратона, где широко представлены докембрийские магматические и метаморфические комплексы. Как известно, Сибирский кратон (фундамент Сибирской платформы) был сформирован в раннем протерозое в результате объединения архейских и раннепротерозойских террейнов в единую структуру [1, 2]. Ключевыми элементами структуры Сибирского кратона являются раннепротерозойские орогенные пояса и шовные зоны [1, 3], одним из которых является Акитканский орогенный пояс, разделяющий Анабарский и Алданский супертеррейны (рис. 1 а) [1, 3]. Акитканский орогенный пояс представляет собой гетерогенную структуру, в пределах которой выделяются четыре основные региональные тектонические зоны (Голоустенская, Сарминская, Чуйская и Тонодская) (рис. 1 а, б), отличающиеся друг от друга возрастом и составами метаморфических и магматических пород, степенью метаморфической переработки и геодинамическими условиями образования [3]. Объединение этих пород в единую структуру и, соответственно, формирование Акитканского орогенного пояса имело место на интервале 1.95–2.00 млрд лет [3, 4], а его дальнейшая эволюция маркируется внедрением магматических пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического

пояса с возрастом 1.84–1.88 млрд лет [5]. Практически на протяжении всей истории изучения Акитканского орогенного пояса выводы об эволюции этого пояса были сделаны лишь на основе данных по времени проявления основных магматических и метаморфических событий [3]. В то же время в каждой зоне Акитканского пояса выделяются стратоподразделения, объединяющие в своем строении метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (рис. 1 б). По мнению авторов, именно детальное изучение пород этих стратоподразделений позволит восполнить пробелы в расшифровке истории эволюции отдельных докембрийских блоков, вовлечённых в структуру Акитканского орогенного пояса.

Основной задачей проведённого исследования явилось определение возраста дегритового циркона из метаморфических пород харгитайской свиты сарминской серии, широко распространённых в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы и входящих в структуру Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса. Выбор пород харгитайской свиты для исследования был обусловлен тем фактом, что они претерпели интенсивную метаморфическую переработку от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, на основании чего были отнесены к наиболее древним осадочным образованиям на рассматриваемой территории. Целью исследования стало определение возраста протолитов метаморфических пород харгитайской свиты для расшифровки ранних этапов становления и эволюции Акитканского орогенного пояса в южной части Сибирского кратона.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сарминская зона Акитканского орогенно-го пояса сложена архейскими и раннепротерозойскими магматическими и метаморфическими породами, наиболее древними из которых являются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии с возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [6], распространённые в её северной части. Максимальное распространение в пределах зоны имеют раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сарминской серии, которая на основании данных геологического картирования подразделяется на нижнюю харгитайскую и верхнюю иликтинскую свиты (рис. 1 в) [7]. Раннепротерозойский возраст пород сарминской серии обосновывался возрастом прорывающих



**Рис. 1.** Тектоническая схема Сибирского кратона [3] (а), схема геологического строения Акитканского орогенного пояса (б) и схема геологического строения участка исследования (в) (модифицированные по [5, 10]).  
 (а): 1 – архейские терреины; 2 – палеопротерозойские терреины; 3 – архейские шовные зоны; 4–6 – орогенные пояса и коллизионные зоны с возрастом: 4 – 1.95–2.00 млрд лет, 5 – 1.90–1.95 млрд лет, 6 – 1.87–1.90 млрд лет; 7 – выходы фундамента; 8 – контуры региональных тектонических зон, объединённых в Акитканский орогенный пояс: Г – Голоустенской, С – Сарминской, Ч – Чуйской, Т – Тонодской. (б) 1 – Центрально-Азиатский складчательный пояс; 2–11 – Сибирский кратон: 2 – фанерозойский осадочный чехол; 3 – вендинские – рифейские осадочные толщи; 4–5 – раннепротерозойские (1.84–1.88 млрд лет) породы Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса: 4 – гранитоиды, 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – раннепротерозойские (1.90–2.02 млрд лет) гранитоиды; 7 – метаморфические породы Голоустенской зоны; 8 – метаморфические породы Сарминской зоны; 9 – архейские гранитоиды Сарминской зоны; 10 – метаморфические породы Чуйской зоны, 11 – метаморфические породы Тонодской зоны. (в) 1 – четвертичные отложения; 2 – улунтуйская свита; 3 – голоустенская свита; 4 – гранитоиды приморского комплекса; 5 – гранитоиды кочериковского комплекса; 6 – габбродолериты кочериковского комплекса; 7 – иликтинская свита; 8–10 – харгитуйская свита: 8 – верхняя подсвита (кварциты, кварцево-слюдистые сланцы), 9 – средняя подсвита (сланцы, слюдистые кварциты и метариолиты), 10 – нижняя подсвита (биотитовые, роговообманково-биотитовые, двуслюдянные гнейсы и метариолиты); 11 – разломы; 12 – точки отбора проб и их номера.

её гранитоидов кочериковского комплекса (1.91 млрд лет [8]) и гранитоидов приморского комплекса (1.86 млрд лет [9]), входящих в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса (1.84–1.88 млрд лет [5]).

Породы харгитайской свиты (нижняя свита сарминской серии) протягиваются в виде узкой полосы от водораздела рек Анги и Бугульдейки на юге до пос. Онгурен на севере. Согласно данным геологического картирования [7, 10], разрез харгитайской свиты включает в себя три подсвиты. Нижняя подсвита общей мощностью от 300–500 до 800 м сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и метариолитами, переслаивающимися между собой. Средняя подсвита мощностью 200–1370 м представлена сланцами, слюдистыми кварцитами и метариолитами. Верхняя подсвита сложена кварцитами с прослойями кварцево-слюдистых сланцев общей мощностью от 400–600 м до 700–795 м (рис. 1 в). Породы свиты метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Для пород харгитайской свиты характерны преимущественно тектонические контакты как с гранитоидами кочериковского и приморского комплексов, так и с отложениями вышележащей иликтинской свиты [7]. В.Б. Савельевой с соавторами [4] по слюдисто-кварцевому сланцу харгитайской свиты, отобранному в правом борту р. Элигей,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по мусковиту был установлен возраст метаморфизма, соответствующий  $1948 \pm 8$  млн лет. Поскольку породы харгитайской свиты протягиваются вдоль зоны раннепалеозойского коллизионного шва, отделяющего породы фундамента Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, они также были активно вовлечены в раннепалеозойские тектонометаморфические преобразования.

Илктинская свита (верхняя свита сарминской серии [7]) представлена преимущественно незрелыми плохо сортированными осадочными породами, главным образом, песчаниками и сланцами. В отличие от харгитайской свиты породы иликтинской свиты не подвержены региональным метаморфическим преобразованиям, что указывает на то, что они накапливались после завершения раннепротерозойских тектонометаморфических событий, связанных со становлением Акитканского орогенного пояса, а вторичные изменения в породах этой свиты являются отражением раннепалеозойской коллизии. Время накопления осадочных пород

иликтинской свиты оценивается в узком диапазоне 1.91–1.95 млрд лет [11].

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы харгитайской свиты были изучены на трёх участках (точки наблюдения № 2109, 2115 и 2155 на рис. 1 в). С целью оценки возраста циркона из пород харгитайской свиты были отобраны три геохронологические пробы из нижней и верхней подсвит на небольшой территории вблизи пос. Онгурен (рис. 1 в). Из каждой пробы было выделено более 100 зёрен дегритового циркона без разбора по размеру и морфологии, которые были погружены в шайбу стандартного размера. U–Pb-изотопный анализ циркона проводился методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (“Agilent Technologies Inc.”, США) с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объёма Helex II в центре коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с – фон, 40 с – накопление сигнала, 30 с – продувка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон 91500, имеющий возраст  $1065.4 \pm 0.6$  млн лет [12]. Цирконоевые стандарты Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  млн лет [13]) и R33 ( $419.96 \pm 0.15$  млн лет [14]) использовались для контроля качества данных. В ходе исследований для цирконоевых стандартов были получены следующие значения: Plešovice –  $338 \pm 1$  млн лет, R33 –  $422 \pm 3$  млн лет. Обработка выполненных измерений проводилась в программах Iolite 4.0 [15], Dezirteer [16] и Isoplot [17]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10%. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -значениям возраста с ошибкой 1σ.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Породы нижней подсвиты харгитайской свиты были изучены в правом борту р. Элигей, где они представлены лейкократовыми гнейсами (рис. 1 в). Эти породы имеют гранобластовую структуру и ориентированную текстуру. Основными минералами, слагающими гнейсы, являются плагиоклаз (34–38%), кварц (24–29%) и калиевый полевой шпат (7–14%), в небольших количествах присутствует амфибол и биотит. Среди вторичных минералов выделяются хлорит, серицит и эпидот. В качестве акцессорного

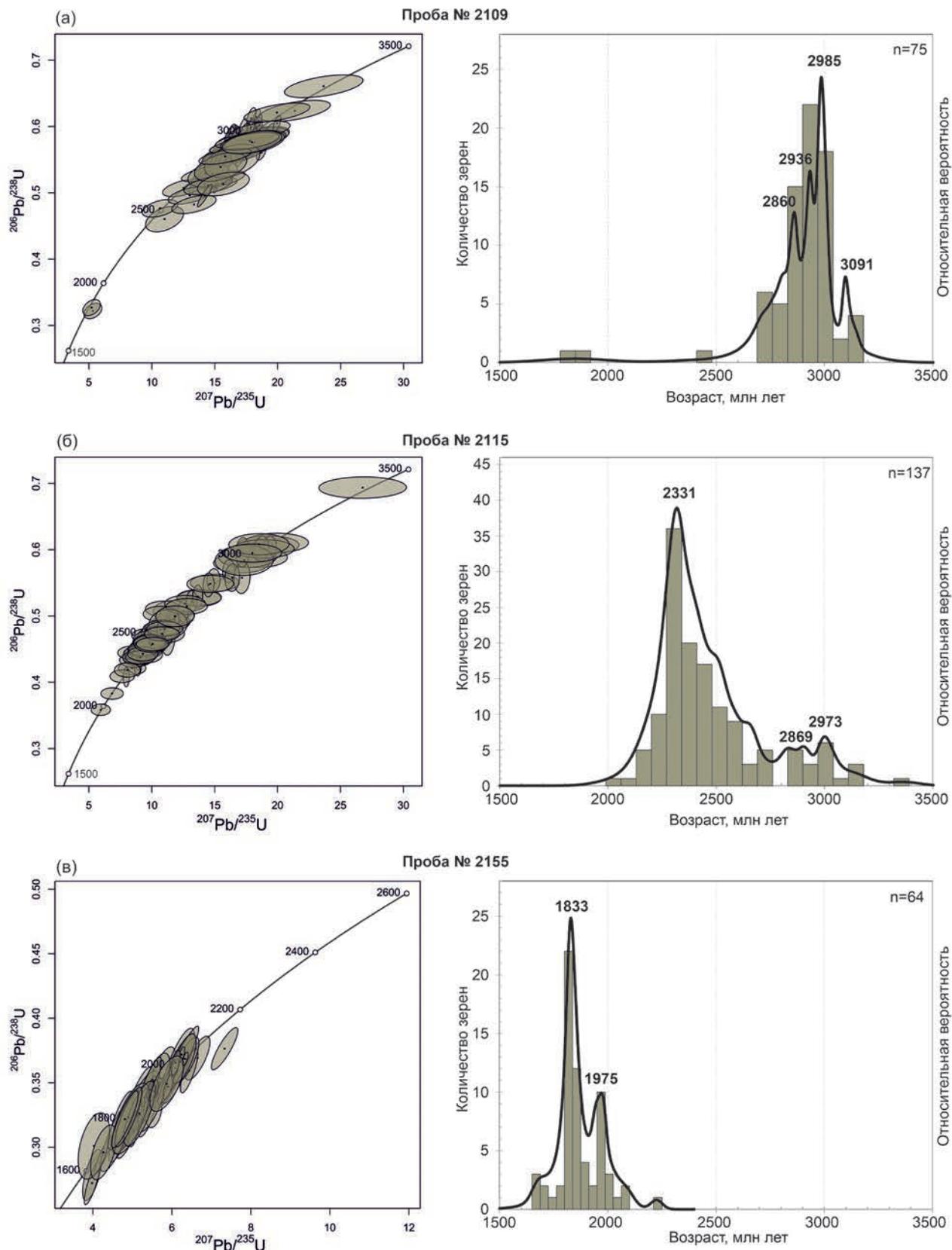


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями (слева) и гистограммы и кривые относительной вероятности (справа) U-Pb-возраста детритового циркона из пород харгитуйской свиты: (а) – проба 2109, (б) – проба 2115, (в) – проба 2155.

минерала встречается циркон. Проба лейкократового гнейса № 2109 была отобрана для геохронологических исследований. Из этой пробы было выделено 116 зёрен детритового циркона, для 75 из которых получены значения возраста с дискордантностью  $<10\%$ . Большая часть полученных значений формируют основной пик на отметке 2985 млн лет, менее значимые пики формируются на отметках 2860, 2936 и 3091 млн лет (рис. 2 а). Также выделяется группа более молодых зёрен циркона (11 зёрен), возрасты которых соответствуют интервалу 2695–2805 млн лет. Единичные зёрна, имеющие протерозойский возраст, в интерпретации не участвовали, так как они не формируют значимых пиков. Цирконы возрастом около 2860 млн лет представлены коротко- и длиннопризматическими субдиоморфными зёрнами, как правило, полуокатанными с осцилляторной зональностью. Цирконы, возраст которых соответствует возрастным отметкам 2936 и 2985 млн лет, также характеризуются коротко- и длиннопризматическим субдиоморфным обликом, как правило, полуокатанные, в некоторых зёрнах отмечаются метаморфические каймы. Группа наиболее древних цирконов с возрастом около 3090 млн лет представлена преимущественно обломками или короткопризматическими субдиоморфными слабо- или полуокатанными зёрнами, в которых отмечается преимущественно осцилляторная зональность, реже встречаются незональные зёрна циркона. В единичных зёрнах отмечаются метаморфические каймы.

Породы верхней подсвиты харгитайской свиты были исследованы на двух участках (точки наблюдения № 2115 и 2155) (рис. 1 в). Первый участок (точка наблюдения № 2115) расположен в правом борту р. Элигей в 2.5 км к югу от точки наблюдения № 2109 и сложен преимущественно кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами. Главными породообразующими минералами кварцитов и сланцев являются кварц (75–85%) и слюды, среди которых встречаются мусковит (1–6%), хлорит (4–12%), биотит (2–10%), также присутствуют единичные зёрна плагиоклаза. В качестве акцессорного минерала присутствует циркон. На этом участке была отобрана проба слюдисто-кварцевого сланца № 2115 для геохронологических исследований. Необходимо отметить, что проба № 2115 была отобрана из того же обнажения, для пород которого В.Б. Савельевой с соавторами [10] был получен возраст метаморфизма 1.95 млрд лет. В слюдисто-кварцевом сланце № 2115 было проанализировано 147 зёрен детритового циркона, для 137

зёрен были получены значения возраста с дискордантностью  $<10\%$ . Основной возрастной пик формируется на отметке 2331 млн лет, также отмечаются более мелкие пики на отметках 2869 и 2973 млн лет (рис. 2 б). Более молодые значимые возрастные группы зёрен циркона соответствуют отметкам 2150 млн лет (5 зёрен) и 2220 млн лет (10 зёрен). Цирконы возрастом около 2330 млн лет в основном представлены обломками или короткопризматическими, субдиоморфными, полуокатанными зёрнами, для них характерно или отсутствие зональности, или слабо выраженная осцилляторная зональность, в большинстве зёрен циркона присутствуют каймы. Зёрна циркона с возрастом, близким к 2870 млн лет, представлены обломками, реже короткопризматическими субдиоморфными полуокатанными зёрнами, для которых характерно наличие осцилляторной зональности. Цирконы с возрастом 2970 млн лет представлены обломками с неясной зональностью или её отсутствием, в некоторых зёрнах отмечаются метаморфические каймы.

На побережье оз. Байкал к юго-востоку от пос. Онгурен были изучены породы, относимые к верхней подсвите харгитайской свиты (рис. 1 в). На этом участке, также как на предыдущем, отмечаются слюдисто-кварцевые сланцы с содержаниями кварца 76–80%, мусковита 11–15% и хлорита до 3%. Для геохронологических исследований здесь была отобрана проба слюдисто-кварцевого сланца № 2155. В этой пробе проанализировано 185 зёрен детритового циркона, 65 из которых показали значения возраста с дискордантностью  $<10\%$ . Основной возрастной пик фиксируется на отметке 1833 млн лет, а более мелкий пик – на отметке 1975 млн лет, единичные зёрна (7 зёрен) имеют более молодые значения в интервале 1675–1785 млн лет (рис. 2 в). Цирконы возрастом около 1833 млн лет представлены преимущественно в виде обломков с хорошо выраженной осцилляторной зональностью. Цирконы, имеющие возраст около 1975 млн лет, также представлены в основном обломками зёрен, реже – короткопризматическими субдиоморфными полуокатанными зёрнами с осцилляторной зональностью.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведённые исследования показали, что три проанализированные породы, относимые к единой харгитайской свите сарминской серии, имеют абсолютно разные спектры возраста детритового циркона.

Детритовые цирконы из лейкократовых гнейсов, отобранных из нижней подсвиты харгитуйской свиты, обнаружили мезо- и неоархейские оценки возраста. Основные возрастные пики, полученные для этих зёрен циркона (2860, 2936, 2985 и 3091 млн лет), близки возрасту пород из кернов глубоких скважин Анабарского супертеррейна [18], а также известных в северной части Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса гранитоидов ТТГ-серии с возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [6]. Наиболее молодые полученные значения возраста детритового циркона в интервале 2695–2805 млн лет также соответствуют возрасту магматических пород фундамента Анабарского супертеррейна [18]. Структурно-литологическая купность полученных данных указывает, что все вышеупомянутые породы могли представлять собой основные источники терригенного материала при накоплении протолитов лейкократовых гнейсов, которое началось после временной отметки в 2.7 млрд лет.

Слюдисто-кварцевые сланцы верхней подсвиты харгитуйской свиты, отобранные в правом борту р. Элигей, обнаружили раннепротерозойский пик на отметке 2331 млн лет, который не имеет известных возрастных аналогов среди магматических пород как Акитканского орогенного пояса, так и всей южной части Сибирского кратона, поскольку временной интервал 2.2–2.4 млрд лет, в целом, считается практически полностью амагматичным для Сибирского кратона [3], и предполагаемые источники терригенного материала с близким возрастом в настоящий момент неизвестны. Для зёрен циркона с возрастом около 2220 млн лет также отсутствуют доказанные потенциальные источники сноса. Источниками мезоархейских зёрен (2869 и 2973 млн лет), вероятно, выступали гранитоиды ТТГ-серии Сарминской зоны [6] и магматические породы фундамента Анабарского супертеррейна [18]. Для цирконов с возрастом 2150 млн лет в качестве источников сноса можно рассматривать граниты Хомутского массива Голоустенской зоны с возрастом  $2153 \pm 11$  млн лет [19]. На основании полученных геохронологических данных можно сделать вывод, что накопление протолитов исследуемых слюдисто-кварцевых сланцев началось после временной отметки 2.15 млрд лет и завершилось к отметке 1.95 млрд лет, когда, согласно данным [4], эти породы уже были вовлечены в процессы регионального метаморфизма, связанного со становлением структуры Акитканского орогенного пояса.

Слюдисто-кварцевые сланцы, отобранные на побережье оз. Байкал, также относимые к верхней подсвите харгитуйской свиты, содержат преимущественно зёरна циркона с возрастом около 1833 млн лет. Этот возраст соответствует возрасту пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса (1.84–1.88 млрд лет [5]), которые широко распространены в пределах Сарминской зоны и представлены здесь гранитоидами приморского комплекса, что позволяет предполагать, что именно они являлись основными поставщиками терригенного материала при накоплении этих пород. Источниками зёрен циркона, формирующих второй пик на отметке 1975 млн лет, могли быть гранитогнейсы с возрастом  $1985 \pm 15$  млн лет [19], распространённые в Голоустенской зоне Акитканского орогенного пояса. В качестве возможных источников цирконовых зёрен с возрастом в диапазоне 1675–1785 млн лет можно предположить магматические породы с возрастом 1.75 млрд лет, распространённые в пределах региона [20]. В целом, полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что породы, из которых была отобрана пробы № 2155, нельзя рассматривать в составе раннепротерозойской сарминской серии, поскольку их накопление началось уже после формирования пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, внедрение которых происходило на заключительных этапах становления Сибирского кратона, как единой структуры.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что, согласно легенд современных государственных геологических карт, в составе единой харгитуйской свиты сарминской серии объединены породы, сформированные на абсолютно разных временных интервалах ( $<2.7$ ,  $2.15$ – $1.95$ ,  $<1.7$  млрд лет) и, соответственно, на разных этапах эволюции Акитканского орогенного пояса, что не позволяет рассматривать харгитуйскую свиту в качестве единого стратоподразделения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение новых результатов и ранее опубликованных геохронологических данных о возрасте пород Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса [3, 6] позволяют обосновать основные этапы эволюции этой структуры. На мезоархейском этапе (2.9 млрд лет) были сформированы ТТГ-гранитоиды, которые, вероятно, представляли собой кристаллическое основание Сарминской зоны, являющейся на тот момент отдельным тектоническим блоком,

на котором после временной отметки в 2.7 млрд лет началось накопление протолитов лейкократовых гнейсов. На временном интервале 2.15–1.95 млрд лет в пределах Сарминского блока накапливались зрелые терригенные породы, представленные в составе харгитайской свиты кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами. Далее, на ранней стадии становления структуры Сибирского кратона, в результате сочленения Анабарского и Алданского супертерренейов, все вышеупомянутые геологические комплексы были вовлечены в структуру Акитканского орогенного пояса (1.95–2.00 млрд лет) и на временном интервале 1.84–1.88 млрд лет были интрудированы магматическими образованиями Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса на финальной стадии формирования кратона [3, 5]. Образование же слюдисто-кварцевых сланцев, накопление протолитов которых происходило после временного рубежа 1.7 млрд лет, имело место уже после формирования Акитканского орогенного пояса и завершения процесса становления Сибирского кратона на стадии внутриконтинентального растяжения.

Таким образом, U–Pb-анализ возраста зёрен датритового циркона методом LA-ICP-MS, отобранного из наиболее древних метаосадочных пород, известных в пределах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, позволил разделить метаморфизованные образования, объединённые в единую харгитайскую свиту, в три разновозрастные толщи (<2.7, 2.15–1.95, <1.7 млрд лет) и поставить вопрос об их идентификации в качестве отдельных стратиграфических подразделений, или метаморфических комплексов, на Государственных геологических картах нового поколения.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
2. Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis. // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.
3. Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. № 1. 105869.
4. Савельева В. Б., Данилова Ю. В., Шумилова Т. Г., Иванов А. В., Данилов Б. С., Базарова Е. П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // ДАН. 2019. Т. 486, № 2. С. 217–222.
5. Donskaya T. V., Gladkochub D. P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. № 3. 106447.
6. Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Pisarevsky S. A., Poller U., Mazukabzov A. M., Bayanova T. B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 61–72.
7. Галимова Т. Ф., Пермяков С. А., Бобровский В. Т., Пашкова А. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка. 2009. 490 с.
8. Бибикова Е. В., Кориковский С. П., Кирнозова Т. И., Сумин Л. В., Аракелянц М. М., Федоровский В. С., Петрова З. И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю. А. Шуколюков. М.: Наука, 1987. С. 154–164.
9. Донская Т. В., Бибикова Е. В., Мазукабзов А. М., Козаков И. К., Гладкочуб Д. П., Кирнозова Т. И., Плоткина Ю. В., Резницкий Л. З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
10. Мац В. Д., Аносов В. С., Дунская Н. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-48-XXIV. Объяснительная записка. 1961. 79 с.
11. Ефремова У. С., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Иванов А. В., Брянский Н. В. Раннепротерозойские отложения иликтинской свиты как индикаторы эволюции Акитканского орогенного пояса (юг Сибирского кратона) // Геология и Геофизика. 2024. Т. 65. (в печати).
12. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt, A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandard Newsletter. 1995. V. 19. № 1. P. 1–23.
13. Sláma J., Košler J., Condon D. J., Crowley J. L., Gerdes A., Hanchar J. M., Horstwood M. S. A., Morris G. A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B.,

- Tubrett M. N., Whitehouse M. J. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.*
14. *Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W., Aleinikoff J. N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I. H., Korsch R. J., Williams I. S., Foudoulis C. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geology. 2004. V. 205. № 1–2. P. 115–140.*
15. *Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. P. 2508–2518.*
16. *Powerman V. I., Buyantuev M. D., Ivanov A. V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // Chem. Geol. 2021. V. 583(S02). 120437.*
17. *Ludwig K. R. User’s manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ., 2012. № 5. 75 p.*
18. *Ларичев А. И., Видик С. В., Сергеев С. А., Осадчий И. В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28–40.*
19. *Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Лепехина Е. Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.*
20. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Эрнст Р. Е., Седерлунд У., Мазукабзов А. М., Шохонова М. Н. Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 829–839.*

## DIVISION OF THE EARLY PROTEOZOIC KHARGITUY FORMATION OF THE SARMA GROUP (AKITKAN OROGENIC BELT, SIBERIAN CRATON) INTO DIFFERENT AGE SEQUENCES BASED ON THE RESULTS OF U–Pb ISOTOPIC ANALYSIS OF ZIRCON

U. S. Efremova<sup>#</sup>, T. V. Donskaya, Corresponding Member of the RAS D. P. Gladkochub,  
A. M. Mazukabzov, A. V. Ivanov, N. V. Bryansky

*Institute of the Earth’s Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: uefremova@crust.irk.ru*

U–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon from rocks of the Early Proterozoic Khargituy Formation of the Sarma Group, distributed in the central part of the Baikal uplift of the basement of the Siberian craton and included in the structure of the Sarma zone of the Akitkan orogenic belt, were carried out. It was established that the Khargituy Formation included rocks formed at different time intervals: <2.7, 2.15–1.95 and <1.7 Ga. It is shown that Meso- and Neoarchean age peaks (2.7–3.1 Ga) are characteristic of zircon from leucocratic gneisses, which indicates the formation of gneiss protoliths after 2.7 Ga due to the destruction of Archean granitoids of the Sarma zone of the Akitkan orogenic belt and igneous rocks of the Anabar superterrane basement of the Siberian craton. The time interval of 2.15–1.95 Ga corresponds to the accumulation of protoliths of mica-quartz schists, which is justified by the age of the youngest zircon grains – 2150 Ma and the age of metamorphism of these rocks – 1.95 Ga. The presence of an age peak at 1833 Ma and younger zircon grains with ages in the range of 1675–1785 Ma in a sample of mica-quartz schist taken from another area of rock outcrops attributed to the Khargituy Formation indicates that the accumulation of protoliths of these rocks occurred after the formation of the Akitkan orogenic belt and the South Siberian postcollisional magmatic belt. The results obtained indicate that the rocks attributed to the Khargituy Formation of the Sarma Group of the Western Baikal region cannot be considered as a single stratounit, since their formation occurred at different stages of the evolution of the Akitkan orogenic belt. Thus, as a result of the research, it was shown that, based on new data, the deposits of the Khargituy Formation should be divided into complexes of different ages (stratounits), each of which corresponds to a certain stage of the geological evolution of the territory.

**Keywords:** detrital zircon, Khargituy Formation, Precambrian, Akitkan orogenic belt, Siberian craton

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ  
В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО  
U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS)  
ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД СОНКУЛЬСКОГО И КОКТУРПАКСКОГО  
ПЛУТОНОВ (ВОСТОЧНЫЙ КИРГИЗСТАН)

© 2024 г. С. Г. Соловьев<sup>1,\*</sup>, С. Г. Кряжев<sup>2</sup>, Д. В. Семенова<sup>3</sup>, Ю. А. Калинин<sup>3</sup>,  
академик РАН Н. С. Бортников<sup>1</sup>

Поступило 05.03.2024 г.

После доработки 06.03.2024 г.

Принято к публикации 06.03.2024 г.

Приведены данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Сонкульского и Коктурпакского plutонов, приуроченных к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева” в восточном Киргизстане. С этими plutонами высококалиевые породы пространственно и генетически связаны W–Mo–Cu–Au-месторождения Кумбель и Кашкасу, соответственно, а также другие проявления вольфрамовой и W–Au-минерализации. Наряду с другими месторождениями золота, вольфрама и меди, они входят в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона для пород последовательных интрузивных фаз охватывают интервал от примерно 303 млн лет до 283 млн лет. Этот интервал включал кристаллизацию оливиновых габбро ( $299 \pm 2$  млн лет) в Сонкульском plutоне, монцонитов ( $300 \pm 3$  млн лет) в Коктурпакском plutоне, гранодиоритов главной фазы внедрения ( $299 \pm 3$  млн лет в Сонкульском plutоне и  $297 \pm 4$  млн лет в Коктурпакском plutоне), и монцогранитов ( $289 \pm 4$  млн лет в Сонкульском plutоне и  $285 \pm 2$  млн лет в Коктурпакском plutоне). Установлены также антекристы циркона с датировками 306–311 млн лет. Полученные возрастные датировки отвечают становлению plutонов в позднем карбоне–ранней перми в тектонической обстановке сначала субдукционного, а затем постколлизионного режима. Кроме того, в Срединном Тянь-Шане, этот возрастной интервал соответствует одному из региональных пульсов рудоносного высококалиевого известково–щелочного и шошонитового магматизма. Этим пульсам отвечает определённая металлогеническая эволюция, выраженная в смене Au–Mo–Cu-порфировых месторождений, связанных с более ранним пульсом, существенно вольфрамовыми (W–Mo–Cu–Au) и затем существенно золотыми plutоногенными месторождениями, связанными с более молодыми пульсами. В породах обнаружены также ксенокристы циркона с древним возрастом (порядка 1.5–2.5 млрд лет), вероятно, представляющим возраст пород фундамента Таримского кратона.

**Ключевые слова:** изотопные U–Pb-данные, циркон, гранитоиды, W–Mo–Cu–Au-месторождения, Киргизстан, Тянь-Шань

**DOI:** 10.31857/S2686739724070063

## ВВЕДЕНИЕ

В крупнейшем медно–молибден–вольфрам–золоторудном металлогеническом поясе Тянь-Шаня, который протягивается более чем

на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2], располагаются многочисленные рудные месторождения, связанные с интрузиями монцонитоидов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного–раннепермского) возраста. Среди них наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др.), порфировые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфировые месторождения Алмалыка), а также месторождения вольфрама разных типов

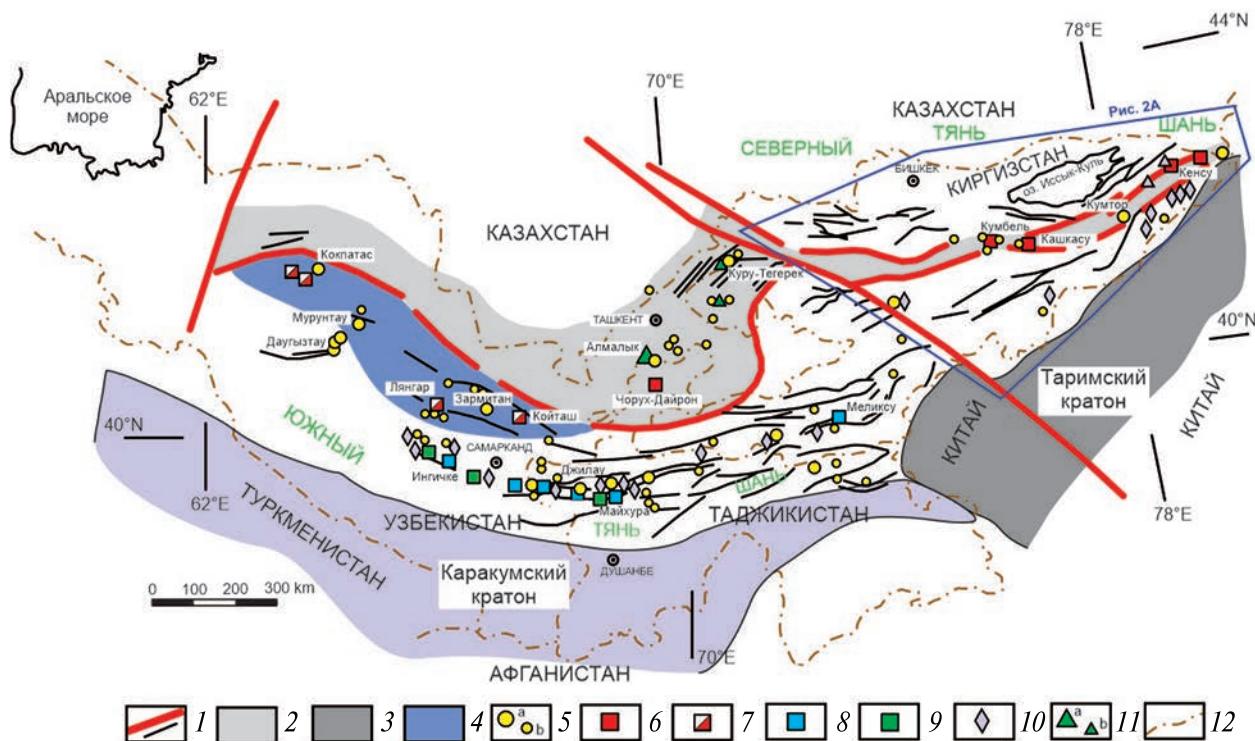
<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

\*E-mail: sergei07@mail.ru

Соловьев и др. Рис. 1



**Рис. 1.** Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 – молибден-вольфрамовые месторождения, 8 – полиметально-вольфрамовые месторождения, 9 – олово-вольфрамовые месторождения, 10 – месторождения олова, 11 – главные (а) и второстепенные (б) медно-молибденовые и молибден-золото-медные порфировые месторождения, 12 – государственные границы.

(рис. 1) ([1, 2] и др.). Становление рудоносных интрузий происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тянь-шаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизионной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Түркестанского палеоокеана [2, 3].

Одним из крупных сегментов этого пояса является система глубинных разломов “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” (или “линии В.А. Николаева”), которая разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня (рис. 1, 2 А). К этой системе приурочены около 15 интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации, выделяемых как протяжённая (более 500 км) Сонкуль-Кенсуйская металлогеническая зона [1].

В частности, с Сонкульским и Коктурпакским многофазными plutонами калиевых субщелочных пород, расположенными в её западной части, связаны вольфрамовые (с попутными Au, Cu, Mo) месторождения Кумбель (с Сонкульским plutоном) и Кашкасу (с Коктурпакским plutоном), а также многочисленные проявления золотой и иной минерализации [4, 5].

Хотя для ряда интрузий Тянь-Шаня был определён изотопный возраст (например, [3]), для многих рудоносных plutонов такие данные отсутствуют. Это в полной мере относится и к рудоносным интрузиям Сонкуль-Кенсуйской металлогенической зоны, по которым за всё время изучения были опубликованы лишь две даты изотопного U–Pb-возраста циркона ( $293 \pm 1$  млн лет и  $291.0 \pm 3.9$  млн лет) по гранитоидным fazam Сонкульского plutона [6, 7]. Изотопное датирование рудоносных интрузий могло бы

способствовать более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции. Настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела. Полученные результаты датирования рудоносного магматизма важны как для понимания генезиса рудной минерализации, так и её прогноза.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупный (порядка  $40 \times 20$  км) Сонкульский plutон и ассоциирующие с ним сателлитные штоки (Ичкесуйский и др.) и дайки включает породы нескольких фаз внедрения – от оливиновых монцогаббро до монцонитов и кварцевых монцонитов до количественно преобладающих гранодиоритов (главная фаза), а также монцогранитов и лейкогранитов-аляскитов. Похожий набор интрузивных фаз выделяется и в меньшем по размерам ( $40 \times 1–6$  км) Коктурпакском plutоне, где установлены монцодиориты, монцониты, гранодиориты (главная фаза), монцограниты и лейкограниты-аляскиты. В обоих plutонах присутствуют также промежуточные и поздние дайки основных пород (лампрофиров и др.) [4, 5].

Оливиновые монцогаббро развиты на периферии Сонкульского plutона, особенно на его северном фланге. Эти средне-мелкозернистые породы содержат оливин (0–30 об. %) совместно с клинопироксеном (10–20 об. %) и амфиболом (5–20 об. %), иногда также ортопироксен (гиперстен; 0–10 об. %) и биотит (0–5 об. %). Плагиоклаз (лабрадор-андезин; 40–60 об. %) существенно преобладает над калиевым полевым шпатом (обычно ортоклаз; 5–15 об. %). При убывании количества оливина, породы переходят в пироксен-амфиболовые монцогаббро, а при снижении количества темноцветных минералов – в монцодиориты. Именно монцодиориты были выделены как наиболее ранняя фаза в Коктурпакском plutоне, где они содержат пироксен (диопсид-авгит, энстатит-авгит; 10–20 об. %), амфибол (10–15 об. %), биотит (0–10 об. %), плагиоклаз (лабрадор-андезин; 30–40 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 10–20 об. %). Обычно присутствует также оливин (1–3 об. %).

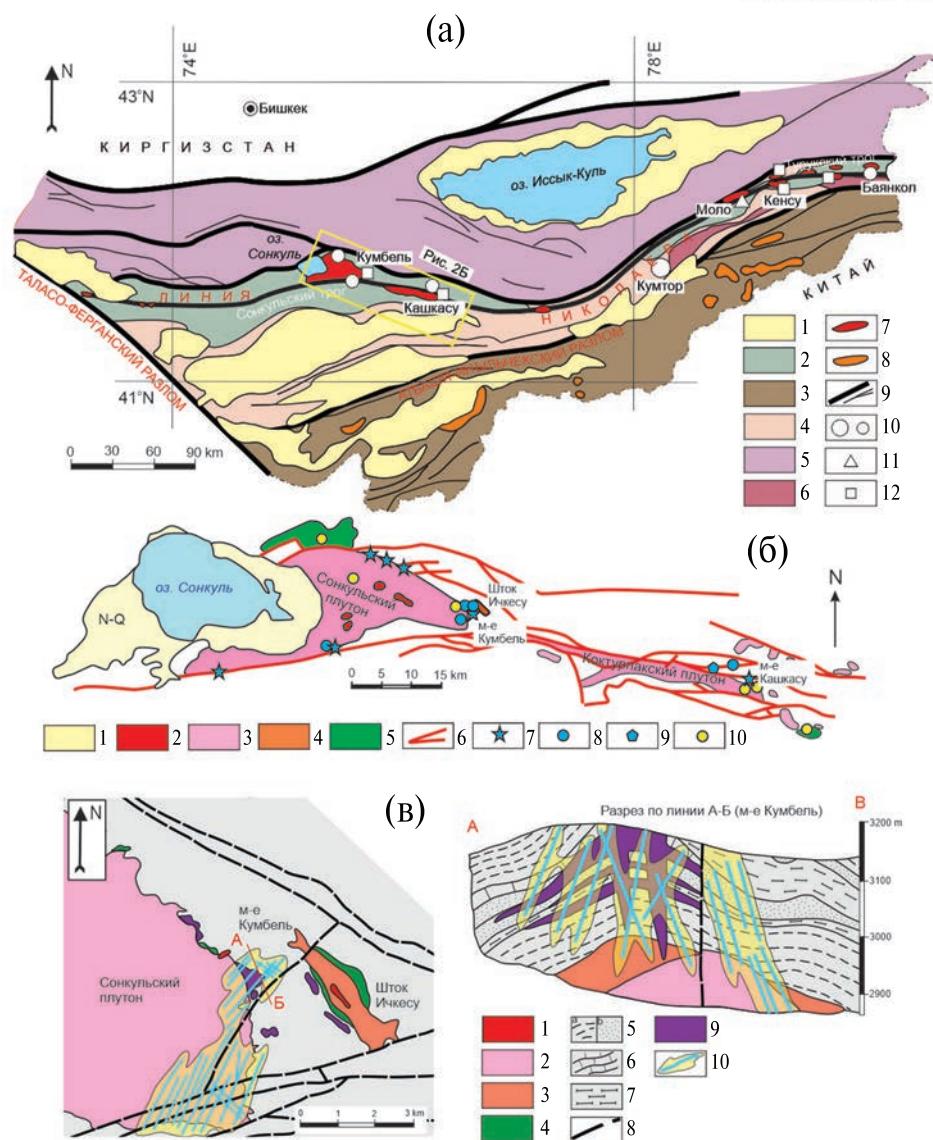
Монцодиориты и монцониты обнаруживают взаимные переходы в Коктурпакском plutоне, где они слагают периферийные зоны и мелкие отдельные штоки, а монцониты связаны взаимными переходами с кварцевыми монцонитами в Ичкесуйском сателлитном штоке Сонкульского plutона.

Монцониты содержат клинопироксен (диопсид-авгит; 5–25 об. %), амфибол (5–20 об. %) и биотит (<5–10 об. %), иногда – реликты ортопироксена (гиперстен; 0–5 об. %), а также плагиоклаз (андезин; 40–45 об. %), калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 10–15 об. %) и кварц (5–15 об. %). Кварцевые монцониты отличаются отсутствием пироксена, с преобладанием амфибола (5–10 об. %) и биотита (5–15 об. %), а также более высоким содержанием калиевого полевого шпата (ортоклаз; 15–20 об.) и кварца (15–25 об. %).

Гранодиориты главной фазы слагают подавляющий объём обоих plutонов. Это обычно средне-крупнозернистые порфировидные породы, которые содержат крупные (до  $2 \times 2$  см) фенокристаллы калиевого полевого шпата (микроклина). Породы в целом сложены амфиболом (2–10 об. %), биотитом (10–15 об. %), плагиоклазом (лабрадор до андезина-олигоклаза; 30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (20–35 об. %) и кварцем (15–20 об. %). Характерным для этих пород является присутствие обособлений-энклавов, сложенных темноцветными минералами (амфиболом, биотитом, иногда с клинопироксеном) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Более поздние монцограниты слагают небольшие штоки, прорывающие гранодиориты, а последующие лейкограниты-аляскиты – мелкие разобщённые дайки и жилы. Монцограниты – это мелкозернистые, иногда слабопорфировидные породы, сложенные калиевым полевым шпатом (ортоклаз; 30–35 об. %), плагиоклазом (олигоклаз и альбит-олигоклаз; 30–35 об. %) и кварцем (20–30 об. %), при небольшом содержании биотита (3–5 об. %) и редким амфиболом (1–2 об. %). Лейкограниты-аляскиты отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (не более 5 об. %) содержанием единственного фемического минерала – биотита.

Аксессорные минералы интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в оливиновых монцогаббро изредка отмечается ильменит, в монцонитах и кварцевых монцонитах присутствуют также алланит и эпидот, а в гранодиоритах, монцогранитах и лейкогранитах-аляскитах – также монацит, алланит, изредка торит, турмалин и шеелит. Все породы относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и высококалиевовой известково-щелочной сериям, умеренно-глиноэфистому I-типу, и характеризуются заметным обогащением лёгкими РЭЭ,

Соловьев и др., Рис. 2



**Рис. 2.** Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, (Б) района Сонкульского и Коктурпакского plutонов, и (В) восточного фланга Сонкульского plutона, с позицией месторождения Кумбель и его разрезом (по данным [5, 6]). А: 1 – кайнозойские отложения, 2 – позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные троги (Сонкульский, Турукский), 3 – террейны Южного Тянь-Шаня, 4 – террейны Срединного Тянь-Шаня, 5 – террейны Северного Тянь-Шаня, 6 – палеопротерозойские (до архейских ?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского края, отчлененные по системам рифтов), 7 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококалиевой известково-щелочной серий, 8 – отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 – разломы, 10–12 – месторождения и рудопроявления (10 – золота, 11 – вольфрама, 12 – молибдена). Б: 1 – неоген-четвертичные конгломераты, песчаники, алевролиты, пески, гипсы, 2–5 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивные породы Сонкульского и Коктурпакского plutонов (2 – монцограниты, 3 – гранодиориты, 4 – монцониты до кварцевых монцонитов штока Ичкесу, 5 – оливиновые габбро, монцодиориты и монцониты), 6 – разломы, 7–9 – месторождения и рудопроявления (7 – вольфрама, 8 – золота, 9 – магнетита), 10 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов. В: 1–4 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивные породы Сонкульского plutона и штока Ичкесу (1 – монцограниты, 3 – гранодиориты, 4 – монцониты до кварцевых монцонитов штока Ичкесу, 5 – монцодиориты до монцонитов), 5–7 – нижнекаменноугольные осадочные породы (5 – алевролиты (а), известковые песчаники и конгломераты (б), 6 – песчанистые доломитовые известняки, 7 – тонкополосчатые пачки чередования алевролитов и песчаников, с частичным скарнированием), 8 – разломы, 9 – скарны, 10 – зоны серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов со стержневыми кварцевыми жилами.

при обычном лишь слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах [4, 5].

С плутонами пространственно ассоциирует значительная гидротермальная рудная минерализация. В частности, вольфрамовое скарновое месторождение Кумбель и связанные с ним поля золотоносных кварцевых жил и зоны штокверков расположено на восточном контакте Сонкульского plutона (рис. 2 Б) [4]. Ресурсы этого месторождения оцениваются величиной порядка 30 тыс. т  $WO_3$  (среднее содержание 0.40%  $WO_3$  при бортовом содержании 0.10%  $WO_3$ ) и около 8 т Au (среднее содержание 1.7 г/т Au), около 100 тыс. т Cu (среднее содержание 0.25% Cu), 2500 т Bi (среднее содержание 0.02% Bi) и 500 т Mo (среднее содержание 0.05% Mo) в контурах вольфрамовых руд [4]. Ресурсы золота за пределами этих контуров, по-видимому, составляют значительно большую величину (попрядка 20–30 т Au). Месторождение включает крупные тела гранатовых, везувиан-гранатовых, пироксен-гранатовых и магнетитовых скарнов. Эти скарны замещаются метасоматитами, в составе которых широко развиты андрадитовый гранат, калиевый полевой шпат, гематит и кварц, а также шеелит, халькопирит и более редкий молибденит. Изменённые скарны пересекаются зонами серицит-карбонат-кварцевых (с адуляром) жил и прожилков, которые в контурах скарнов и за их пределами содержат шеелит, самородное золото, минералы Cu, Bi, Ag, As, Co-Ni и др. [4]. Такие же жильно-штокверковые зоны распространены и за пределами контуров скарнов, причём на значительном (километры) протяжении, где с ними связана золоторудная минерализация.

Вольфрамовое скарновое месторождение Кашкасу находится на северо-восточном фланге Коктурпакского plutона (рис. 2 Б). Ресурсы этого месторождения оцениваются примерно в 20–25 тыс. т  $WO_3$  (среднее содержание в разных ресурсных блоках 0.30–0.37%  $WO_3$  при бортовом содержании 0.10%  $WO_3$ ) [5]. Как и месторождение Кумбель, оно включает тела скарнов преимущественно гранатового, а также скаполит-гранатового состава, которые замещаются послескарновыми метасоматитами, в которых преобладают андрадитовый гранат, скаполит, широко развиты калиевый полевой шпат, магнетит, гематит, а также шеелит, халькопирит и молибденит. Таким образом, как и на месторождении Кумбель, состав скарнов и послескарновых метасоматитов подчёркивает весьма окислительные условия минералообразования, как и

обстановку повышенной щёлочности, что согласуется со спецификой рудоносных интрузий высококалиево-известково-щелочной и шошонитовой серий. Зоны серицит-карбонат-кварцевых жил и прожилков сравнительно менее распространены, однако они также содержат шеелит, самородные золото и висмут, сульфиды и сульфосоли Cu, Bi, Ag, Pb-Zn и др. [5].

Формирование этих месторождений представляло собой многоэтапный процесс, с чередованием этапов внедрения магматических пород и развития различных гидротермально-метасоматических образований, в том числе рудоносных. Скарн возникли до внедрения гранодиоритов главной фазы, однако замещение скарнов рудоносными минеральными ассоциациями послескарновых метасоматитов протекало после внедрения гранодиоритов. В свою очередь, скарны и послескарновые рудоносные метасоматиты, несущие W–Cu–Mo-минерализацию, пересекаются и срезаются дайками и жилами монцогранитов и лейкогранитов-аляскитов. Внедрение поздних даек основных пород предшествовало формированию серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов и связанный с ними вольфрам-зольторудной (с сульфидами и сульфосолями Cu, Bi, Ag, Pb-Zn и др.) минерализации [4, 5].

## ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для изотопного U–Pb-датирования циркона были отобраны из оливиновых габбро, гранодиоритов и монцогранитов Сонкульского plutона, и из монцонитов, гранодиоритов и монцогранитов Коктурпакского plutона (рис. 2 Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведён в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой Helex II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала  $^{208}Pb$  при минимальном значении  $^{248}ThO^{+}/^{232}Th^{+}$  (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам  $^{202}Hg$ ,  $^{204}(Pb+Hg)$ ,  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$ ,

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Сонкульского и Коктурлакского plutонов (вес. %, г/т)

плутоны № проб	Сонкульский plutон			Коктурлакский plutон			Сонкульский plutон			Коктурлакский plutон		
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
породы	оливиновые габбро	грано-диорит	монцо-гранит	монцо-диорит	монцо-гранит		оливино-вые габбро	грано-диорит	монцо-гранит	монцо-диорит	грано-диорит	монцо-гранит
SiO <sub>2</sub>	51.27	64.06	71.30	56.24	65.79	71.75	Nb	4.82	10.6	20.5	14.1	14.2
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.53	0.23	0.79	0.45	0.30	Y	21.8	12.7	24.6	23.3	19.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.48	14.29	13.96	14.23	15.13	13.20	Mo	2.19	2.37	1.49	2.43	2.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.06	3.01	1.68	2.48	2.31	1.02	W	3.14	2.31	2.51	2.11	2.18
FeO	5.66	2.34	0.86	4.49	1.80	0.73	Sn	2.10	1.62	2.63	1.47	3.14
MnO	0.13	0.06	0.02	0.30	0.07	0.03	Cs	1.56	2.01	1.73	1.69	1.73
MgO	6.06	3.10	0.75	6.36	1.85	0.56	Hf	2.40	6.01	4.89	5.02	8.73
CaO	9.06	3.56	1.06	6.24	3.94	2.32	Ta	0.48	0.79	2.45	0.80	1.12
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.06	3.43	3.19	3.40	4.25	Ga	13.8	22.1	14.9	17.9	14.9
K <sub>2</sub> O	1.49	3.97	4.89	3.24	3.62	4.12	Th	12.5	21.8	54.8	8.94	20.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.10	0.05	0.11	0.14	<0.04	U	4.02	3.77	4.42	2.53	3.84
F	<0.01	0.061	<0.01	0.150	0.060	0.083	Cu	243	173	118	68.4	43.2
CO <sub>2</sub>	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	0.11	0.12	Zn	30.4	73.0	47.3	102	35.4
S <sub>total</sub>	<0.20	<0.20	<0.20	0.22	<0.20	<0.20	Pb	20.7	42.8	22.0	31.7	17.8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	<0.10	<0.10	0.42	0.37	0.30	La	33.9	59.3	42.3	64.7	44.8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.50	1.23	0.86	0.74	0.43	0.37	Ce	49.3	99.4	104	105	85.2
Total	99.32	99.77	99.49	99.31	99.67	99.39	Pr	6.01	7.83	13.1	13.7	8.93
							Nd	43.8	33.7	37.5	43.5	28.5
Ba	1062	1122	725	1865	1324	1026	Sm	4.02	4.92	5.30	8.20	4.90
Sr	922	477	351	1030	498	403	Eu	1.66	1.56	0.82	2.36	1.27
Co	25.4	12.4	3.68	19.5	8.19	2.98	Gd	4.93	3.72	3.94	6.11	3.62
Ni	24.3	26.0	2.11	38.4	11.9	4.37	Tb	0.73	0.55	0.56	0.85	0.57
V	220	91.7	48.9	89.8	99.4	20.3	Dy	4.13	2.12	4.01	4.83	3.30
Cr	144	119	42.7	70.8	103	56.9	No	0.88	0.56	0.75	0.93	0.72
Rb	65.9	154	180	94.8	115	172	Er	2.23	1.67	2.83	3.22	2.19
Li	21.1	15.8	12.5	16.2	8.12	11.0	Tm	0.56	0.27	0.38	0.40	0.32
Be	1.54	2.75	3.20	1.88	2.20	2.49	Yb	1.52	1.81	2.48	2.18	2.10
Zr	103	181	163	183	329	237	Lu	0.24	0.25	0.39	0.35	0.22

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлюоресцентным методом, FeO – волюметрическим методом, F – методом ионной хроматографии, CO<sub>2</sub> – методом кислотного титрования, S<sub>обш.</sub> – методом йодного титрования, H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> – гравиметрическим методом, рассеянных, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

$^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта (counting) для всех изотопов, кроме  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см<sup>2</sup>. Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [8].  $^{235}\text{U}$  рассчитывался из  $^{238}\text{U}$  на основе отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.818$  [9]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [10]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [11]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [12], для которого получен возраст  $418 \pm 3.7$  млн лет ( $2\sigma$ ,  $n = 11$ ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб пород Сонкульского plutона были изучены соответственно 18 (оливиновые габбро), 17 (гранодиориты центральной части plutона) и 12 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Из проб пород Коктурпакского plutона были исследованы соответственно 8 (монцониты), 6 (гранодиориты) и 35 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 3). Зёरна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных минералов, бледно-розовые до бесцветных и бледно-жёлтых, характеризуются таблитчатой до призматической и удлинённо-призматической формой длиной 90–500 мкм и коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:6 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается небольшое тёмное или светлое неясноzonальное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкоzonальная светлая оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). При этом для оливиновых габбро Сонкульского plutона, монцонитов и монцогранитов Коктурпакского plutона характерна малая дисперсия значений изотопного возраста, и изученные кристаллы циркона могут быть отнесены к “автокристалам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заключительных) и наиболее дифференцированных

порций магматического расплава соответствующих интрузивных фаз [13]. Как следствие, указанные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста могут рассматриваться как возраст кристаллизации этих интрузивных фаз, соответственно,  $299 \pm 2$  млн лет (СКВО = 2.8) (оливиновые габбро Сонкульского plutона),  $300 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0.9) (монцониты Коктурпакского plutона),  $297 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0.1) (гранодиориты Коктурпакского plutона) и  $285 \pm 2$  млн лет (СКВО = 3.8) (монцограниты Коктурпакского plutона). Напротив, для монцогранитов Сонкульского массива и гранодиоритов Коктурпакского plutона характерны широкие вариации изотопного возраста циркона, с обособлением двух максимумов значений, в целом – от 299–289 млн лет до 306–311 млн лет (рис. 3). В этом случае, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокристалам”, а, следовательно, и пород, в которых они обнаружены, а более древние – времени кристаллизации “антекристалам”, которые образовались в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном развитии крупного, долго живущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [13]. Соответственно, возраст кристаллизации указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокристалам”, составляет  $299 \pm 3$  млн лет (СКВО = 2.0) для гранодиоритов Сонкульского plutона и  $289 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0.8) для монцогранитов Сонкульского plutона. Кроме этого, в гранодиоритах Коктурпакского plutона установлены цирконы с гораздо более древним (порядка 1.5–2.5 млрд лет) изотопным возрастом, которые могут быть отнесены к “унаследованным” (по [13]), захваченным из пород, через которые внедрялась магма гранодиоритов или её материнский расплав.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения (в диапазоне 303–283 млн лет для “автокристалов” циркона) возраста кристаллизации изученных интрузивных пород показывают длительное (в целом не менее 20 млн лет) становление Сонкульского и Коктурпакского plutонов. С учётом данных, полученных для “антекристалов” циркона, время становления plutонов может быть увеличено ещё, по крайней мере, на 5–10 млн лет, таким образом, составив порядка 25–30 млн лет. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация,

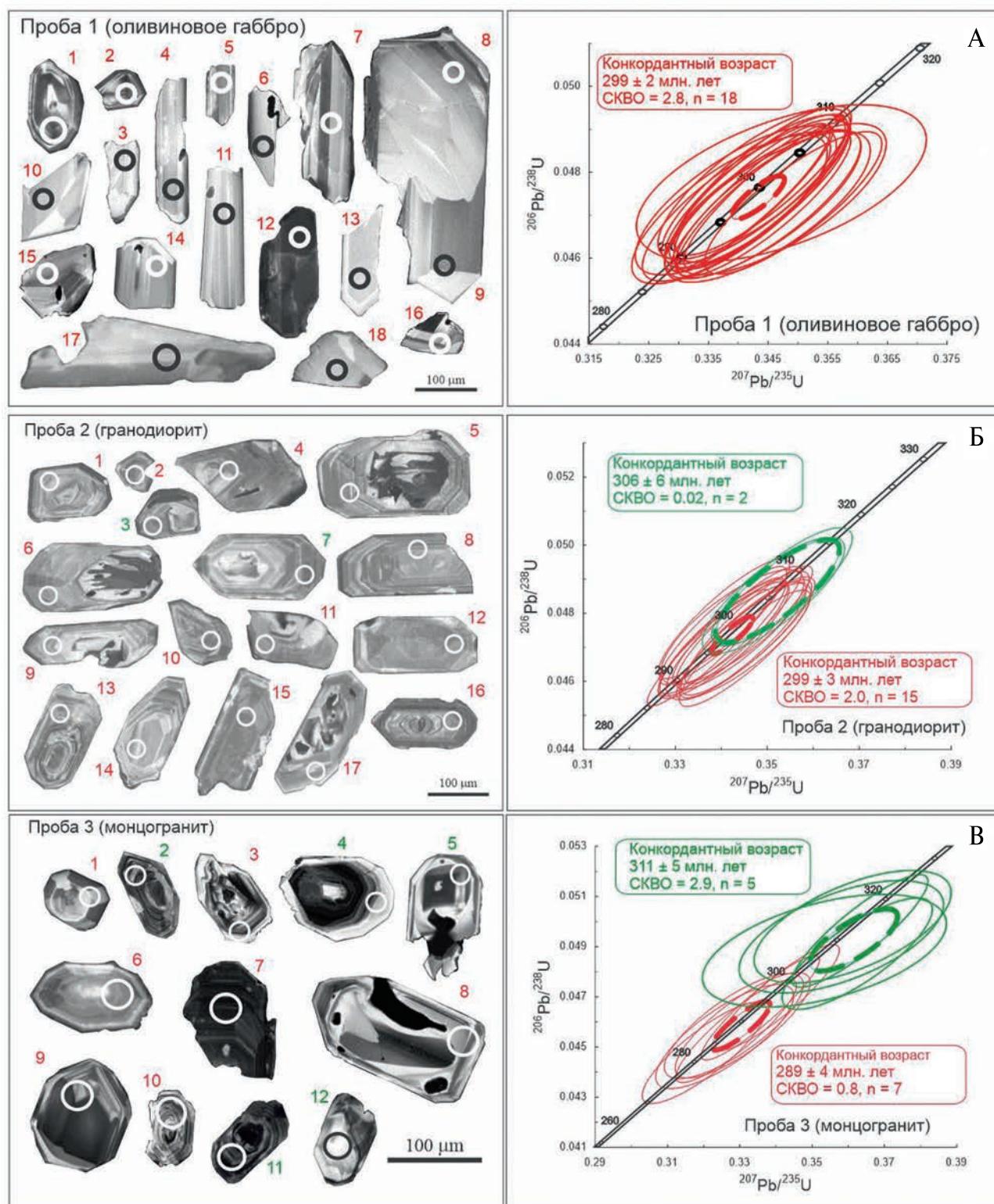
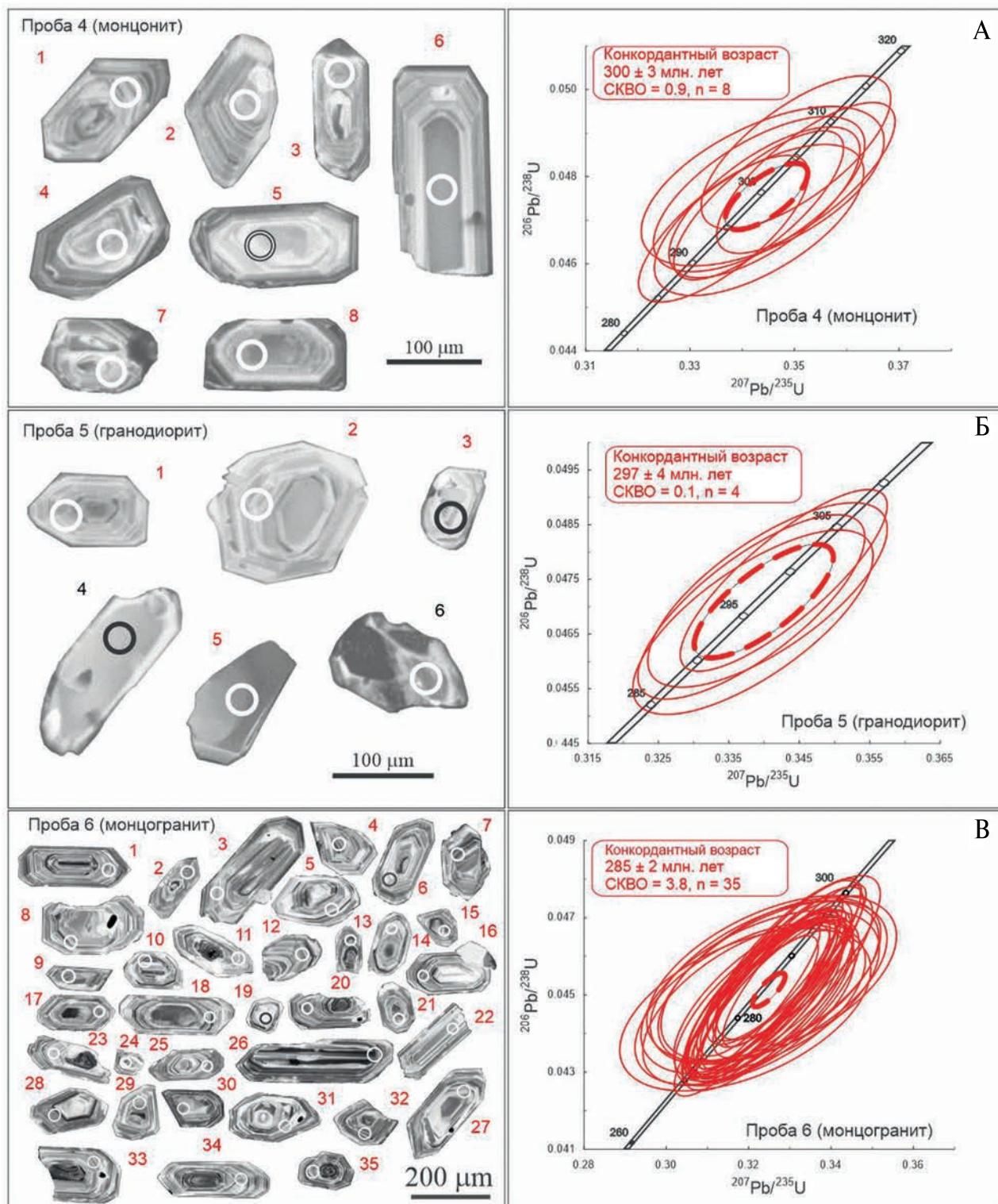


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Сонкульского plutона (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне  $2\sigma$ ).



**Рис. 4.** Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Коктурпакского plutона (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне  $2\sigma$ ).

Таблица 2. Результаты изотопных U-Pb-исследований щиркона из пород Сонкульского и Коктурпакского plutонов

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения			Rho	Возраст, млн. лет			D, %
	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
Проба 1 (оливиновое габбро) (северный фланг Сонкульского plutона)											
1	31	767	721	1.06	0.34925	1.7	0.04728	1.4	0.83	298	8
2	28	863	675	1.28	0.34486	1.7	0.04746	1.5	0.89	299	9
3	14	323	329	0.98	0.34259	1.8	0.04759	1.5	0.81	300	9
4	10	204	237	0.86	0.33967	2.0	0.04734	1.5	0.74	298	9
5	19	380	461	0.83	0.34436	1.7	0.04728	1.5	0.86	298	9
6	13	252	321	0.79	0.34316	1.8	0.0475	1.5	0.81	299	9
7	14	291	346	0.84	0.34502	1.8	0.04725	1.5	0.81	298	9
8	33	537	792	0.68	0.34161	1.7	0.04742	1.5	0.89	299	9
9	23	512	534	0.96	0.34345	1.8	0.04761	1.5	0.84	300	9
10	11	223	261	0.85	0.34417	2.0	0.04725	1.5	0.77	298	9
11	12	245	282	0.87	0.33978	1.9	0.04719	1.5	0.80	297	9
12	65	1365	1542	0.89	0.34231	1.6	0.04739	1.5	0.91	299	9
13	10	197	237	0.83	0.33862	2.0	0.04713	1.5	0.76	297	9
14	19	405	456	0.89	0.34423	1.8	0.0478	1.5	0.85	301	9
15	13	314	307	1.02	0.3427	1.9	0.04772	1.5	0.79	301	9
16	10	165	238	0.69	0.34497	2.0	0.04719	1.5	0.75	297	9
17	8	114	173	0.66	0.34728	2.8	0.04774	1.6	0.55	301	9
18	8	158	180	0.88	0.34705	2.1	0.04737	1.5	0.73	298	9
Проба 2 (гранодиорит) (центральная часть Сонкульского plutона)											
1	27	419	652	0.64	0.34050	1.6	0.04733	1.5	0.90	298	9
2	25	405	573	0.71	0.34252	1.9	0.04758	1.5	0.78	300	9
3	27	315	615	0.51	0.35143	1.8	0.04852	1.4	0.80	306	9
4	25	398	609	0.65	0.34061	1.7	0.04720	1.5	0.87	297	9
5	35	517	846	0.61	0.33740	1.6	0.04698	1.5	0.93	296	9
6	30	424	721	0.59	0.34525	1.7	0.04696	1.5	0.89	296	9
7	35	411	785	0.52	0.35329	1.8	0.04877	1.5	0.82	307	9
8	27	438	644	0.68	0.34055	1.7	0.04763	1.5	0.90	300	9
9	22	340	521	0.65	0.34055	1.7	0.04727	1.5	0.88	298	9
10	34	517	821	0.63	0.34539	1.7	0.04724	1.5	0.88	298	9
11	31	422	734	0.58	0.34613	1.6	0.04764	1.5	0.91	300	9
12	30	429	718	0.60	0.34449	1.7	0.04716	1.5	0.89	297	9
13	39	666	935	0.71	0.34589	1.7	0.04732	1.5	0.88	298	9

## Продолжение таблицы 2

14	18	395	421	0.94	0.34391	1.9	0.04718	1.5	0.80	297	9	300	10
15	27	554	648	0.86	0.34077	1.7	0.04783	1.5	0.88	301	9	298	9
16	37	659	868	0.76	0.34358	1.7	0.04763	1.5	0.90	300	9	300	9
17	25	327	596	0.55	0.34472	1.7	0.04749	1.5	0.87	299	9	301	9

Проба 3 (монцогранит) (восточная часть Сонкульского плутона)

1	27	351	675	0.52	0.33094	2.3	0.04585	1.9	0.81	289	11	290	12
2	65	907	1501	0.60	0.35820	3.2	0.04939	1.9	0.58	311	12	311	20
3	72	993	1826	0.54	0.32918	2.1	0.04562	1.8	0.89	288	10	289	10
4	51	685	1192	0.57	0.36343	2.1	0.04962	1.9	0.88	312	11	315	11
5	52	1085	1224	0.89	0.36258	2.3	0.04871	1.9	0.80	307	11	314	13
6	59	778	1442	0.54	0.34056	2.0	0.04697	1.8	0.90	296	11	298	11
7	25	405	640	0.63	0.32033	2.2	0.04475	1.9	0.85	282	10	282	11
8	78	1005	1945	0.52	0.33582	2.0	0.04655	1.8	0.92	293	11	294	10
9	30	612	755	0.81	0.32597	2.4	0.04540	1.9	0.78	286	10	287	12
10	39	553	973	0.57	0.32853	2.4	0.04582	1.9	0.79	289	11	288	12
11	57	740	1329	0.56	0.36136	3.1	0.04979	1.8	0.60	313	12	313	19
12	21	407	497	0.82	0.35353	3.9	0.04883	1.9	0.48	307	12	307	24

Проба 4 (монционит) (Коктурлакский pluton)

1	18	328	414	0.79	0.35228	2.0	0.04797	1.5	0.75	302	9	306	10
2	13	222	314	0.71	0.34336	2.4	0.04700	1.5	0.63	296	9	300	12
3	18	272	429	0.63	0.35036	2.1	0.04856	1.5	0.70	306	9	305	11
4	18	295	422	0.70	0.34323	1.9	0.04734	1.5	0.77	298	9	300	10
5	10	279	229	1.22	0.34402	2.8	0.04778	1.6	0.57	301	9	300	14
6	13	275	304	0.90	0.34333	2.4	0.04760	1.5	0.64	300	9	300	12
7	18	284	439	0.65	0.34436	2.2	0.04741	1.5	0.69	299	9	301	11
8	19	284	453	0.63	0.33658	2.0	0.04680	1.5	0.75	295	9	295	10

Проба 5 (гранолиорит) (Коктурлакский pluton)

1	31	567	727	0.78	0.34282	1.7	0.04748	1.4	0.82	299	8	299	9
2	15	204	353	0.58	0.33847	2.1	0.04671	1.5	0.72	294	8	296	11
3	13	240	320	0.75	0.34053	2.0	0.04721	1.5	0.72	297	9	298	11
4	64	172	258	0.67	3.76943	1.5	0.27964	1.4	0.93	1590	40	1586	25
5	18	317	436	0.73	0.33824	1.9	0.04699	1.5	0.76	296	8	296	10
6	318	252	744	0.34	11.22697	1.5	0.48352	1.4	0.96	2543	60	2542	28

Проба 6 (монцогранит) (Коктурлакский pluton)

1	49	904	1271	0.71	0.32525	2.3	0.04482	1.9	0.84	283	11	286	11
---	----	-----	------	------	---------	-----	---------	-----	------	-----	----	-----	----

Окончание таблицы 2

2	55	955	1418	0.67	0.32055	3.6	0.04477	1.9	0.54	282	11	282	20
3	39	612	1009	0.61	0.32504	2.4	0.04492	1.9	0.80	283	11	286	12
4	60	944	1532	0.62	0.32490	2.2	0.04497	1.9	0.87	284	11	286	11
5	43	652	1101	0.59	0.32297	3.7	0.04507	1.9	0.53	284	11	284	21
6	35	486	879	0.55	0.32574	3.8	0.04542	1.9	0.51	286	11	286	22
7	54	1147	1401	0.82	0.31955	2.2	0.04445	1.9	0.86	280	10	282	11
8	36	501	909	0.55	0.32499	3.6	0.04532	1.9	0.53	286	11	286	21
9	50	820	1286	0.64	0.32021	3.3	0.04473	1.9	0.58	282	11	282	19
10	41	787	1029	0.76	0.32867	2.3	0.04584	1.9	0.82	289	11	289	12
11	33	491	842	0.58	0.32390	2.7	0.04476	1.9	0.71	282	11	285	14
12	45	749	1158	0.65	0.32559	3.3	0.04541	1.9	0.57	286	11	286	19
13	58	1019	1476	0.69	0.33127	2.1	0.04575	1.9	0.88	288	11	291	11
14	31	498	803	0.62	0.32430	2.4	0.04505	1.9	0.79	284	11	285	12
15	50	1134	1287	0.88	0.32234	2.2	0.04492	1.9	0.85	283	10	284	11
16	48	856	1218	0.70	0.32496	3.4	0.04532	1.9	0.56	286	11	286	19
17	39	514	999	0.51	0.32186	2.3	0.04473	1.9	0.84	282	10	283	11
18	40	668	1051	0.64	0.32358	2.4	0.04459	1.9	0.78	281	11	285	12
19	16	327	411	0.80	0.32446	2.8	0.04488	1.9	0.68	283	11	285	14
20	39	649	1015	0.64	0.32672	2.3	0.04512	1.9	0.84	285	11	287	11
21	43	715	1112	0.64	0.32487	2.1	0.04514	1.9	0.88	285	10	286	11
22	28	454	715	0.64	0.32515	2.6	0.04495	1.9	0.75	284	11	286	13
23	40	621	1015	0.61	0.33082	2.4	0.04546	1.9	0.79	287	11	290	12
24	25	361	637	0.57	0.31932	3.9	0.04461	1.9	0.50	281	11	281	22
25	45	874	1141	0.77	0.32945	2.2	0.04591	1.9	0.84	289	11	289	11
26	63	1355	1608	0.84	0.32430	2.2	0.04516	1.9	0.85	285	10	285	11
27	27	430	684	0.63	0.32494	2.6	0.04484	1.9	0.74	283	11	286	13
28	47	748	1208	0.62	0.32069	2.1	0.04485	1.9	0.88	283	10	282	11
29	44	721	1131	0.64	0.32345	2.3	0.04490	1.9	0.81	283	10	285	11
30	30	453	773	0.59	0.32336	2.2	0.04505	1.9	0.83	284	10	285	11
31	32	518	815	0.64	0.32562	2.2	0.04549	1.9	0.86	287	10	286	11
32	34	468	860	0.54	0.32627	2.2	0.04525	1.9	0.85	285	10	287	11
33	24	339	609	0.56	0.32638	2.4	0.04537	1.9	0.80	286	11	287	12
34	32	443	803	0.55	0.33219	2.4	0.04596	1.9	0.77	290	11	291	12
35	37	581	933	0.62	0.33003	2.2	0.04572	1.9	0.83	288	11	290	11

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

по-видимому, является необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутоногенных месторождений вольфрама, золота и ассоциирующих металлов. Это согласуется с длительной историей магматогенно-флюидной эволюции месторождений, связанных с указанными плутонами, где вольфрамоносные скарны являются ранними, а основные концентрации золота и сульфидов связаны с более поздними жильно-штокверковыми системами низкотемпературных серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов.

Полученные данные позволяют провести возрастную корреляцию времени становления Сонкульского и Коктурпакского плутонов (а в более широком контексте – проявления позднепалеозойского магматизма в западной части “линии В.А. Николаева”) с принятыми в настоящее время моделями тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня. В частности, как было показано некоторыми авторами [6, 14], в начале позднепалеозойской субдукции в регионе накапливались флишевые толщи и образовались олистостромы в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня, что протекало в визейском и начале серпуховского веков каменноугольного периода (порядка 330–325 млн лет) в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в башкирском-московском веках (около 315 млн лет) – в восточном сегменте киргизского Тянь-Шаня. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В середине асельского века раннепермского времени (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало интенсивного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [6, 14, 15]. Соответственно, более молодые (чем 295 млн лет) датировки интрузивных пород отвечают постколлизионному этапу, как это принято и для других сегментов орогенной системы Тянь-Шаня [3].

В таком контексте, становление Сонкульского и Коктурпакского плутонов отвечает временному интервалу от “зрелой субдукции” до постколлизионного этапа. В частности, на субдукционном этапе, были генерированы и частично раскристаллизованы более глубинные порции магмы (от порядка 311 млн лет до 306 млн лет), после чего внедрились и полностью кристаллизовались

породы ранних фаз плутонов (например, оливиновые габбро с возрастом около 299 млн лет, монцониты и гранодиориты с возрастом порядка 300–298 млн лет). В отличие от них, наиболее поздние интрузивные фазы плутонов (монцограниты) внедрялись и кристаллизовались в постколлизионных условиях (порядка 289–285 млн лет).

Дальнейшая корреляция может быть выполнена с учётом времени проявления высококалиевого известково-щелочного и шошонитового магматизма и различий связанных с ними металлогенов в Срединном Тянь-Шане. В частности, в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня установлены два пульса подобного магматизма: ранний (позднекаменноугольный, порядка 337–313 млн лет), и поздний (позднекаменноугольный-раннепермский, порядка 298–290 млн лет). С первым пульсом, представляющим субдукционный, вероятно, задуговый магматизм, связаны крупнейшие порфировые Cu–Au–Mo-месторождения Алмалыкского рудного района [3, 16, 17]. Напротив, второй (поздний) пульс, связанный с переходным субдукционным-постколлизионным или даже, собственно, постколлизионным режимом и представленный позднекаменноугольными-раннепермскими интрузиями шошонитовой серии, развитыми на месторождении Чорух-Дайрон и датированными возрастом 298–290 млн лет, сопровождается преимущественно молибден-вольфрамовой (W–Mo–Cu–Au) минерализацией [18]. В этом аспекте, установленный возраст внедрения пород Сонкульского и Коктурпакского плутонов и характер связанных с ними преимущественно золото-вольфраморудной минерализации ближе соответствуют указанному более молодому пульсу позднепалеозойского высококалиевого известково-щелочного и шошонитового магматизма и подчёркивает его широкое проявление в Срединном Тянь-Шане.

Изотопный возраст “унаследованного” циркона в породах Коктурпакского плутония, составляющий порядка 1.5–2.5 млрд лет, согласуется с возрастом (1.8–2.3 млрд лет), который был установлен для метаморфических и гранитоидных пород коровых субстратов основания Таримского кратона [19], отдельные блоки которого, вероятно, образуют фундамент террейнов Срединного Тянь-Шаня ([3] и др.).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // Internat. Geol. Rev. 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.), Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication. 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Soloviev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kumbel oxidized W-Cu-Mo skarn and Au-W stockwork deposit, Tien-Shan, Kyrgyzstan // Mineralium Deposita. 2015. V. 50. P. 187–220.
5. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kashkasu W-Mo-Cu skarn deposit associated with a high-potassic to shoshonitic igneous suite in Kyrgyzstan, Tien Shan: toward a diversity of W mineralization in Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 153. P. 425–449.
6. Алексеев Д. В., Дегтярев К. Е., Котов А. Б., Сальникова Е. В., Третьяков А. А., Яковлева С. З., Анисимова И. В., Шатагин К. Н. Позднепалеозойские субдукционные и коллизионные магматические комплексы в Нарынском сегменте Срединного Тянь-Шаня (Киргизстан) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2009. Т. 427. № 2. С. 219–223.
7. De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V. Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 745–763.
8. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. / Sylvester P. (ed.). Miner. Assoc. of Canada (Short Course Series) 2008. V. 40. P. 307–311.
9. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S. R.  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
10. Slama J., Kosler J., Condon D. J. et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
11. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2003. P. 1–70.
12. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geology. 2004. V. 205. P. 115–140.
13. Miller J. S., Matzel J. E., Miller C. F., Burgess S. D., Miller R. B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
14. Биске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
15. Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belevatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // Lithos. 2007. V. 97. P. 140–160.
16. Cheng Z., Zhang Z., Chai F., Hou T., Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B. S. Carboniferous porphyry Cu-Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples // International Geology Review. 2017. V. 60. P. 1–20.
17. Zhao X.-B., Xue C.-J., Chi G.-X., Mo X.-X., Nurtaev B., Zhang G.-Z. Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu–Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes // Ore Geol. Rev. 2017. V. 86. P. 807–824.
18. Соловьев С. Г., Кряжев С. Г., Семенова Д. В., Калинин Ю. А., Бортников Н. С. Изотопный U-Pb возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород W-Mo(-Cu-Au) месторождения Чорух-Дайрон (Таджикистан): первые свидетельства постколлизионного рудообразования в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 516. № 1. С. 57–68.
19. Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 135. P. 122–135.

# LATE PALEOZOIC STAGES OF ORE FORMATION IN THE MIDDLE TIEN SHAN: ISOTOPIC U-Pb ZIRCON DATING (LA-ICP-MS METHOD) OF INTRUSIVE ROCKS FROM THE SONKUL AND KOKTURPAK PLUTONS (EASTERN KYRGYZSTAN)

S. G. Soloviev<sup>a, #</sup>, S. G. Kryazhev<sup>b</sup>, D. V. Semenova<sup>c</sup>, Y. A. Kalinin<sup>c</sup>,

Academician of the RAS N. S. Bortnikov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*  
<sup>c</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,  
Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents the isotopic U-Pb study data (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Sonkul and Kokturpak plutons situated along the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line” in the eastern Kyrgyzstan. These plutons of high-potassic rocks are spatially and genetically associated with the Kumbel and Kashkasu W-Mo-Cu-Au deposits, respectively, as well as other occurrences of W and W-Au mineralization. Together with other Au, W and Cu deposits, they are parts of the extended metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U-Pb ages of zircon autocrysts for the consecutive intrusive phases span over the interval of approximately 303 to 283 Ma. This interval included the crystallization of olivine gabbro ( $299 \pm 2$  Ma) in the Sonkul pluton, monzonite ( $300 \pm 3$  Ma) in the Kokturpak pluton, granodiorite of the main intrusive phase ( $299 \pm 3$  Ma in the Sonkul pluton and  $297 \pm 4$  Ma in the Kokturpak pluton), and monzogranite ( $289 \pm 4$  Ma in the Sonkul pluton and  $285 \pm 2$  Ma in the Kokturpak pluton). Zircon antecrysts dated at 306–311 (to 323?) Ma have also been distinguished. The age data obtained correspond to the pluton emplacement in the Late Carboniferous-Early Permian initially in subduction-related and then post-collisional tectonic settings. Besides, in the Middle Tien Shan, this age interval corresponds to one of the regional pulses of high-potassic calc-alkaline and shoshonitic magmatism. A distinct metallogenic evolution corresponds to these pulses that is expressed in the change from porphyry Cu-Au-Mo deposits related to the early pulse to essentially tungsten (W-Mo-Cu-Au) and then essentially gold deposits related to younger pulses. The rocks also contain zircon xenocrysts with ancient age (in the order of 1.5–2.5 Ga) that probably represent the age of the Tarim craton basement.

**Keywords:** isotopic U-Pb data, zircon, granitoids, W-Mo-Cu-A deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan

## ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИОСУЛЬФАТА И СУЛЬФИТА В ЧЁРНОМ МОРЕ

© 2024 г. М. Н. Римская-Корсакова\*, А. В. Дубинин

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 20.02.2024 г.

Поступило 20.02.2024 г.

После доработки 26.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Впервые получены данные по вертикальному распределению тиосульфата и сульфита методом дериватизации с монобромбиманом в воде Чёрного моря. Тиосульфат и сульфит в определимых количествах появляются ниже редокс интерфейса с появлением сероводорода. Концентрация сульфита достигает величины 1.12  $\mu\text{M}$ , а тиосульфата 0.53  $\mu\text{M}$  в морской воде с условной плотностью 16.40–16.80 кг/м<sup>3</sup> на континентальном склоне. В центре моря на горизонте 400 м (условная плотность 16.96 кг/м<sup>3</sup>) концентрации сульфита и тиосульфата достигают своих максимальных концентраций 1.74  $\mu\text{M}$  и 0.98  $\mu\text{M}$  соответственно. Сравнение данных по тиосульфату, полученных после фильтрации и без фильтрования, показали, что в верхней части анаэробной толщи с бактериопланктоном связано до 100% тиосульфата, доля которого постепенно уменьшается до глубины 600 м. Исходя из этих данных и корреляции с сульфитом и взвешенным органическим углеродом, сделано предположение, что в верхней части анаэробной зоны преобладает тиосульфат и сульфит, полученные в результате деятельности хемоавтотрофных бактерий.

*Ключевые слова:* тиосульфат, сульфит, монобромбиман, сероводород, Чёрное море

DOI: 10.31857/S2686739724070076

### ВВЕДЕНИЕ

В основе анаэробных процессов в морской среде лежит микробиологическое восстановление сульфата до сульфида в сочетании с окислением органических веществ. Окисление сероводорода обратно в сульфат замыкает цикл серы. Химические превращения соединений серы в крайних степенях окисления – сульфида  $\text{S}^{2-}$  и сульфата  $\text{SO}_4^{2-}$  происходят поэтапно через ряд биохимических реакций, что приводит к образованию широкого спектра соединений серы в промежуточных степенях окисления. Основные промежуточные формы серы в морской воде представлены тиосульфатом  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  и сульфитом  $\text{SO}_3^{2-}$ , наряду с элементной серой и полисульфидами.

Концентрации тиосульфата и сульфита в природных водах, как правило, не превышают  $\sim 10 \mu\text{M}$ , что свидетельствует о коротком времени пребывания  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  в бассейнах с анаэробными условиями [4]. Данных по распределению

тиосульфата и сульфита в водной толще анаэробных бассейнов не так много. Наиболее обширные исследования проведены во впадине Кариако у берегов Венесуэлы [6, 9, 11, 18]. Сероводород в этом бассейне появляется на глубинах 200–350 м [9]. Концентрации тиосульфата и сульфита растут с глубиной, впервые появляясь в субкислородной зоне, до величин 6.5 и 4.5  $\mu\text{M}$  для  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  соответственно. Предполагалось, что тиосульфат и сульфит образуются в результате интрузий вод, содержащих кислород. Уменьшение их концентраций во времени связывается с потреблением  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  хемоавтотрофными микроорганизмами [6, 9]. Определение тиосульфата и сульфида проводилось методом жидкостной хроматографии (ЖХ) после дериватизации с реагентом 2,2'-дитиобис(5-нитропиридин) (ДТНП). В воде фьорда Мариагер (Дания) (глубина хемоклина – 12 м) обе формы  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  появлялись только в сероводородной зоне [19] (до 5  $\mu\text{M}$  тиосульфата и 1.5  $\mu\text{M}$  сульфита). В Готландской впадине Балтийского моря (глубина появления  $\text{H}_2\text{S}$  – 125–135 м), был исследован только тиосульфат, и он демонстрировал рост концентраций с глубиной до  $\sim 3 \mu\text{M}$  [8]. Его образование связывалось

Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: korsakova@ocean.ru

с окислением сероводорода вначале кислородом и далее с ростом глубины взвешенными оксидами марганца и железа. Для определения концентраций сульфита и тиосульфата в Мариагер-фьорде и Готландской впадине использовали для дериватизации реагент монобромбиман (МВВ).

В Чёрном море (глубина редокс-интерфейса 90–165 м, толщина субкислородной зоны 10–50 м) первые определения тиосульфата и сульфита были проведены методом дистилляции сероводорода [16] после восстановления Cr(II), при котором тиосульфат и сульфит определялись в виде суммы. Содержание суммы форм ( $\text{SO}_3^{2-} + \text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ ) росло с глубиной от верхней границы анаэробной зоны [1].

Раздельно профили распределений сульфита и тиосульфата в Чёрном море были получены методом ЖХ после дериватизации этих анионов с ДТНП [14]. При этом оба соединения появлялись в сероводородной зоне и их концентрации росли с глубиной, достигая 2  $\mu\text{M}$   $\text{SO}_3^{2-}$  и 3  $\mu\text{M}$   $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ . Попытка повторить подобное определение с использованием ДТНП показала, что достоверно в черноморской воде можно определить лишь тиосульфат [2]. Распределение тиосульфата демонстрировало рост концентраций с глубиной, при этом максимальная из измеренных концентрация составила 0.34  $\mu\text{M}$   $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ .

Из представленного короткого обзора становится понятным, что имеющиеся данные по тиосульфату и сульфиту в воде Чёрного моря крайне скучны. Полученные результаты имеются либо в виде суммы форм, либо только для тиосульфата. Основная цель данной работы – представить первые раздельные данные по тиосульфату и сульфиту в воде Чёрного моря.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы морской воды для исследований отбирали в ходе экспедиции “Чёрное море-2022” на станции Ашамба-28 (13.07.2022) с координатами 44.489° с. ш., 37.869° в. д. в 7 милях от Голубой бухты г. Геленджика с борта МНИС “Ашамба” (глубина дна 1200 м). Пробы из глубоководной части моря были отобраны в 124-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий” 04.10.2022 на станции 237 с координатами 43.545° с. ш. 32.062° в. д. (глубина дна 1966 м). Пробы отбирали батометрами Нискина (Sea Bird Electronics, объёмом 4 л и General Oceanics объёмом 8 л на МНИС “Ашамба” и НИС “Профессор Водяницкий” соответственно). Гидрофизические параметры водной толщи измеряли

зондом “Sea Bird 19+” на МНИС “Ашамба” и комплексом Idronaut Oceanseven 320 PlusM. Во время пробоотбора батометры заполняли аргоном.

Основанием для раздельного определения  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  послужила методика из работ [15, 19]. Из каждого батометра отбирали по две пробы. Образец морской воды объёмом 500–мкл для определения  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  отбирали из батометра газонепроницаемым шприцем (Hamilton) и помещали в виалу тёмного стекла, заполненную аргоном. Затем туда же немедленно добавляли для дериватизации последовательно 50 мкл буфера HEPES-EDTA (рН 8, 500 мМ и 50 мМ) и 50 мкл реагента МВВ (Sigma; 45 мМ в ацетонитриле). Через 30 минут реакцию дериватизации останавливали добавлением 50 мкл метансульфоновой кислоты (324 мМ). Образцы сразу замораживали и хранили до анализа в ближайшие несколько дней при температуре не выше –15°C.

Определение проводили на хроматографе Shimadzu LC-20AD с флюоресцентным детектором (ФЛД) RF-10Axl ( $\lambda$  возбуждения – 380 нм, детектирования – 480 нм) и спектрофотометрическим детектором (СФД) SPD-20AV ( $\lambda$  = 250 нм). Используемая колонка – LiChrospher 60 RP-select B (125×4.0 мм, 5  $\mu\text{m}$ ) и предколонка – Supelguard Discovery C18 (2 см×4.0 мм, 5  $\mu\text{m}$ ). Объём образца для анализа 50–100 мкл. Элюент А – 0.25% уксусная кислота (хч), доведённая 5M NaOH до рН 3.5, элюент B – метанол 100% (HPLC-grade), скорость подвижной фазы 1 мл/мин. Колонка термостатируется при +35°C. Используемая градиентная схема была заимствована из [13] с незначительными изменениями: старт, от 10% B до 12% B 7 min; от 12% B до 30% B 8 мин; 30% B 4 мин; от 30% B до 50% B 4 мин; от 50% B до 100% B 7 мин; 100% B 3 мин; от 100% B до 10% B 4 мин; 10% B 2 мин.

Хроматографический сигнал параллельно снижали с двух детекторов. Поскольку в аналогичных исследованиях мы не встречали спектрофотометрического детектирования, то в рамках настоящего исследования провели оценку его возможного использования. Данные с двух детекторов показали хорошую сходимость – отличие составило не более 6% для концентраций тиосульфата более 0.2  $\mu\text{M}$ . Пределы обнаружения составили для  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  соответственно: 0.27  $\mu\text{M}$  и 0.04  $\mu\text{M}$  (ФЛД) и 0.54  $\mu\text{M}$  и 0.04  $\mu\text{M}$  (СФД). Поскольку сигнал от холостого опыта был равен нулю, то предел обнаружения оценивали с помощью стандартного отклонения градуировочной зависимости. Сероводород в пробах воды определяли спектрофотометрически с N,N-диметил-п-фенилендиамином; кислород – титриметрически по методу Винклера [2].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Верхняя граница появления сероводорода на станции Ашамба-28 находилась на глубине 153 м (табл. 1). Стандартное отклонение, рассчитанное на основе анализа параллельных проб из каждого батометра, в среднем было заметно ниже для тиосульфата ( $0.02 \mu\text{M}$ ) по сравнению с сульфитом ( $0.05 \mu\text{M}$ ).

**Таблица 1.** Концентрации растворённых кислорода, сероводорода, тиосульфата и сульфита в морской воде на станции Ашамба-28

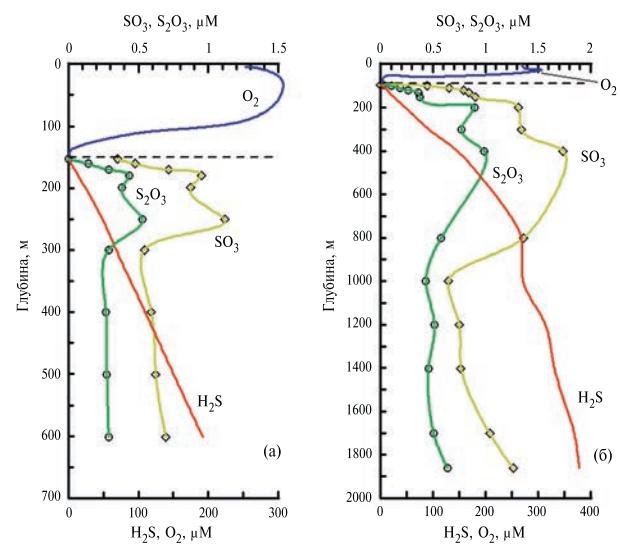
Глубина, м	$\sigma_0$ кг/м <sup>3</sup>	H <sub>2</sub> S $\mu\text{M}$	O <sub>2</sub> $\mu\text{M}$	SO <sub>3</sub> $\mu\text{M}$	S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\mu\text{M}$
141	16.02	н.о.	2	<ПО	<ПО
148	16.12	н.о.	2	<ПО	<ПО
153	16.19	0.4	н.о.	0.35	<ПО
160	16.28	4	н.о.	0.48	0.14
170	16.34	9	н.о.	0.72	0.29
180	16.41	14	н.о.	0.95	0.44
200	16.53	25	н.о.	0.87	0.39
250	16.70	49	н.о.	1.12	0.53
300	16.79	68	н.о.	0.54	0.29
400	16.92	110	н.о.	0.59	0.27
500	17.00	150	н.о.	0.62	0.28
601	17.08	192	н.о.	0.70	0.29

Примечание. н.о. – не определяли; ПО – предел обнаружения.

**Таблица 2.** Концентрации растворённых кислорода, сероводорода, тиосульфата и сульфита в морской воде на станции 237

Глубина, м	$\sigma_0$ кг/м <sup>3</sup>	H <sub>2</sub> S $\mu\text{M}$	O <sub>2</sub> $\mu\text{M}$	SO <sub>3</sub> $\mu\text{M}$	S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\mu\text{M}$
84	16.11	н.о.	3.3	<ПО	<ПО
95	16.20	0.9	н.о.	<ПО	0.02
100	16.25	3.6	н.о.	0.45	0.10
110	16.32	9.7	н.о.	0.65	0.19
121	16.40	13	н.о.	0.79	0.26
131	16.44	17	н.о.	0.84	0.36
151	16.54	26	н.о.	0.91	0.38
200	16.69	48	н.о.	1.32	0.90
300	16.86	92	н.о.	1.34	0.77
400	16.96	147	н.о.	1.74	0.98
801	17.16	259	н.о.	1.36	0.58
1001	17.19	262	н.о.	0.65	0.43
1200	17.21	299	н.о.	0.75	0.52
1401	17.21	313	н.о.	0.77	0.45
1701	17.21	344	н.о.	1.04	0.51
1861	17.21	352	н.о.	1.26	0.64

Примечание. н.о. – не определяли; ПО – предел обнаружения.



**Рис. 1.** Распределение сероводорода, кислорода, тиосульфата и сульфита с глубиной в Чёрном море на станции Ашамба-28 (13.07.2022) (а) и на станции 237 (04.10.2022) (б).

Тиосульфат и сульфит были обнаружены только в сероводородной зоне моря. Концентрации тиосульфата становятся ниже предела обнаружения на горизонте, соответствующем редокс интерфейсу (условная плотность  $\sim 16.2 \text{ кг/м}^3$ ), а сульфита – при  $\sigma_0 = 16.0 \text{ кг/м}^3$  (табл. 1). Сульфит на глубинах с условной плотностью  $16.02$  и  $16.12 \text{ кг/м}^3$  (табл. 1) присутствует в следовых количествах в виде незначительных пиков на хроматограммах.

Распределение тиосульфата и сульфита в зависимости от глубины имеет сходный вид, при этом тиосульфата примерно в 2 раза меньше (рис. 1 а). Такое же соотношение тиосульфата и сульфита близкое 0.5 обнаружено в анаэробной зоне впадины Кариако [9]. На профиле распределения SO<sub>3</sub><sup>2-</sup> и S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2-</sup> наблюдается чёткий максимум в верхней части сероводородной зоны, до слоя условной плотности  $16.80 \text{ кг/м}^3$  (глубина 300 м), ниже которого концентрация тиосульфата практически не меняется  $0.28 \pm 0.01 \mu\text{M}$ , а сульфита меняется с небольшим ростом концентраций примерно на 10%.

Станция 237 расположена примерно в 150 км на юго-запад от побережья полуострова Крым, в центре западного антициклического круговорота. Сероводород в месте расположения станции 237 появляется на глубине примерно 95 м (табл. 2, рис. 1 б). Распределение тиосульфата и сульфита с глубиной имеет общие черты. Максимальных концентраций обе формы

достигают на глубине 400 м, при этом область повышенных концентраций обнаружена на интервале глубин 200–800 м. К придонной области от глубины 1000 м концентрации сульфита вырастают в два раза (до 1.26  $\mu\text{M}$ ), а тиосульфата в полтора раза (0.64  $\mu\text{M}$ ).

Концентрации  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  статистически значимо коррелируют на обеих станциях:  $r = 0.96$  ( $n = 9$ ) и 0.90 ( $n = 14$ ) для станций Ашамба-28 и 237 соответственно. Относительно условной плотности на обеих станциях концентрации  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  практически одинаковые, начиная с верхней границы сероводородной зоны и до глубины соответствующей  $\sigma_0 \sim 16.6 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Глубже этого горизонта в пелагической части моря (ст. 237) концентрации сульфита и тиосульфата постепенно растут в направлении дна (табл. 1 и 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

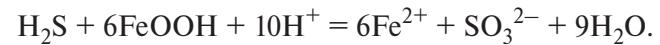
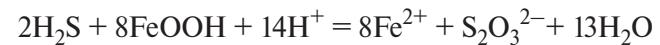
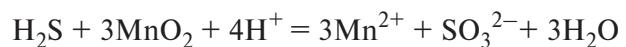
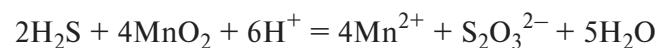
Имеется заметное отличие распределения концентраций  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  в Чёрном море, полученных ранее методом дериватизации с ДТНП [2] и методом дериватизации с МВВ в настоящем исследовании (рис. 2). Они вызваны различиями в пробоподготовке. В методе с ДТНП присутствовала процедура фильтрования образца после проведения дериватизации, а в методе с МВВ её не было. Размеры бактериальных клеток превышают размеры пор используемых фильтров 0.45  $\mu\text{M}$ . Следовательно, при фильтровании может быть удалён тиосульфат, ассоциированный с взвешенным веществом (бактериальным планктоном).

В работе [2] приводятся данные по тиосульфату, полученные методом дериватизации с ДТНП на станции Ашамба за 4 года наблюдений (2018–2021). Концентрации тиосульфата росли с глубиной, их максимальные и минимальные величины, найденные за время исследования, приведены на рис. 2. Сравнение данных по тиосульфату двух методов позволяет определить долю тиосульфата, связанную с бактериальными клетками. Она равна разнице между концентрациями тиосульфата, которые получены методом с МВВ и ДТНП. Очевидно, что тиосульфат, и, вероятно, сульфит, связанный с клетками бактерий, доминирует в верхней части анаэробной зоны и лишь на глубине порядка 600 м (плотность 17.1  $\text{кг}/\text{м}^3$ ) данные двух методов становятся практически одинаковыми (рис. 2).

Экспериментально подтверждено, что тиосульфат и сульфит на границе окисленных и

восстановленных вод образуются в результате окисления сероводорода [5, 6, 8, 18, 19]. Этот процесс протекает как абиогенным, так и микробиологическим путём. Скорость микробиологического процесса может заметно превышать абиогенный [7].

Окисление сероводорода в Чёрном море растворённым кислородом не реализуется, поскольку анаэробная зона отделена от окисленной зоны слоем субокисленных вод толщиной 10–50 м с исчезающими малым содержанием кислорода ( $<0.3 \mu\text{M}$ ) [10]. В Чёрном море окислителями сероводорода служат взвешенные формы оксидов марганца (III, IV) и железа (III):



Оксиды марганца и железа во взвешенном состоянии опускаются под действием силы тяжести в анаэробную зону, где окисляют сероводород. Восстановленные  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  диффундируют вверх в кислородную зону и окисляются растворённым кислородом. Затем цикл повторяется [3]. Максимумы гидрохимических параметров в Чёрном море приурочены к водным горизонтам с определёнными условными плотностями [10]. Изопикины имеют выпуклую форму (dome-shaped) благодаря циклонической завихренности водных масс. Это позволяет сравнивать распределение максимумов гидрохимических параметров в поле плотности вне зависимости от положения станции в акватории Чёрного моря и независимо от времени наблюдения. На рис. 2 приведено распределение тиосульфата с глубиной на станции Ашамба-28. На станции Ашамба-27 (11.07.2022) (здесь и далее координаты станций Ашамба вне зависимости от номера станции одни и те же) было определено  $\text{Fe}(\text{III})$ , а распределение  $\text{Mn}$  (III, IV) получено тремя годами ранее на станции Ашамба-19 (12.07.2019) [2]. Тиосульфат (и сульфит) могут быть продуктами окисления сероводорода окисленными формами марганца и железа (рис. 2). Максимумы окисленных форм  $\text{Mn}$  и  $\text{Fe}$  совпадают по плотности с началом роста концентраций тиосульфата (и сульфита).

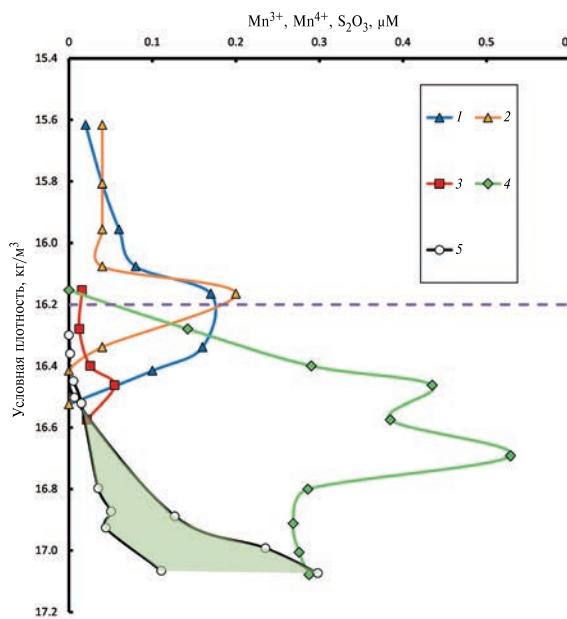


Рис. 2. Распределение  $Mn^{+3}$  (1),  $Mn^{+4}$  (2),  $Fe^{+3}$  (3), тиосульфата (дериатизация с МВВ) (4) и тиосульфата (дериатизация с ДТНП) (5) в зависимости от  $\sigma_0$ . Заштрихованная область — максимальные концентрации от 12.07.2018 и минимальные от 07.07.2021 за 4 года исследований на станциях серии Ашамба [2]. Пунктиром показан редокс интерфейс ( $\sigma_0$  16.20 кг/м<sup>3</sup>). Марганец и тиосульфат (ДТНП) из работы [2], данные по Fe получены на станции Ашамба-27 (11.07.2022).

Эти окислители используются хемоавтотрофными бактериями для окисления сероводорода в верхней части анаэробной толщи [7, 17]. Косвенно это подтверждается совпадением максимумов тиосульфата и сульфита с взвешенным органическим углеродом (РОС — particulate organic carbon) (рис. 3) в верхней части анаэробной зоны в поле плотности [17]. Следовательно, их повышенные концентрации могут быть вызваны активностью бактериального сообщества, которое располагается преимущественно на этих же глубинах.

Прямыми доказательством того, что, по крайней мере, тиосульфат, в значительной степени связан с бактериопланктоном в верхней части анаэробной зоны, может служить соотношение форм тиосульфата, полученных на основании методики определения с ДТНП (растворённая форма) и с МВВ (сумма растворённой и взвешенной форм). Для сравнения мы использовали данные по распределению тиосульфата на станции Ашамба-15 от 12.07.2018 [2] (рис. 2). До глубины 180 м ( $\sigma_0 = 16.41$  кг/м<sup>3</sup>) в анаэробной зоне практически весь тиосульфат ассоциирован

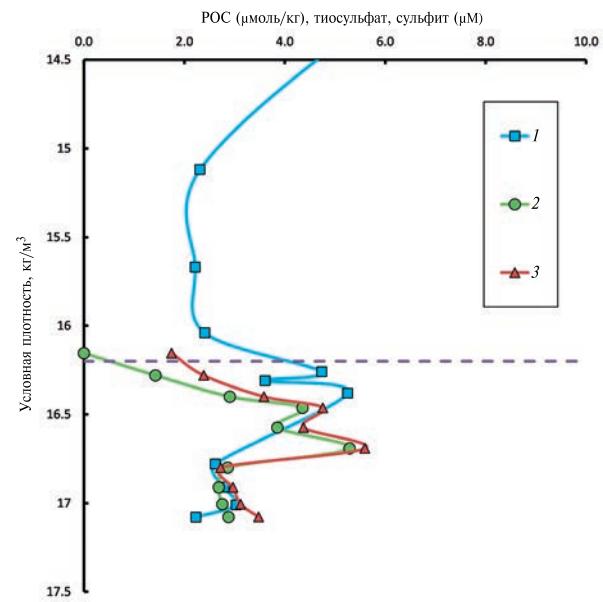


Рис. 3. Изменение концентраций взвешенного органического углерода (1), тиосульфата ( $\times 10$ ) (2) и сульфита ( $\times 5$ ) (3). Пунктиром показан редокс интерфейс ( $\sigma_0$  16.20 кг/м<sup>3</sup>). Данные для РОС получены на станции Ашамба — 21 (20.07.2020).

с бактериопланктоном с размером частиц более 0.45 мкм. Вниз его доля постепенно уменьшается, практически исчезая уже на глубине 600 м.

Максимальные скорости темновой фиксации  $CO_2$  в Чёрном море были определены в самой верхней части сероводородной зоны до глубин ~150 м в пелагической части Чёрного моря [5]. В той же работе утверждалось, что основным продуктом окисления сульфида является тиосульфат (68–82%). Соотношение  $SO_3^{2-}$  и  $S_2O_3^{2-}$  в воде Чёрного моря меняется в водной толще от более 4 в самой верхней части анаэробной зоны до менее 2 на глубине 300 м, причём минимум достигается на обеих станциях на одинаковой глубине. Далее до дна отношение сульфит/тиосульфат мало меняется, оставаясь равным  $1.8 \pm 0.3$ . Поскольку сульфит ведёт себя также как тиосульфат, то его основная форма глубже 600 м, вероятно, будет в основном растворённая.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом дериватизации с МВВ впервые получены данные по вертикальному распределению тиосульфата и сульфита в воде Чёрного моря. Тиосульфат и сульфит в определимых количествах появляются ниже редокс интерфейса с появлением сероводорода. Их вертикальное распределение на континентальном

склоне отличается максимумом в области условной плотности 16.40–16.80 кг/м<sup>3</sup>, содержание сульфита достигает величины 1.12 μM, а тиосульфата 0.53 μM. В центре моря максимум сульфита равен 1.74 μM, а тиосульфата – 0.98 μM. Обе формы серы достигают своих максимальных концентраций на горизонте 400 м (условная плотность 16.96 кг/м<sup>3</sup>). На обеих станциях тиосульфат и сульфит тесно коррелируют, что свидетельствует об их участии в одинаковых процессах в окислительно-восстановительном цикле серы в черноморской воде. Максимум обеих форм серы, вероятно, связан с окислением сульфида хемоавтотрофными бактериями за счёт восстановления окисленных форм марганца и железа. Концентрация тиосульфата, полученная методом с МВВ представляет собой валовое содержание тиосульфата (и видимо, сульфита) в оде, в то время как определение S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2-</sup> с ДТНП после процедуры фильтрации приводит к потере тиосульфата, связанного с бактериальными клетками. Исходя из этих данных, можно полагать, что в верхней части анаэробной зоны преобладает тиосульфат внутри клеточных мембран бактерий. Ниже максимума концентраций на обеих станциях тиосульфат и сульфит слабо расходятся с глубиной в водной толще.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-27-00355, <https://rscf.ru/project/23-27-00355>

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А. В., Демидова Т. П., Римская-Корсакова М. Н. и др. Определение восстановленных форм серы в воде анаэробных бассейнов // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 1. С. 37–51. DOI: 10.22449/0233-7584-2019-1-37-51.
2. Дубинин А. В., Римская-Корсакова М. Н., Очередник О. А., Пахомова С. В. Тиосульфат в верхней части анаэробной зоны Чёрного моря // Океанология. 2023. Т. 63. № 3. С. 382–391.
3. Dellwig O., Leipe T., März et al. A new particulate Mn-Fe-P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. P. 7100–7115.
4. Findlay A. J., Kamyshny A. Turnover Rates of Intermediate Sulfur Species (Sx<sub>2-</sub>, S<sub>0</sub>, S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2-</sup>, S<sub>4</sub>O<sub>6</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) in Anoxic Freshwater and Sediments // Front. Microbiol. 2017. V. 8. P. 2551. DOI: 10.3389/fmicb.2017.02551.
5. Jørgensen B. B., Fossing H., Wirsén C. O. et al. Sulfide oxidation in the anoxic Black Sea chemocline // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. № 2. S1083–S1103.
6. Hayes M. K., Taylor G. T., Astor Y., Scranton M. I. Vertical distributions of thiosulfate and sulfite in the Cariaco Basin // Limnol. Oceanogr. 2006. V. 51. № 1. P. 280–287.
7. Henkel J. V., Schulz-Vogt H. N., Dellwig O. et al. Biological manganese –dependent sulfide oxidation impacts elemental gradients in redox-stratified systems: indications from the Black Sea water column // ISME Journal. 2022. V. 16. P. 1523–1533.
8. Kamyshny A., Yakushev E. V., Jost G., Podymov O. I. Role of Sulfide Oxidation Intermediates in the Redox Balance of the Oxic–Anoxic Interface of the Gotland Deep, Baltic Sea / In: E. V. Yakushev (Ed.), Chemical Structure of Pelagic Redox Interfaces: Observation and Modeling, Hdb Env Chem (2013) 22: 95–120, DOI 10.1007/698\_2010\_83.
9. Li X., Taylor G. T., Astor Y. et al. Relationship of sulfur speciation to hydrographic conditions and chemoautotrophic production in the Cariaco Basin // Marine Chem. 2008. V. 112. P. 53–64.
10. Murray J. W., Yakushev E. The suboxic transition zone in the Black sea / In: Neretin L.N. (ed.). Past and Present Water Column Anoxia. Springer, 2006. P. 105–138.
11. Percy D., Li X., Taylor G. T. et al. Controls on iron, manganese and intermediate oxidation state sulfur compounds in the Cariaco Basin // Marine Chem. 2008. V. 111. P. 47–62.
12. Pimenov N. V., Neretin L. N. Composition and activities of microbial communities involved in carbon, sulfur, nitrogen and manganese cycling in the oxic/anoxic interface of the Black Sea / In: Neretin L. N. (Ed.) Past and present water column anoxia. Elsevier, 2006. P. 501–521.
13. Rethmeier J., Rabenstein A., Langer M., Fischer U. Detection of traces of oxidized and reduced sulfur compounds in small samples by combination of different high-performance liquid chromatography methods // J. Chromatography A. 1997. V. 760. P. 295–302.
14. Vairavamurthy A., Mopper K. Determination of sulfite and thiosulfate in aqueous samples including anoxic seawater by liquid chromatography after derivatization with 2,2'-dithiobis(5-nitropyridine) // Environment Sci. Technol. 1990. V. 24. P. 333–337.
15. Vetter R. D., Matrai E. A., Jarvor B., O'Brian J. Reduced sulfur compounds in the marine environment / In: Saltzman E. S., Cooper W. J. (Eds). Biogenic Sulfur in the Environment (ACS Symposium Series, No. 393).

- Washington, DC: American Chemical Society, 1989. P. 243–261.
16. Volkov I. I., Neretin L. N. Hydrogen sulfide in the Black Sea / In: Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (Eds.). The Black Sea environment. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 2008. P. 309–331.
17. Wakeham S. G., Amann R., Freeman K. H. et al. Microbial ecology of the stratified water column of the Black Sea as revealed by a comprehensive biomarker study // *Organic Geochemistry*. 2007. V. 38. P. 2070–2097.
18. Zhang J-Z., Millero F. J. The chemistry of the anoxic waters in the Cariaco Trench // *Deep-Sea Research*. 1993. V. 40. № 5. P. 1023–1041.
19. Zopfi J., Ferdelman T. G., Jørgensen B. B. et al. Influence of water column dynamics on sulfide oxidation and other major biogeochemical processes in the chemocline of Mariager Fjord (Denmark) // *Marine Chemistry*. 2001. V. 74. P. 29–51.

## VERTICAL DISTRIBUTION OF THIOSULFATE AND SULFITE IN THE BLACK SEA

M. N. Rimskaya-Korsakova<sup>#</sup>, A. V. Dubinin

*Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy February 20, 2024.*

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

<sup>#</sup>*E-mail: korsakova@ocean.ru*

We obtained the data on the vertical distribution of thiosulfate and sulfite by derivatization with monobromobimane in the water column of the Black Sea for the first time. Thiosulfate and sulfite appeared in detectable quantities below the redox interface along with the appearance of hydrogen sulfide. On the continental slope, the concentration of sulfite reaches 1.12  $\mu\text{M}$ , and thiosulfate 0.53  $\mu\text{M}$  in sea water with a potential density of 16.40–16.80 kg/m<sup>3</sup>. In the deep part of the sea at a depth of 400 m (potential density 16.96 kg/m<sup>3</sup>), the concentrations of sulfite and thiosulfate reach their maximum of 1.74  $\mu\text{M}$  and 0.98  $\mu\text{M}$ , respectively. A comparison of data on thiosulfate obtained after filtration and without filtration showed that in the upper part of the anoxic layer, up to 100% of thiosulfate is associated with bacterioplankton. Microbial bound thiosulfate in the cell gradually decreases to a depth of 600 m. These data and the correlation with sulfite and particulate organic carbon suggest that in the upper part of the anoxic zone, thiosulfate and sulfite are predominantly a result of the activity of chemoautotrophic bacteria.

*Keywords:* thiosulfate, sulfite, monobromobimane, hydrogen sulfide, Black Sea

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЦНИГРИ-АРХАНГЕЛЬСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ (СЕВЕР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2024 г. Е. В. Агашева<sup>1,\*</sup>, Л. В. Зырянова<sup>1</sup>, А. М. Агашев<sup>1</sup>, Н. Г. Солошенко<sup>2</sup>,  
академик РАН Н. П. Похilenко<sup>1</sup>

Поступило 22.02.2024 г.

После доработки 21.03.2024 г.

Принято к публикации 25.03.2024 г.

Приведены новые данные по валовому и изотопному (Sr, Nd)-составу кимберлитов слабоалмазоносной трубы ЦНИГРИ-Архангельская, расположенной в Кепинском поле Архангельской алмазоносной провинции. Показано, что кимберлиты относятся к умеренотитанистому типу кимберлитов провинции и существенно отличаются от ранее изученных кимберлитов Кепинского поля более низкими концентрациями  $TiO_2$ , Ba, высокозарядных и лёгких редкоземельных элементов. Среди всех кимберлитов провинции кимберлиты трубы ЦНИГРИ-Архангельская имеют наиболее радиогеный состав Sr ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  t от 0.7068 до 0.7089), что может быть связано с сочетанием нескольких факторов. Установлено, что кимберлиты трубы представлены двумя разновидностями, имеющие различия как в концентрациях главных и редких элементов, так и изотопном составе Sr и Nd. Изотопный состав Nd ( $\epsilon_{Nd}$  от 0 до -0.6) для кимберлитов I-разновидности свидетельствует об их обогащённом источнике в литосферной мантии. Кимберлиты II-разновидности имеют менее радиогенный состав Nd ( $\epsilon_{Nd}$  от -3.5 до -4.9), интерпретация которого неоднозначна: их образование из ещё более древнего обогащённого источника внутри литосферной мантии по сравнению с I-разновидностью, не исключается.

**Ключевые слова:** кимберлит, Архангельская алмазоносная провинция, геохимия, изотопы Sr и Nd, литосферная мантия

**DOI:** 10.31857/S2686739724070082

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах Архангельской области известно ~100 объектов проявления ультраосновного и основного магматизма [1], образующих Архангельскую алмазоносную провинцию (AAP), условно разделённую на шесть магматических полей (рис. 1). Объекты кимберлитового магматизма известны в пределах Золотицкого, Кепинского и Верхотинского полей. Традиционно [1–4] кимберлиты AAP разделяются на три типа. Первый тип представлен низкотитанистыми ( $TiO_2 < 1$  мас. %) кимберлитами Золотицкого поля, которые также характеризуются низкими концентрациями лёгких (Л) редкоземельных

элементов (РЗЭ) и высокозарядных элементов (ВЗРЭ), а также отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  (от -2.2 до -5.3) при значениях  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t от 0.70362 до 0.70662, что свидетельствует о формировании источников этих кимберлитов в обогащённой мантии первого типа EM1 [1–3]. Второй тип представлен высокотитанистыми ( $TiO_2 > 2$  мас. %) кимберлитами Кепинского поля, которые обогащены ЛРЗЭ, имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd}$  (от +2.8 до +1.2) при значениях  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t от 0.70342 до 0.70518, что указывает на положение их источника в деплетированной мантии [1–4], соответствующая изотопно-геохимическим характеристикам кимберлитов I-группы Южной Африки [5]. Третий тип представлен умеренотитанистыми (~1 мас. %  $< TiO_2 < 2.5$  мас. %) кимберлитами трубы им. В. Гриба, которые по значениям  $\epsilon_{Nd}$  от -1.0 до +1.5 и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t от 0.70425 до 0.70648 и концентрациям ЛРЗЭ и ВЗРЭ имеют

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварницкого Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

\*E-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

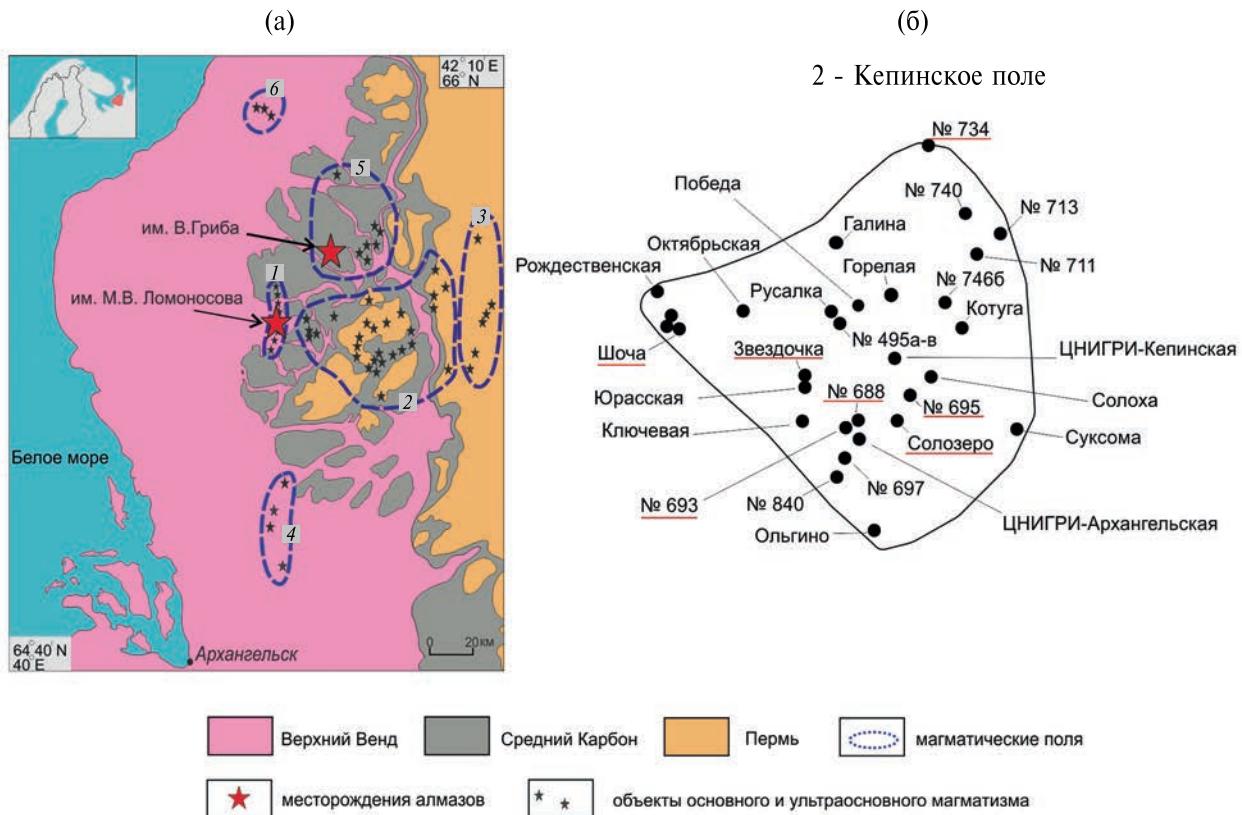


Рис. 1. Схема расположения магматических объектов Архангельской алмазоносной провинции (а) с детализацией [6] для Кепинского поля (б). 1–6 – магматические поля (по [1]): 1 – Золотицкое, 2 – Кепинское, 3 – Турынское, 4 – Ижмозерское, 5 – Верхотинское, 6 – Мельское. Красной линией подчеркнуты кимберлитовые объекты Кепинского поля, для которых ранее были получены данные по составу Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных систем [1–4].

промежуточный состав между кимберлитами Золотицкого и Кепинского полей [1, 2].

Кимберлитовая трубка Цнигри-Архангельская была обнаружена в 2005 г. в южной части Кепинской площади [6], но до сих пор мало изучена [6–8]. Трубка вскрыта девятью скважинами до 300 м в глубину от поверхности и определена как слабоалмазоносная (0.056 кар/т; [6]). Возраст образования трубы не установлен.

В настоящей работе представлены новые данные по изотопно-геохимическому составу пяти образцов кимберлитов трубы Цнигри-Архангельская с целью выявления их сходств и различий с ранее изученными кимберлитами ААП в целом и Кепинского поля в частности, а также определения состава их источника. Образцы кимберлитов были отобраны из двух скважин, которые опробуют жерловую часть трубы, представленную, согласно [6], “ксенотуфобрекчией” (276/1, 276/2) и “автолитовой кимберлитовой брекчией” (124/1, 124/2, 124/3).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическое исследование плоскополированных пластинок выполнено методами оптической (поляризационный микроскоп Axiolab 5 производства “CarlZeissMicroscopy”) и сканирующей электронной (сканирующий микроскоп MIRA 3 LMU “Tescan Ltd.”, оснащённый системой микроанализа “INCA Energy” 450 XMax-80 “Oxford Instruments Ltd.” TESCAN MIRA 3 LMU) микроскопии в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Петрографическая характеристика проведена согласно [9]. Образцы кимберлитов были в дальнейшем измельчены, и вручную под бинокулярным микроскопом был отобран “чистый” кимберлитовый материал визуально без примеси какого-либо ксеногенного материала. Отобранный материал был измельчён в порошок. Валовый состав кимберлитов определён в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Концентрации 15 главных элементов определены на рентгенофлуоресцентном

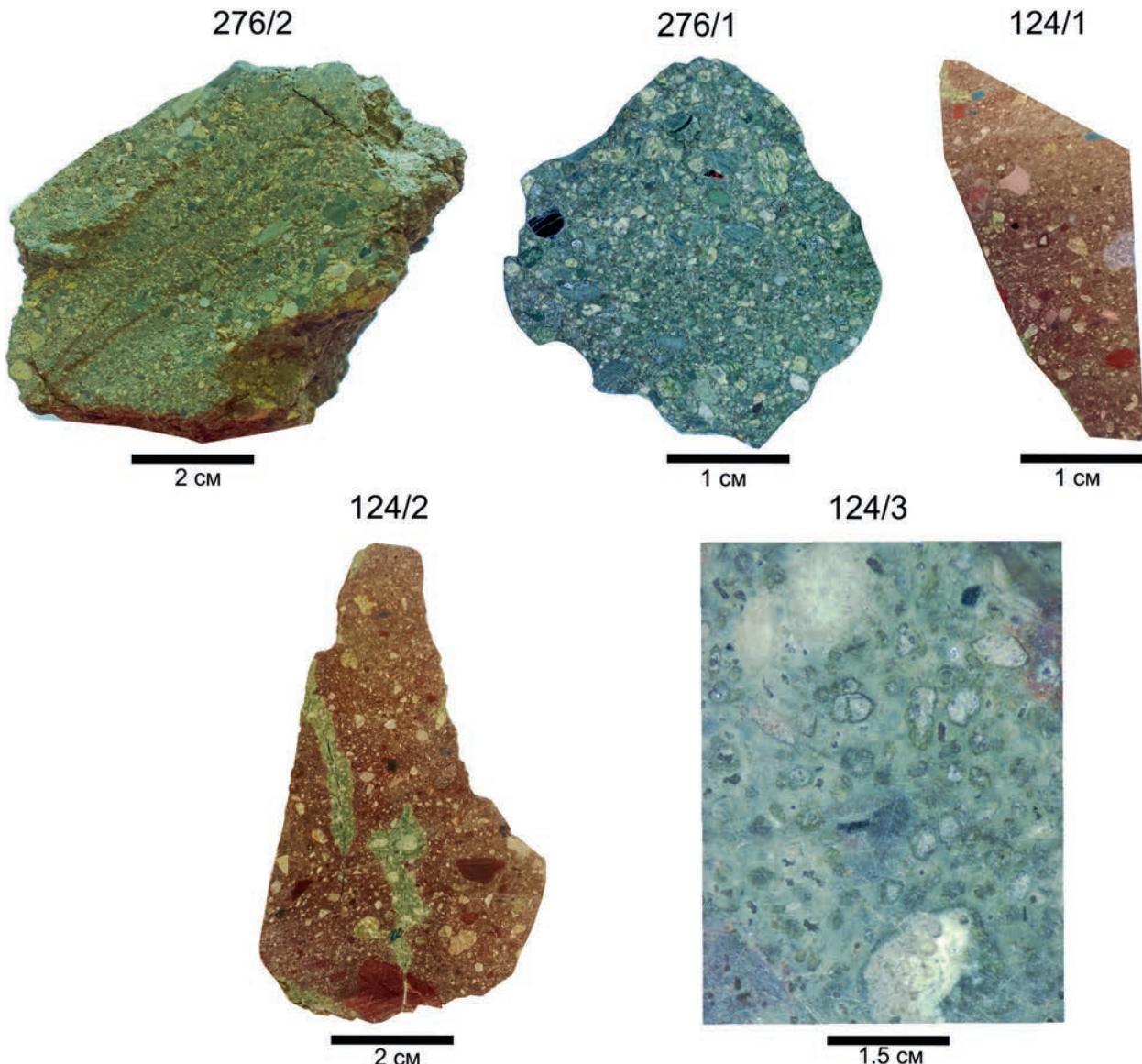


Рис. 2. Фотографии образцов кимберлитов из трубки ЦНИГРИ-Архангельская.

спектрометре ARL-9900-XP. Определение концентраций 32 элементов-примесей выполнено на ИСП масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы “FinniganMat” (Германия) с ультразвуковым распылителем U-5000AT по методике [10].

Определение изотопного состава и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в породах выполнено в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). К навеске образца (100 мг) добавлялся смешанный изотопный трассер  $^{84}\text{Sr}$ – $^{85}\text{Rb}$  и  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$ , затем осуществлялось разложение и гомогенизация образца. Химическое разделение Rb и Sr проводилось в катионо-обменных колонках (Bio-Rad AG 50×8, 200–400 меш).

Выделение суммы РЗЭ и Sm и Nd из фракции РЗЭ производилось с помощью катионообменной и экстракционной хроматографии по методике [11].

Измерение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd выполнено с помощью девятиколлекторного масс-спектрометра TRITON Plus (Thermo) в статическом режиме. Величина холостого опыта на период проведения работ составляла: Rb – 0.02 нг, Sr – 0.2 нг, Nd – 0.1 нг, по Sm – 0.08 нг, что не вносило существенных изменений в изотопный состав исследованных образцов. Значение изотопного стандарта Sr NIST 987 на время проведения исследований составило  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 0.000011$ .

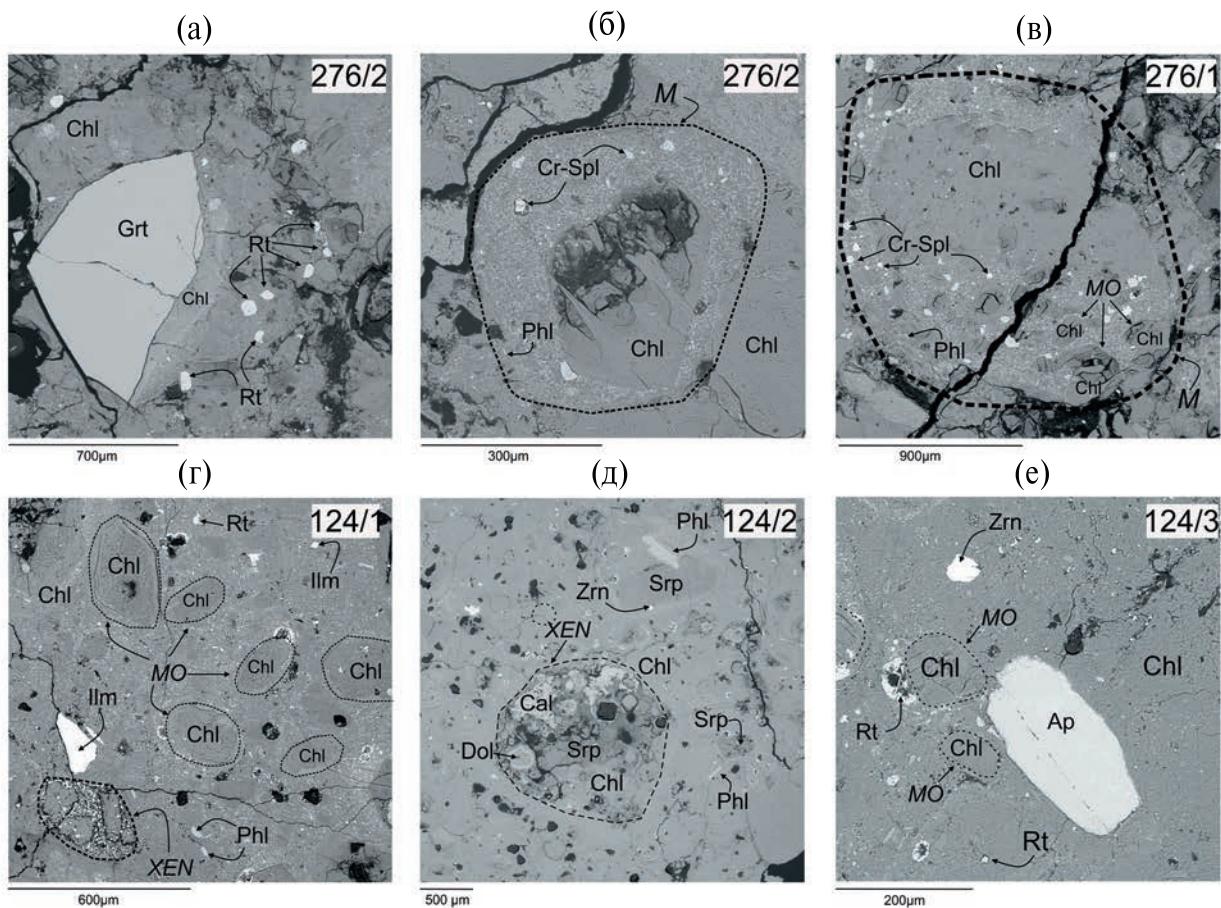


Рис. 3. BSE-изображение пластинок кимберлитов из трубы ЦНИГРИ-Архангельская. Grt – гранат, Rt – рутил, Cr-Spl – хромосодержащая шпинель, Phl – флогопит, Ilm – ильменит, Zrn – циркон, Ap – апатит, Srp – серпентин, Chl – хлорит, Cal – кальцит, Dol – доломит, M – магмакласт, MO – микрокристаллы изменённого оливина, XEN – изменённый ксенолит.

(2s, n = 9). Коррекция на изотопное масс-фракционирование при измерении изотопного состава Nd проводилась нормированием по  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$  по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Nd контролировалась повторными измерениями стандарта Nd-ИГЕМ:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512402 \pm 9$  (2σ, n = 9), что соответствует  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511851$  в международном стандарте LaJolla.

Вычисление начального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  и параметра εNd осуществлялось с использованием следующих значений констант:  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{PM}} = 0.085$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{PM}} = 0.7045$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{PM}} = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{PM}} = 0.1967$  [12, 13].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы представлены породами от светло-зелёного до насыщенного коричневого цвета, в одном образце (124/2) на фоне основной коричневой массы наблюдаются светло-зелёные прожилки (рис. 2). Породы состоят из макро- (> 1 мм; 3–8 об. %) и микрокристаллов (< 1 мм; от 5 до 40 об. %) замещённого (серпентин, хлорит) оливина, погруженные в хлорит-серпентиновый матрикс (рис. 3). Все изученные образцы обогащены магмакластами (до 2 об. %), размер которых не превышает 2 мм, которые являются ядерными (замещённые зерна оливина, ксенокристаллы мантийных минералов) и имеют близкую к сферической форме (рис. 3 а, б). Магмакласты представлены преобладающими микрокристаллами (< 200 мкм) замещённого оливина, в меньшем количестве – Cr-шпинели и

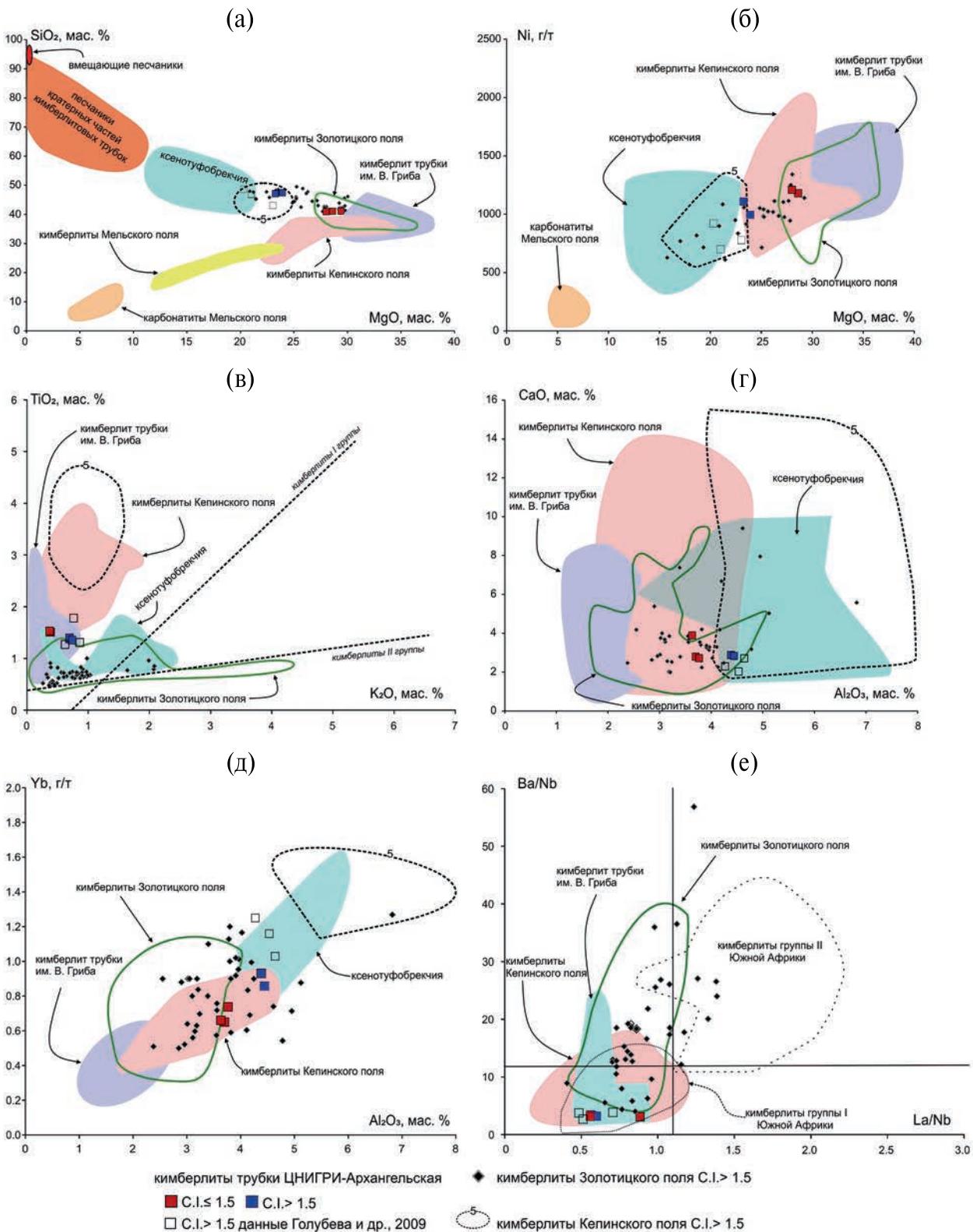


Рис. 4. Особенности валового состава кимберлитов трубки ЧНИГРИ-Архангельская в распределении  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  (а),  $\text{Ni}/\text{MgO}$  (б),  $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  (в),  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (г),  $\text{Yb}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (д),  $\text{Ba/Nb}-\text{La/Yb}$  (е). Поля составов кимберлитов трубок им. В. Гриба, Золотицкого и Кепинского полей включают только составы образцов, для которых рассчитанный индекс контаминации (С.И. [14]) < 1.5. Составы пород [1-4, 16]. Поля составов кимберлитов I- и II-групп [5].

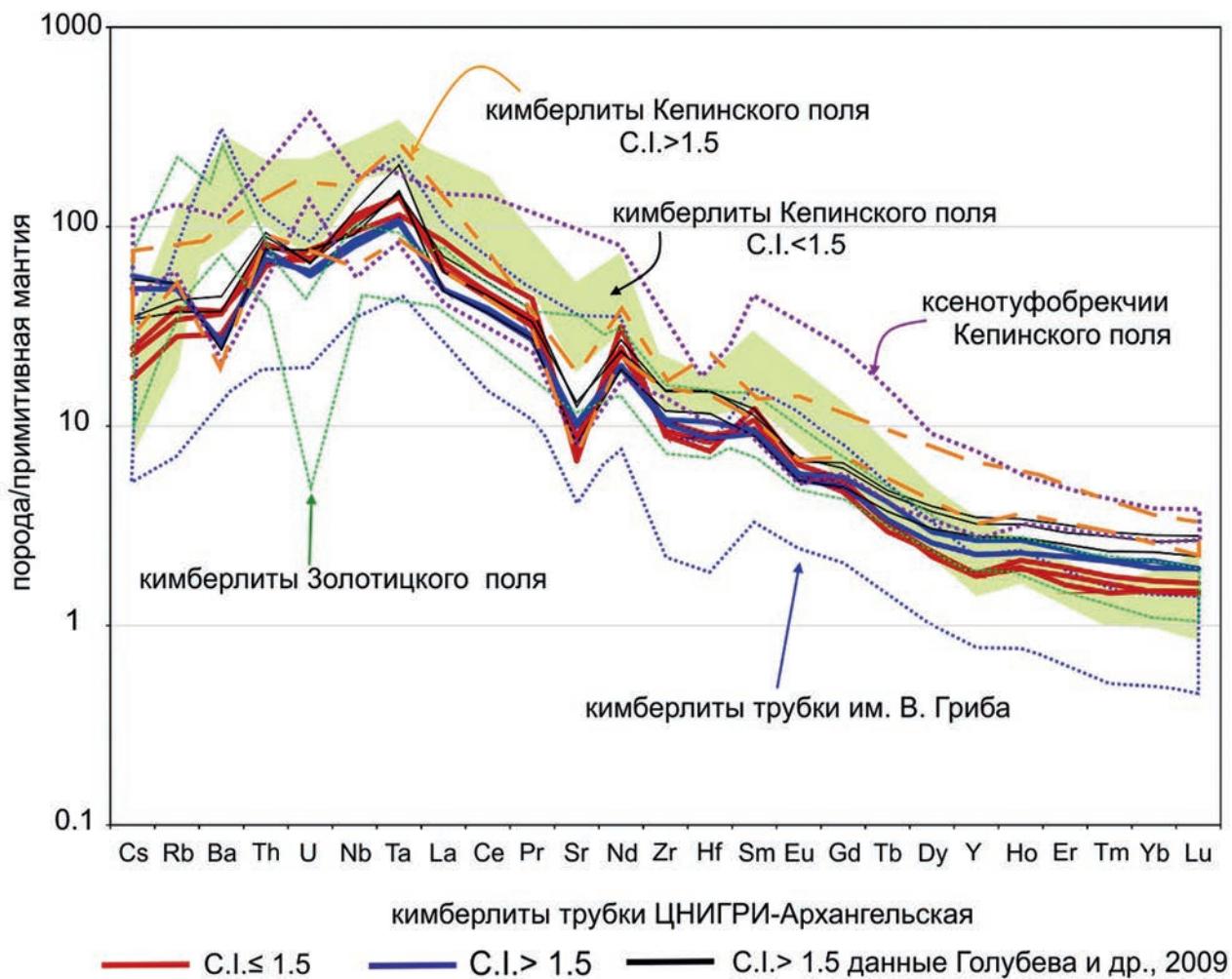


Рис. 5. Нормированные на примитивную мантию [15] концентрации редких элементов в кимберлитах трубы ЦНИГРИ-Архангельская. Составы кимберлитов для Золотицкого поля и трубы им. В. Гриба показаны только для образцов с С.И.  $\leq 1.5$ . Данные по составам пород Золотицкого и Кепинского полей и трубы им. В. Гриба [1–4, 16].

флогопита, погруженными в хлоритовый матрикс. В качестве ксенокристов во всех образцах обнаружены Mg-ильменит, хромсодержащий пироп, Cr-шпинель, флогопит, рутил, циркон, апатит, редко магнетит и единично Mn-ильменит (рис. 3 а, г, е). Ксенолиты осадочных и интенсивно замещённых карбонатами (кальцит, доломит) пород идентифицированы во всех образцах в варьирующем количестве от 5 до 20 об. % (рис. 3 г, д). Согласно [9], образцы представлены массивными обеднёнными макрокристаллами замещённого оливина и магмакластами микрокристаллическими пирокластическими кимберлитами.

По составу (таблица S1) изученные кимберлиты представлены двумя разновидностями (рис. 4). Кимберлиты I-разновидности (124/1,

124/2, 124/3) содержат более низкие концентрации  $\text{SiO}_2$  (~41 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.6–3.8 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (~0.4 мас. %) и более высокие концентрации  $\text{MgO}$  (28.0–29.4 мас. %) и  $\text{Ni}$  (1065–1200 г/т) по сравнению с кимберлитами II-разновидности (276/1, 276/2), которые обогащены  $\text{SiO}_2$  (47.1–47.4 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~4.4 мас. %),  $\text{K}_2\text{O}$  (~0.47 мас. %) и имеют более низкие содержания  $\text{MgO}$  (23.3–23.9 мас. %) и  $\text{Ni}$  (994–1110 г/т; рис. 4 а–д). Все образцы характеризуются умеренными концентрациями  $\text{TiO}_2$  (1.4–1.5 мас. %), что сопоставимо с таковыми для кимберлитов трубы им. В. Гриба и ниже, чем определённые ранее для кимберлитов Кепинского поля ( $\text{TiO}_2$  ~2–4 мас. %; рис. 4 в). Индекс контаминации (С.И.; [14]) составляет  $\leq 1.5$  для образцов I-разновидности и ~2.1 для образцов II-разновидности. В распределениях  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Yb}/$

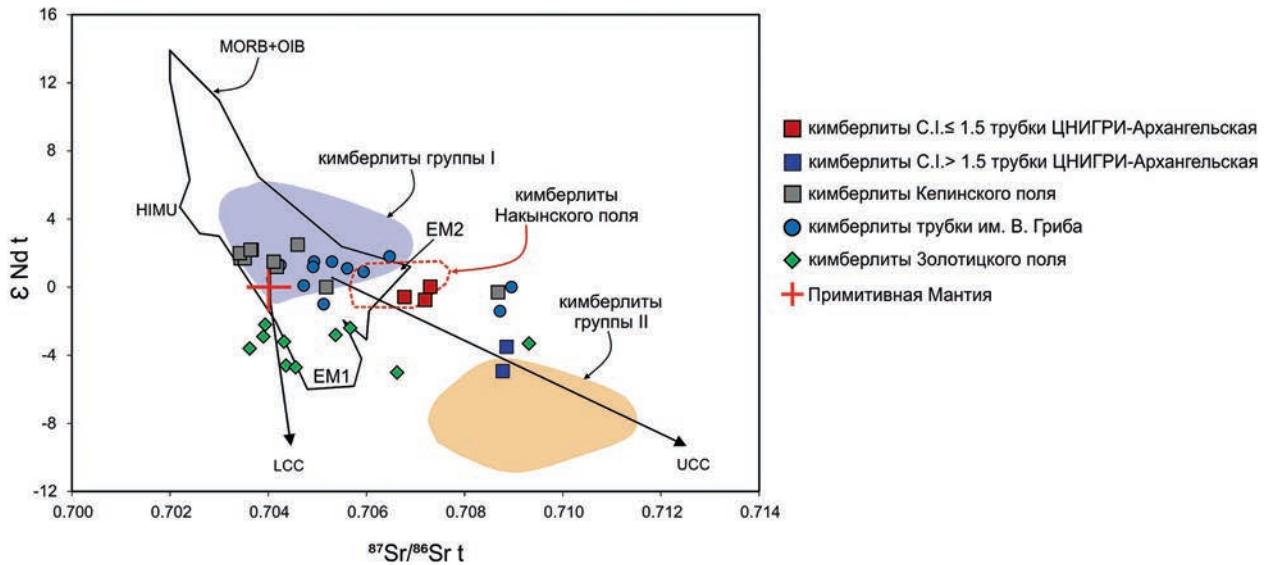


Рис. 6. Изотопный состав Sr и Nd кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская. Данные по кимберлитам Золотицкого и Кепинского полей и трубки им. В. Гриба [1–4]. Поля кимберлитов I- и II-групп [5]; примитивная мантия [12]; MORB, OIB, EM1, EM2 [17]; кимберлиты Накынского поля [18].

$\text{Al}_2\text{O}_3$  составы образцов I-разновидности соответствуют кимберлитам Золотицкого и Кепинского полей с С.И.  $\leq 1.5$ , а образцы II-разновидности – таковым с С.И.  $> 1.5$  (рис. 4 а, г, д).

Нормализованные на состав примитивной мантии (ПМ) [15] содержания РЭ и РЗЭ показывают обогащение кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская несовместимыми элементами (рис. 5). Во всех образцах наблюдается выраженное обогащение Th, U, Nb, Ta до 60–140 раз относительно ПМ и относительное обеднение по Sr и Zr-Hf (до 6–10 раз относительно ПМ) и тяжелыми (T) РЗЭ (рис. 5). Кимберлиты I-разновидности несколько менее обогащены Cs, Rb и ТРЗЭ и более обогащены ЛРЗЭ ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  40–56) по сравнению с кимберлитами II-разновидности ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  23–25). В распределении Ba/Nb к La/Yb (рис. 4 е) кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская соответствуют кимберлитам группы I Южной Африки [5]. По сравнению с кимберлитами Кепинского поля (рис. 5) кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская обеднены всеми РЭ за исключением ТРЗЭ, концентрации которых сопоставимы (рис. 5). Кимберлиты II-разновидности характеризуются одновременными увеличениями концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и Yb при уменьшении значений Nb/Zr (0.4–0.5).

Результаты изотопных анализов (таблица S1) показали, что по изотопному составу Sr и Nd две разновидности кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская существенно различаются

(рис. 6). Изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в кимберлитах I-разновидности (С.И.  $\leq 1.5$ ) варьирует в диапазоне 0.512322–0.512348, а во второй (С.И.  $> 1.5$ ) – существенно ниже (0.512198–0.512199). Изотопное отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  для кимберлитов I-разновидности составляет 0.0795–0.0851, для второй 0.0927–0.1213. Начальные изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , рассчитанные на время внедрения кимберлитов (380 млн л. [4]) и представленные в виде  $\varepsilon\text{Nd}_t$ , составляют величины, от близких к составу ПМ значений от 0 до –0.6 (I-разновидность) и в диапазоне от –3.5 до –4.9 (II-разновидность). Эти значения указывают на обогащенный относительно модели ПМ состав источника кимберлитов (рис. 6). Рассчитанные модельные возраста  $T_{(\text{Nd})}\text{DM}$ , составляют 1.15–1.51 млрд лет для кимберлитов II-разновидности и 0.86–0.93 млрд лет для I-разновидности.

Измеренные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в кимберлитах I-разновидности варьируют в диапазоне 0.709–0.7092,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  – от 0.358 до 0.390. Начальные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют от 0.7068 до 0.7073, а  $\varepsilon\text{Sr}_t$  – от +39 до +46. Кимберлиты II-разновидности характеризуются идентичным изотопным составом Sr: измеренные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют 0.7111,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  – от 0.424 до 0.450; начальное изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – от 0.70877 до 0.70885, а  $\varepsilon\text{Sr}_t$  – от +67 до +68. Таким образом, кимберлиты I-разновидности имеют изотопный состав промежуточный между

кимберлитами групп I и II и близкий к составам базальтов океанических островов с источником в обогащённой мантии второго типа (EM2). Кимберлиты II-разновидности имеют более радиогенный изотопный состав Sr и менее радиогенный изотопный состав Nd, близкие к таковым значениям кимберлитов группы II.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Традиционно считается [1, 2], что кимберлиты Кепинского поля характеризуются единообразием валового и изотопного состава, однако, состав кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская значительно отличается от изученных ранее кимберлитов Кепинского поля [1–4] более низкими концентрации  $TiO_2$ , Ba, ВЗРЭ и ЛРЗЭ. По концентрациям  $TiO_2$  и характеру обогащения РЭ кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская сопоставимы с кимберлитами трубки им. В. Гриба, отличаясь от них более низкими содержаниями  $MgO$  и более высокими концентрациями  $Al_2O_3$ . По сравнению с кимберлитами Золотицкого поля кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская содержат более высокие концентрации  $TiO_2$  при более низких концентрациях  $K_2O$  и значениях Ba/Nb. Согласно классификации кимберлитов ААП [1, 2], кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская могут быть отнесены к типу умеренотитанистых кимберлитов, который на данный момент для ААП представлен только кимберлитами трубки им. В. Гриба.

По изотопному составу Sr и Nd две разновидности кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская существенно различаются. Кимберлиты II-разновидности характеризуются более радиогенным составом Sr. Такие же высокие значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t были получены для автолитов из кимберлитов трубки № 688 Кепинского поля [3] и Ломоносовская Золотицкого поля [1], и двух образцов кимберлита трубки им. В. Гриба [2] и интерпретированы как результат коровой контаминации и гидротермальных вторичных изменений [1, 3]. Тем не менее, ассимиляция обогащённого материала внутри литосферной мантии также допускается [19]. Кимберлиты II-разновидности характеризуются более высокими концентрациями  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , ТРЗЭ и более низкими содержаниями  $MgO$  и Ni и значениями Nb/Zr по сравнению с кимберлитами I-разновидности (рис. 5). Учитывая эти особенности кимберлитов, а также С.И.  $> 1.5$ , нельзя исключать, что высокие значения отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t могут быть вызваны коровой контаминацией и/или постмагматической циркуляцией

подземных вод [3, 20]; механическая контаминация исключена [18]. Согласно [3], в кимберлитах Золотицкого поля и автолите из кимберлита трубки № 688 Кепинского поля повышение значений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t сопровождается уменьшением концентраций Sr и повышением содержаний  $SiO_2$  и значений С.И., а значения  $\epsilon Nd$  t при этом либо находятся в пределах значений кимберлитов с С.И.  $\leq 1.5$ , имеющим наименьшие значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t, либо уменьшаются (рис. 6). Такая же закономерность наблюдается для кимберлитов Мирнинского поля Сибирского кратона [20]. Повышение значений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  t в кимберлитах II-разновидности трубки ЦНИГРИ-Архангельская сопровождается значительным понижением значений  $\epsilon Nd$  t (рис. 6, табл. 1) и не может быть интерпретировано однозначно. Такое различие изотопного состава не может быть следствием постмагматических гидротермальных изменений, характерных для других кимберлитов, так как в этом случае требуется взаимодействие с гидротермальным агентом другого состава. Исходя из различий химического состава кимберлитов, агент должен быть существенно обогащён Si и Al, а исходя из различий изотопного состава, должен иметь высокие содержания Nd и высокие значения отношения Nd/Sr. Ассимиляция кимберлитом материала континентальной коры маловероятна, так как кимберлиты II-разновидности имеют высокие содержания Ni (990–1100 г/т), что однозначно указывает на их мантийное происхождение. Более вероятной причиной различий изотопного состава пород трубки может быть выплавление кимберлитов II-разновидности из ещё более древнего, изолированного от конвекции обогащённого источника внутри литосферной мантии. В таком случае, это может быть другая порция расплава или фаза внедрения.

По изотопному составу Nd кимберлиты I-разновидности (С.И.  $\leq 1.5$ ) трубки ЦНИГРИ-Архангельская занимают промежуточное положение между кимберлитами Золотицкого поля и трубкой им. В. Гриба и имеют явные отличия от кимберлитов Кепинского поля [1–4]. Значения  $\epsilon Nd$  t варьируют от 0 до  $-0.6$  для кимберлитов I-разновидности, что свидетельствует об их обогащённом источнике, в то время как для кимберлитов Кепинского поля значения  $\epsilon Nd$  t определены всегда как положительные от  $+2.8$  до  $+1.2$  и указывают на деплетированный состав их источника, который испытал обогащение в результате воздействия флюидов/расплавов незадолго до плавления [3]. По сравнению с другими кимберлитами ААП (с С.И.  $\leq 1.5$ ) кимберлиты

I-разновидности трубки ЦНИГРИ-Архангельская имеют наиболее радиогенный состав Sr (рис. 6), интерпретация которого также, как и для II-разновидности может быть неоднозначна. Однако, по изотопному составу Nd и Sr кимберлиты I-разновидности трубки ЦНИГРИ-Архангельская близки к кимберлитам Накынского поля Сибирского кратона (рис. 6, [18]).

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда грант № 20-77-10018. Отбор образцов кимберлитов был выполнен в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. и др. Архангельская алмазоносная провинция. М.: Изд-во Московского Университета, 1999. 524 с.
2. Кононова В. А., Голубева Ю. Ю., Богатиков О. А., Каргин А. В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
3. Beard A. D., Downes H., Hegner E., Sablukov S. M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: Evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. 2000. V. 51. P. 47–73. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00074-2.
4. Mahotkin I. L., Gibson S. A., Thompson R. N. et al. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, Russia // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 201–227. doi: 10.1093/petrology/41.2.201.
5. Smith C. B., Gurney J. J., Skinner E. M. W. et al. Geochemical character of southern African kimberlites: A new approach based on isotopic constraints // Geological Society of South Africa Transactions. 1985. V. 88. P. 267–280.
6. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Голубева Ю. Ю. Кепинские кимберлиты, Архангельская область // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 38–45.
7. Голубева Ю. Ю., Щербакова Т. Е., Колесникова Т. И. Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская, Зимнебережное поле // Руды и Металлы. 2009. № 4. С. 66–73.
8. Агащева Е. В., Гудимова А. И., Червяковский В. С., Агащев А. М. Контрастная алмазоносность кимберлитов трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская (Архангельская алмазоносная провинция) как следствие различий в составе и эволюции литосферной мантии: данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристах граната // Геология и геофизика. 2023. № 12. С. 1751–1777. doi: 10.15372/GiG2023155
9. Scott Smith B. H., Nowicki T. E., Russell J. K. et al. A glossary of kimberlite and related terms. Scott-Smith Petrology Inc.: North Vancouver. 2018. Part 1 – 144 pp, Part 2 – 59 pp, Part 3 – 56 pp.
10. Николаева И. В., Палесский С. В., Козьменко О. А., Аношин Г. Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 7. С. 1–6.
11. Pin C., Joannon S., Bosq Ch., Le Fèvre B., Gauthier P.J. Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2003. V. 18. P. 135–141. doi: 10.1039/b211832g.
12. Faure G. Principles of isotope geology. New York: Wiley, 1986. 608 p.
13. White W. M. Geochemistry. New Jersey: John Wiley & Sons, 2020. 960 p.
14. Taylor W. R., Tompkins L. A., Haggerty S. E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin // Geochimica and Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. № 19. P. 4017–4037. doi: 10.1016/0016-7037(94)90264-X.
15. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
16. Agasheva E. V. Magmatic material in sandstone shows prospects for new diamond deposits within the Northern East European platform // Minerals. 2021. № 11 (4), Art. 339. doi:10.3390/min11040339
17. Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229. doi:10.1038/385219a0.
18. Agashev A. M., Watanabe T., Bydaev D. A. et al. Geochemistry of kimberlites from the Nakyn field, Siberia: evidence for unique source composition // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 267–270. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0267:GOKFTN>2.0.CO;2.

19. Rosenthal A., Foley S. F., Pearson D. G. et al. Petrogenesis of strongly alkaline primitive volcanic rocks at the propagating tip of the western branch of the East African Rift // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 284. № 1–2. P. 236–248. doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.036.
20. Agashev A. M., Nakai S., Serov I. V. et al. Geochemistry and origin of the Mirny field kimberlites, Siberia // Mineralogy and Petrology. 2018. V. 112 (Suppl 2). P. 597–608. doi: 10.1007/s00710-018-0617-4.

## RECENT DATA ON THE ISOTOPES AND GEOCHEMISTRY OF KIMBERLITES OF THE TSNIGRI-ARKHANGELSKAYA PIPE, ARKHANGELSK DIAMONDIFEROUS PROVINCE (NORTHERN EAST-EUROPEAN PLATFORM)

E. V. Agasheva<sup>a, #</sup>, L. V. Zyryanova<sup>a</sup>, A. M. Agashev<sup>a</sup>, N. G. Soloshenko<sup>b</sup>,  
Academician of the RAS N. P. Pokhilenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup>V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup>Academician A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

The first data on the bulk and isotopic (Sr, Nd) composition of kimberlites from the low-diamondiferous TSNIGRI-Arkhangelskaya pipe, located in the Kepino field of the Arkhangelsk diamondiferous province, are presented. It is shown that the kimberlites belong to the moderate titanium type of kimberlites of the province and differ significantly from the previously studied kimberlites of the Kepino field in lower concentrations of  $TiO_2$ , Ba, high field strength and light rare earth elements. Among all the kimberlites of the province, the kimberlites of the TSNIGRI-Arkhangelskaya pipe have the most radiogenic Sr composition ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  from 0.7068 to 0.7089), which may be due to a combination of several factors. It has been established that the kimberlites of the pipe are represented by two varieties, which have differences both in the concentrations of major and trace elements, and in the compositions of Sr and Nd isotopes. The composition of Nd isotopes ( $\varepsilon_{Nd}$  from 0 to -0.6) for variety I kimberlites indicates their enriched source in the lithospheric mantle. Kimberlites of variety II have a less radiogenic Nd composition ( $\varepsilon_{Nd}$  from -3.5 to -4.9), the interpretation of which is ambiguous: their formation from an even more ancient enriched source inside the lithospheric mantle compared to variety I cannot be excluded.

**Keywords:** kimberlite, Arkhangelsk diamondiferous province, geochemistry, Sr and Nd isotopes, lithospheric mantle

УДК 552.113:552.332

## МЕГАКРИСТЫ ОЛИВИНА В ЩЁЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНЫХ ДАЙКАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА

© 2024 г. А. Э. Изох\*, В. В. Егорова, Р. А. Шелепаев, Я. Ю. Шелепов

Представлено академиком РАН В.С. Шацким 12.02.2024 г.

Поступило 12.02.2024 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

В щёлочнобазальтоидных дайках Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) обнаружены крупные (до 4 см) кристаллы хорошо огранённого оливина и его сростки с мегакристами клинопироксена. Состав мегакристов оливина ( $Mg\#81–83$ ,  $NiO 0.2–0.3$  мас.%) отличается от состава оливинов из мантийных и габброидных ксенолитов. Показано, что оливин является ликвидусной фазой, кристаллизовавшейся из щёлочнобазальтоидного расплава при давлениях 10–13 кбар в промежуточной магматической камере, расположенной на глубинах 34–43 км, что отвечает уровню границы коры и литосферной мантии для Западного Сангилена.

**Ключевые слова:** мегакристы, оливин, щёлочные базальты, Западный Сангилен, агардагский комплекс, кристаллизация, магматическая камера

**DOI:** 10.31857/S2686739724070094

### ВВЕДЕНИЕ

Крупные одиночные кристаллы или мегакристы обнаружены во многих щёлочных базальтах кайнозойских вулканических провинций. Большая часть из них представлена клинопироксеном, амфиболом, шпинелью, флогопитом. Оливины, гранаты, цирконы встречаются редко. Большинством исследователей мегакристы рассматриваются как ранние фазы, кристаллизовавшиеся из щёлочных базальтовых расплавов при высоком давлении в глубинных очагах [1–4], или как ксенокристаллы, являющиеся фрагментами дезинтегрированных мантийных и коровых пород [5–7]. Мегакристы могут быть продуктами глубинной кристаллизации щёлочносалических расплавов, возникающих в коре под воздействием базитовых магм [8]. Каков бы ни был их генезис, мегакристы являются ценным источником информации о процессах, происходящих в глубинных магматических очагах.

В данной работе представлены результаты исследований мегакристов ордовикских щёлочнобазальтоидных (камптонитовых) даек агардагского комплекса Западного Сангилена, Юго-Восточной Тувы. Дайки описаны в ряде

работ [9–14], однако мегакристам в них уделяется небольшое внимание.

Мегакристы в камптонитах, которые также выносят мантийные и коровые ксенолиты [15], представлена в основном клинопироксеном, амфиболом, флогопитом. Нами в одной из даек обнаружены мегакристы оливина (до 4 см). Крупные одиночные кристаллы (мегакристы) оливина описаны только в одном месте – в кайнозойских щёлочных базальтах плато Дариганга в Монголии [16]. Появление мегакристов оливина имеет важное значение для петрогенетических построений. Нами были исследованы мегакристы оливина и клинопироксена, и их сростки с целью определения их генезиса и оценки параметров кристаллизации щёлочнобазальтоидных расплавов в промежуточных камерах, расположенных на разных уровнях литосферной мантии. Ранее по ксенолитам габброидов из камптонитовых даек были проведены оценки глубины промежуточных базитовых камер и мощности земной коры для Западного Сангилена на ордовикское время [15]. Для мегакристов такие оценки проведены впервые.

Исследование химического состава минералов проводилось методом электронной микроскопии в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС-системой

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия  
\*E-mail: izokh@igm.nsc.ru

химического анализа TESCAN MIRA 3LMU в обратно-рассеянных электронах с использованием программного обеспечения INCA. Минералы анализировались как в непокрытом полированном шлифе породы, так и в выборках зёрен (оливин), монтированных в эпоксидные шайбы.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ДАЕК АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА

Дайки агардагского комплекса проявлены на северо-западной окраине Западного Сангилен, где располагаются в виде пояса субширотного простирания. Протяжённость некоторых даек превышает 1 км, при мощности 2–4 метра. Дайки прорывают терригенно-карбонатные породы моренского метаморфического комплекса, кембрийские вулканогенно-осадочные породы, Правотарлашкинский габброидный и Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массивы, а также ордовикские гранитоиды (рис. 1). Ar–Ar-датирование по фенокристаллам биотита и амфибала показало позднеордовикский возраст даек агардагского комплекса 446 млн лет [13]. Закартировано более 30 даек, которые варьируют по составу и по набору включений, при этом встречаются как простые, так и сложные комбинированные дайки, в которых в качестве второй фазы выступают лейкократовые породы сиенитового состава. Некоторые дайки насыщены мантийными и коровыми ксенолитами, что указывает на быстрый подъём и остывание расплава при их формировании. В них же отмечаются мегакристы оливина, клинопироксена, флогопита и амфибала.

Дайки камптонитов сложены тёмно-серыми тонко-мелкозернистыми породами, в которых иногда встречаются лейкократовые обособления, образованные салическими минералами. В качестве вкрапленников в камптонитах присутствуют клинопироксен (титанавгит), биотит, реже оливин и амфибол (керсугит). Основная масса сложена клинопироксеном, амфиболом и биотитом, и ксеноморфными сильно изменёнными салическими минералами (нефелин, плагиоклаз, калиевый полевой шпат). По своим петрографическим особенностям дайки относятся к камптонитам, хотя в минералогическом составе наблюдаются вариации – в части даек во вкрапленниках и в основной массе присутствует амфибол (керсугит), а часть даек не содержит амфибала ни во вкрапленниках, ни в основной массе. По химическому составу камптониты близки к щёлочным базальтам с высоким

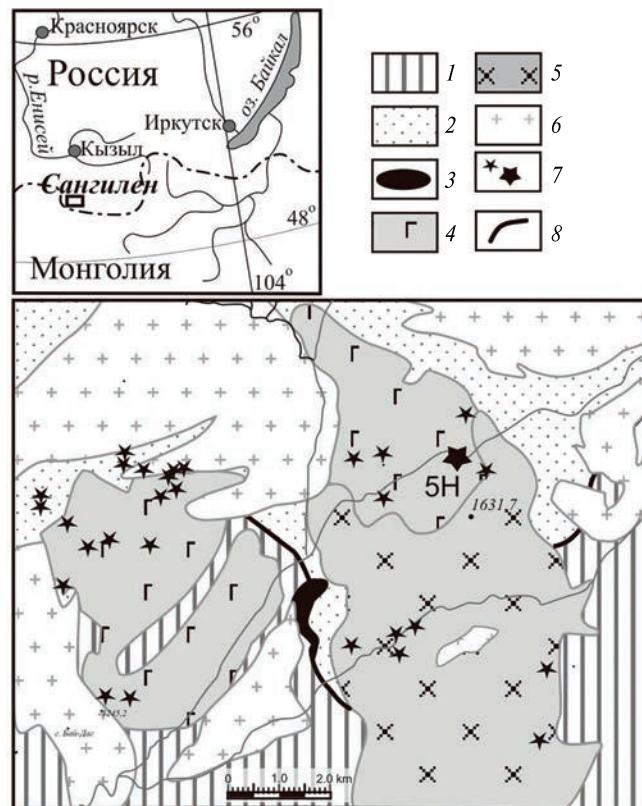


Рис. 1. Схема расположения камптонитовых даек агардагского комплекса Западного Сангилен (Юго-Восточная Тыва) по [15]. 1 – докембрийские метаморфизованные терригенно-карбонатные породы моренского комплекса; 2 – кембрийские вулканогенно-осадочные породы; 3 – гипербазиты; 4 – габброиды Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов; 5 – монцодиориты Башкымугурского массива; 6 – ордовикские гранитоиды; 7 – дайки камптонитов агардагского комплекса, крупной звездой показана дайка с мегакристами оливина; 8 – разломы.

содержанием титана, фосфора и щелочей, особенно, калия [17]. Устанавливается обогащённость камптонитов лёгкими REE, при пологом распределении тяжёлых REE. Высокие содержания Sr, LILE (Ba, K, U, Th) и HFSE (Zr, Nb и Ta) позволяют относить их к плумовому щёлочно-базальтоидному типу [17].

### СОСТАВ ОЛИВИНОВ И КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Оливин присутствует в камптонитах как в виде мегакристов, так и вкрапленников, в основной массе оливин не наблюдается. Мегакристы оливина обнаружены только в дайке 5Н, имеющей самое высокое содержание MgO (до 16.4 мас. %). Они представляют собой кристаллы размером



Рис. 2. Фотография мегакриста оливина (Ол) в камптоните (дайка 5Н). Размер кристалла 3.5 см в длину, они имеют чёткую кристаллографическую огранку.

от 1 до 4 см, сохраняющие кристаллографическую форму (рис. 2).

Мегакристы оливина имеют тонкую оторочку, состоящую из минералов основной массы камптонитов. Они однородны по химическому составу и, в отличии от вкрапленников оливина, не имеют зональности. Магнезиальность (Mg#) мегакристов оливина находится в узком интервале от 81 до 83 ат. %, содержание никеля составляет 0.24–0.37 мас. %, содержание CaO – 0.2–0.3 мас. % (рис. 3, табл. 1).

Состав мегакристов оливина отличается от оливинов из ксенолитов лерцолитов и ксенокристаллов, а также от оливинов из габброидных интрузивов, расположенных в районе распространения камптонитовых даек. Оливины из лерцолитов более магнезиальные Mg# 88–91 ат. % и содержит больше NiO (0.4–0.57 мас. %), а содержание CaO наоборот ниже. Оливины из габброидных интрузивов менее магнезиальные Mg# 67–77 ат. % и практически не содержат NiO и CaO (рис. 3, табл. 1). По составу мегакристы оливина попадают в интервал составов оливинов из вкрапленников Mg# 80–85, NiO (0.19–0.37 мас. %) и CaO (0.13–0.36 мас. %) (рис. 3, табл. 1). В краевых частях вкрапленников магнезиальность уменьшается до 76 ат. %, что коррелирует с уменьшением NiO (рис. 3).

В отдельных случаях обнаружены сростки мегакристов клинопироксена и оливина, что свидетельствует об их совместной кристаллизации. Магнезиальность оливинов из этих сростков изменяется в более широких пределах от 80 до 85.8 ат. %, но в целом попадает в поле одиночных мегакристов оливина (рис. 3).

Мегакристы клинопироксена представляют собой крупные кристаллы чёрного цвета размером от 1 до 6 см. Они имеют зональное строение. Внутренние ядерные части по составу отвечают высокоглинозёмистому авгиту, сами ядра в шлифах незональные, бесцветные. Магнезиальность в ядрах разных кристаллов варьирует от 83 до 72 ат. %. Для ядер характерны высокие содержания  $Al_2O_3$  8.6–10 мас. %,  $TiO_2$  (1–2 мас. %) и  $Na_2O$  (1.5–2 мас. %), которые возрастают по мере уменьшения магнезиальности. Содержание хрома во всех ядрах крайне низкое. Тонкие краевые зоны мегакристов клинопироксена имеют розовую окраску, ещё больше обогащены титаном (до 4 мас. %) и по составу отвечают клинопироксенам из основной массы камптонитов. Клинопироксены из сростков с оливином попадают в поле составов мегакристов, хотя некоторые образцы имеют большую магнезиальность, коррелиирующую с магнезиальностью оливина (Mg# 79–85,  $Al_2O_3$  7–9.5 мас. %,  $TiO_2$  1–1.8 мас. %) (табл. 2). От клинопироксенов из ксенолитов лерцолитов и пироксенитов (Mg# 89–91), вынесенных теми же камптонитами, они отличаются меньшим Mg#, большими содержаниями  $TiO_2$  и меньшими  $Cr_2O_3$ . Клинопироксены из габброидных ксенолитов и габброидных массивов в отличие от клинопироксенов из камптонитов содержат меньше  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Находка хорошо огранённых крупных кристаллов оливина в щелочных базальтах ордовикского возраста является уникальной. Редкость появления мегакристов оливина может быть связана с тем, что их кристаллизация происходит либо при высокой магнезиальности родоначальной щёлочнобазальтоидной магмы, либо при умеренном давлении в промежуточной камере, поскольку при высоком давлении при кристаллизации котектика оливина с клинопироксеном сменяется котектикой клинопироксена с гранатом. Мегакристы граната не обнаружены в ордовикских камптонитовых дайках, однако в кайнозойских щелочных базальтах различных регионов (Монголия, Вьетнам), они встречаются в ассоциации с клинопироксеном, но без оливина [8, 16]. Для них были установлены давления образования 14–17 кбар (рис. 4 б) [8]. Можно предположить, что кристаллизация мегакристов оливина и клинопироксена из камптонитовых даек происходила при меньших давлениях.

Близость по составу мегакристов оливина и клинопироксена и их сростков к минералам

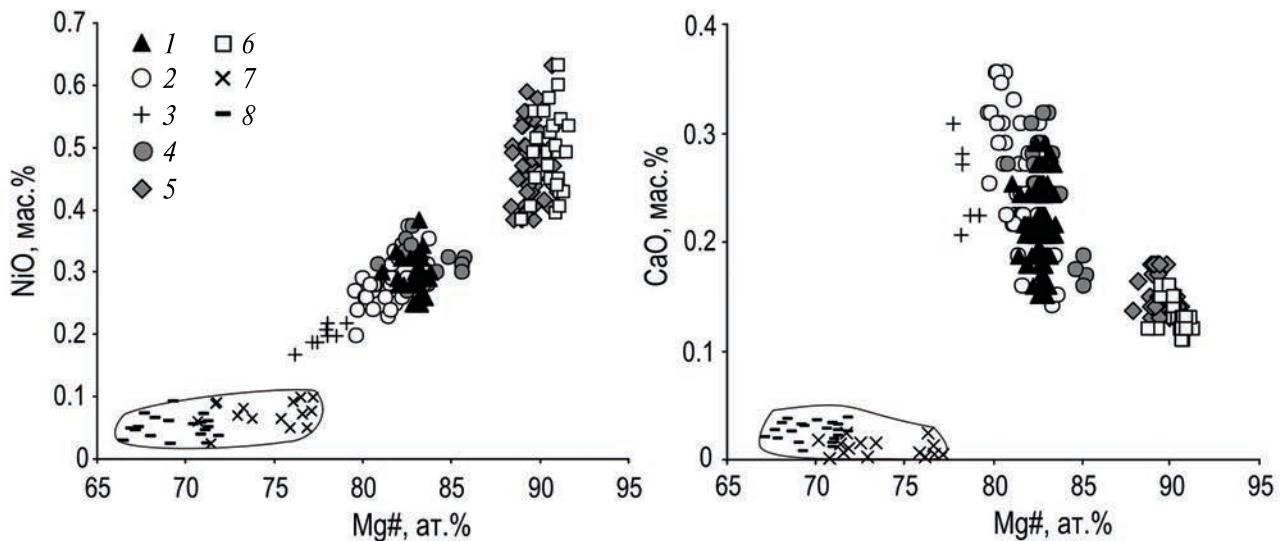


Рис. 3. Состав оливинов из даек агардагского комплекса: 1 – мегакристы; 2 – ядра вкрапленников оливина в камптонитах; 3 – краевые части вкрапленников оливина в камптонитах; 4 – сростки мегакристов клинопироксена и оливина; 5 – ксенокристаллы оливина; 6 – оливин из ксенолитов лерцолитов, выносимых дайками камптонитов; 7–8 – оливины из габброидов: 7 – Правотарлашкинского массива, 8 – Башкынтугурского массива.  $Mg\# = Mg^*100/(Mg+Fe)$ , ат. %.

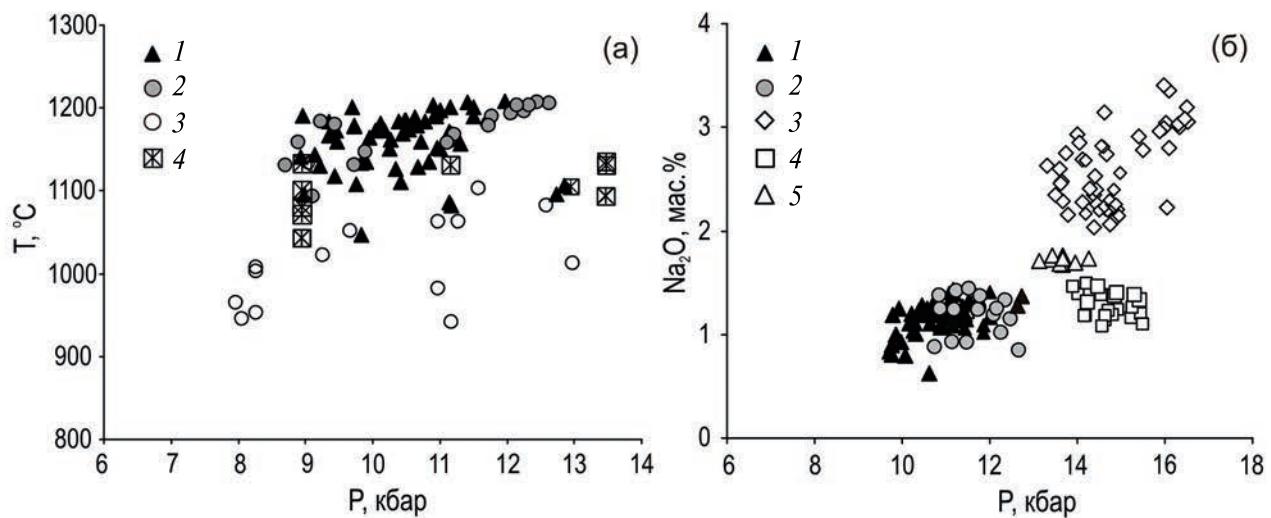


Рис. 4. (а) Результаты термобарометрических расчетов по [18, 19]: 1 – для мегакристов клинопироксена, 2 – для сростков клинопироксена и оливина; 3 – для габброидных ксенолитов из даек агардагского комплекса по [15], 4 – экспериментальные данные по [20]. (б) Давления образования и состав клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтоидов различных регионов: 1–2 – из камптонитов агардагского комплекса: 1 – мегакристы, 2 – сростки с оливином; 3 – Монголия; 4 – Вьетнам; 5 – Киргизия.

вкрапленников камптонитов, позволяет предполагать, что их образование происходило из щёлочнобазальтоидного расплава в глубинных условиях. Оценки температур и давления кристаллизации были проведены с помощью клинопироксенового геобарометра [18] и геотермометра [19]. Значения рассчитанных температур

колеблются в интервале 1050–1190°C для мегакристов клинопироксена и 1090–1200°C для сростков клинопироксена и оливина (рис. 4 а). Определенные таким образом давления составляют 9–13 кбар для мегакристов и 10–12.7 кбар для клинопироксенов в сростках с оливином, что ниже, чем для мегакристов из кайнозойских

**Таблица 1.** Представительные анализы (мас. %) оливинов из щелочнобазальтоидных даек Западного Сангилена

	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
<b>Мегакристы</b>								
5H-2	39.8	15.31	0.22	43.82	0.17	0.31	99.7	83
5H-5	39.2	16.02	0.19	44.13	0.25	0.37	100.1	83
5H-6	40.0	16.99	0.28	42.07	0.25	0.29	99.9	81
5H-7	39.2	16.12	0.27	43.99	0.24	0.24	100.1	82
<b>Сростки с мегакристами клинопироксена</b>								
5H-6	40.5	13.69	0.23	46.03	0.18	0.3	100.6	86
5H-11	39.2	17.37	0.22	41.34	0.27	0.3	98.2	81
5H-14	39.4	16.22	0.21	43.71	0.29	0.36	100.2	83
<b>Вкрашенники</b>								
5H-5	40.4	13.48	0.19	44.48	0.34	0.28	98.9	85
5H-2	39.3	18.02	0.35	42.07	0.31	0.26	100.0	81
3H-1	39.2	16.04	0.23	43.3	0.31	0.37	99.5	83
<b>Оливины из ксенолитов лерцолитов</b>								
5H-7	40.5	8.79	0.18	49.15	0.13	0.47	99.1	91
5H-13	40.3	9.06	0.15	50.35	0.13	0.52	100.2	91
<b>Оливины из габброидных интрузивов</b>								
E7/16	38.1	21.19	0.30	39.66	0.01	0.06	99.3	77
ПТ1	37.2	25.51	0.42	35.77	0.01	0.02	99.0	71

Примечание: Mg# = Mg\*100/(Mg+Fe), ат. %.

**Таблица 2.** Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из щелочнобазальтоидных даек Западного Сангилена

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	Mg#	P, кбар	T, °C
<b>Мегакристы</b>													
5H-2	48.8	1.38	8.48	0.23	6.41	13.5	19.5	1.35	0.3	99.9	79	11.7	1190
5H-1	48.5	1.63	8.35	0.25	5.09	14.4	18.8	1.71	0.23	98.9	83	13.1	1109
5H-4	46.8	2.17	10.0	0.15	6.96	12.6	20.3	1.01	0.21	100	76	10.3	1159
5H-7	48.9	1.42	8.6	0.22	6.41	12.8	20.5	1.17	0.28	100	78	11.2	1050
5H-6	46.6	2.17	9.4	0.18	6.74	12.7	21.3	0.96	0.25	100	77	9.3	1127
<b>Сростки с мегакристами оливина</b>													
5H-8	49.9	1.02	7.31	0.15	4.61	14.8	19.1	1.37	0.48	98.7	85	12.3	1193
5H-3	50.4	0.93	7.14	0.18	4.4	14.4	19.1	1.25	0.56	98.4	84	12.7	1200
5H-9	48.5	1.02	7.92	0.23	4.61	15.7	20.0	1.44	0.72	100	85	11.2	1164
3H-9	47.4	1.7	9.58	0.19	5.98	13.1	20.0	0.98	0.39	99.3	79	11.1	1155
3H-4	47.9	1.78	8.12	0.14	5.65	13.2	21.5	0.93	0.45	99.7	81	10.0	1091
3H-1	49.1	1.27	7.03	0.26	5.81	14.8	19.9	0.86	0.3	99.3	82	10.1	1177

Примечание: Mg# = Mg\*100/(Mg+Fe), ат. %, расчет температуры и давления по [18, 19].

щелочных базальтов различных регионов (рис. 4 б) [10]. Полученные значения соответствуют глубинам 30–43 км.

Оливины состава близкого к мегакристам оливина были получены в опытах по плавлению и кристаллизации природного муджиерита [20].

При содержаниях 2 и 5% H<sub>2</sub>O в расплаве фиксируется близлигвидусный оливин в интервалах температур 1000–1100 °C и давлений 9–13 кбар (рис. 4 а). При этом в качестве сосуществующих фаз отмечены слюда, амфибол и клинопироксен. Эти данные не противоречат данным по

температурам и давлению, оцененным по сросткам оливина и клинопироксена.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведённые исследования показали, что мегакристы оливина в камптонитовых дайках Западного Сангилена являются ранней ликвидусной фазой. Их состав близок к составу вкрапленников оливина. Наличие мегакристов клинопироксена со сростками оливина позволило оценить глубину становления промежуточной магматической камеры, в которой происходило формирование мегакристовой ассоциации, 34–43 км (10–13 кбар), что отвечает глубинам границы коры и литосферной мантии (МОХО) для Западного Сангилена, установленным ранее по габброидным и мантийным ксенолитам [15].

В отличие от мегакристов из камптонитов Западного Сангилена, мегакристы клинопирокснов, исследованные в других регионах в кайно-зойских щелочных базальтоидах, образовались в более глубинных условиях (47–58 км), и также фиксируют границу МОХО [10, 16]. Этот факт позволяет предположить, что увеличение мощности земной коры не способствует формированию мегакристов оливина при глубинной кристаллизации щелочных базальтов. Этим можно объяснить редкость их обнаружения.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда проект № 23-27-00224.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ.

Авторы утверждают отсутствие у них конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Irving A. J., Frey A. F. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. № 6. P. 1201–1221.
2. Dobosi G., Jenner G. A. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 731–749.
3. Shaw C. S. J., Eyzaguirre J. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel Volcanic Field, Germany // *Lithos*. 2000. V. 50. P. 75–95.
4. Akinin V. V., Sobolev A. V., Ntaflos T., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melane-phelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. P. 85–101.
5. Righter K., Carmichael I. S. E. Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages // *American Mineralogist*. 1993. V. 78. P. 1230–1245.
6. Dobosi G., Downes H., Embrey-Isztin A., Jenner G. A. Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary) // *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. 2003. V. 178. P. 217–237.
7. Liu Y.-D., Ying J.-F. Origin of clinopyroxene megacrysts in volcanic rocks from the North China Craton: a comparison study with megacrysts worldwide // *International Geology Review*. 2020. V. 62. № 15. P. 1845–1861.
8. Изох А. Э., Смирнов С. З., Егорова В. В., Чанг Туан Ань, Ковязин С. В., Нго Тхи Фыонг, Калинина В. В. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 925–943.
9. Блюман Б. А. Дайковые комплексы щелочных базальтоидов Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Доклады АН СССР. 1976. Т. 247. № 3. С. 672–674.
10. Немцович В. М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы // Доклады АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 442–444.
11. Кепежинская В. В., Кепежинская П. К., Усова Л. В. Происхождение камптонитов агардагского дайкового комплекса нагорья Сангилен (Тува) // Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 55–62.
12. Панина Л. И., Михалева Л. А., Смирнов С. З., Моторина И. В., Поспелова Л. Н. Химизм минералов как следствие смешения расплавов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 118–127.
13. Изох А. Э., Поляков Г. В., Мальковец В. Г., Шелепаев Р. А., Травин А. В., Литасов Ю. Д., Гибшер А. А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 511–514.
14. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Травин А. В., Белоусова Е. А., Шарыгин В. В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидно-

- го комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
15. *Egorova V. V., Volkova N. I., Shelepaev R. A., Izokh A. E.* The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88. P. 419–441.
16. *Кепежинскас В. В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
17. *Шелепаев Р. А., Егорова В. В., Изокх А. Э., Зельтманн Р.* Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангilen, Юго-Восточная Тыва) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
18. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 62–74.
19. *Putirka K. D.* Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
20. *Irving A. J.* Geochemical and high-pressure experimental studies of xenoliths, megacrysts and basalts from southeastern Australia. Ph.D. Thesis, Australian National University, Canberra 1971. 243 p.

## OLIVINE MEGACRYSTS IN ALKALI-BASALTOID DIKES OF THE WESTERN SANGILEN, SOUTHEASTERN TUVA

**A. E. Izokh<sup>#</sup>, V. V. Egorova, R. A. Shelepaev, Ya. Yu. Shelepov**

*Presented by Academician of the RAS V.S. Shatsky February 12, 2024.*

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences,  
Novosibirsk, Russian Federation  
#E-mail: izokh@igm.nsc.ru*

Large (up to 4 cm) crystals of euhedral olivine and its intergrowths with clinopyroxene were discovered in the alkali-basaltoid dikes of the Western Sangilen, South-Eastern Tuva. The composition of olivine (Mg# 81–83, NiO 0.2–0.3 wt. %) differs sharply from the composition of olivines from mantle and gabbroid parageneses. It is shown that olivine is a liquidus phase that crystallized from an alkali basaltic melt at pressures of 10–13 kbar in intermediate magma chambers located at depths of 34–43 km, which corresponds to the level of the crust-lithospheric mantle boundary for the Western Sangilen.

**Keywords:** megacryst association, olivine, alkaline basalts, Western Sangilen, crystallization, magma chamber

УДК 550.42;550.93;549.514.81

## U–Pb (SHRIMP-II)-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОВ ОСТРОВА БОЛЬШОЙ ТЮТЕРС (ФИНСКИЙ ЗАЛИВ, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА ПРОЯВЛЕНИЯ В РЕГИОНЕ ЭДИАКАРСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО СОБЫТИЯ

© 2024 г. С. Г. Скублов<sup>1,2,\*</sup>, Е. Н. Терехов<sup>3,4</sup>, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов<sup>3</sup>,  
А. Б. Макеев<sup>5</sup>, Л. И. Салимгараева<sup>1,2</sup>

Поступило 04.12.2023 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Представлены новые данные по U–Pb-возрасту (SHRIMP-II) и редкоэлементному составу (SIMS) циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (Внешние острова Финского залива). Фигуративные точки проанализированного циркона образуют дискордию. Верхнее пересечение дискордии с конкордией ( $1825 \pm 11$  млн лет) принимается в качестве возраста кристаллизации гранитов, прорывающих вторичные кварциты, и тем самым определяет их наиболее молодой возраст. Субконкордантный циркон, находящийся в верхней части дискордии, имеет ростовую осцилляционную зональность и геохимические характеристики циркона магматического генезиса. Возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией около 570 млн лет подкреплён самостоятельной генерацией циркона, представленной чёрными в CL-изображении доменами и каймами в цирконе магматической генерации, для которых характерны повышенные содержания неформульных элементов (лёгких REE, Ca, P, Ti, Nb и др.), вплоть до аномальных значений. Как наиболее вероятную интерпретацию возраста нижнего пересечения дискордии с конкордией можно рассматривать тиманскую (эдиакарскую) или финмаркскую (раннекаледонскую) термальную активизацию Фенноскандинавского щита, ранее установленную по циркону из гнейсов кольской серии.

**Ключевые слова:** циркон, граниты, U–Pb-датирование, ионный зонд, редкоземельные элементы, дискордия, о-в Большой Тютерс

**DOI:** 10.31857/S2686739724070104

### ВВЕДЕНИЕ

В Свекофенской области интрузии гранитов прорывают метаморфические породы с возрастом 2.0–1.9 млрд лет. Большинство ранних гранитоидов имеет возраст 1.89–1.88 млрд лет. Они представлены I-типом от диоритов, с преобладанием тоналитов и гранодиоритов, к красным микроклинсодержащим гранитам. В южной Финляндии широко развиты позднесвекофенские

S-граниты с возрастом 1.85–1.82 млрд. лет ([1] и ссылки в работе). Там же встречаются небольшие по объёму тела гранитов в ассоциации с лампрофирами, которые образуют постскладчатые интрузии. Завершают активную магматическую деятельность в регионе гранитные плутоны формации рапакиви, принадлежащие к анорогенной группе с возрастом 1.65–1.54 млрд лет. Таким образом, для региона известны разновозрастные (временной интервал около 300 млн лет) четыре группы гранитоидов, имеющие различные геохимические характеристики и геодинамическую природу.

Район расположенного в Финском заливе Балтийского моря архипелага Внешних островов (о-ва Большой и Малый Тютерс, Гогланд, Сомерс, Мощный и др.) в тектоническом отношении попадает в пределы Южно-Финской структурной зоны Фенноскандинавского (Балтийского) щита. На о-ве Большой Тютерс,

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембра Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

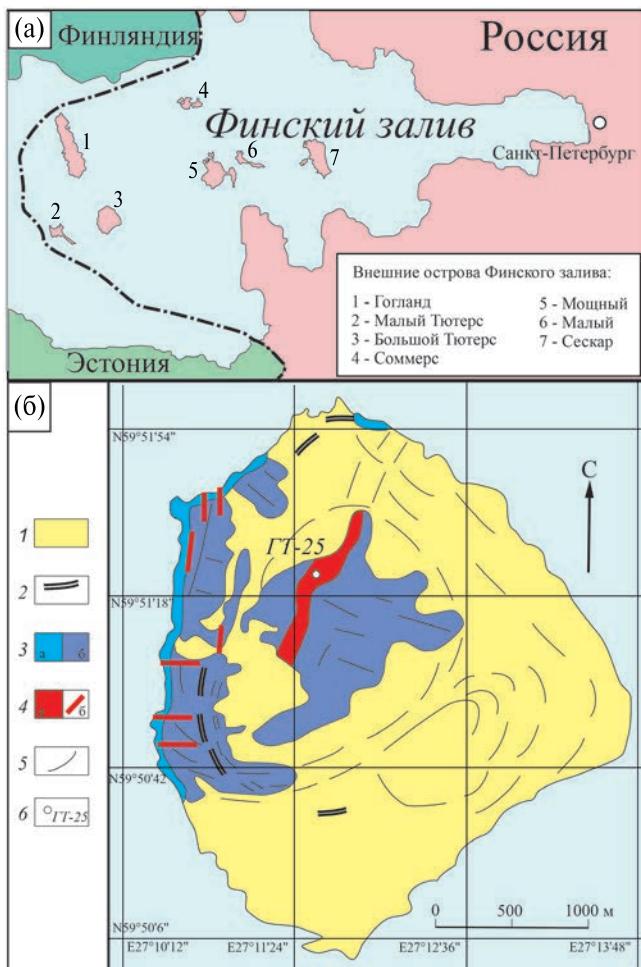
<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: skublov@yandex.ru



**Рис. 1.** Упрощённая геологическая карта о-ва Большой Тютерс: (а) положение среди Внешних островов Финского залива; (б) карта острова с указанием места отбора пробы ГТ-25 (1 – четвертичные отложения, пески, рече морена; 2 – поднятый пляж; 3 – вторичные кварциты: в береговых скалах (а), обнажения в лесу (б); 4 – граниты: а – массив, б – дайки; 5 – структурные элементы ; положение пробы ГТ-25).

в центральной части Финского залива (рис. 1), изучен небольшой гранитный массив и сопутствующие ему дайки того же состава. Этот массив пространственно приурочен к области свекофенской складчатости, а в виду удалённости от материка достаточно условно может быть отнесён к Южному Свекофенскому палеоостроводужному поясу [2]. Граниты прорывают вторичные кварциты, которые в свою очередь образованы по кремнекислым породам (сланцам и гнейсам свекофенской формации). Остров Большой Тютерс расположен на южном продолжении подводной гряды, северная оконечность которой представлена о-вом Гогланд. Вдоль восточной части последнего развита

раннерифейская хогландская серия, разрез которой в основании представлен чередованием конгломератов и песчаников, выше которого залегает пачка базальтов и лавовыми потоками кварцевых порфиров (мощностью более 300 м). Возраст вулканитов около 1640 млн лет (ID-TIMS метод по навеске зёрен) [3]. По ряду петрогохимических признаков это комагматы гранитов рапакиви Выборгского массива. На о-ве Большой Тютерс, кроме вторичных кварцитов и изученных гранитов, других коренных пород не обнаружено.

Типичные вторичные кварциты редки для Фенноскандинавского щита, другие крупные проявления подобных образований в данном регионе не известны. Формацию вторичных кварцитов традиционно связывают с вулканитами преимущественно кислого состава. На основании наличия в районе раннерифейских кислых вулканитов с возрастом около 1.64 млрд лет – комагматов гранитов рапакиви, ранее [4] было высказано мнение, что вторичные кварциты образованы в это время под влиянием вулканических эманаций, сопровождающих формирование вулканитов хогландской серии. Кроме того, в непосредственной близости от о-ва Большой Тютерс расположено подводное продолжение хорошо изученного Выборгского массива гранитов рапакиви. Ранее для гранитов о-ва Большой Тютерс K-Ar-методом (ИГЕМ РАН) был определён возраст по биотиту 1660–1680 млн лет [4].

Возраст вторичных кварцитов может быть ограничен путём датирования циркона из прорывающих их гранитов, которым и посвящена настоящая работа. Циркон обладает уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические “отпечатки” важнейших событий, связанных как с образованием пород, так и с наложенными на них процессами. Это ключевой минерал-геохронометр, также позволяющий решать сложные вопросы генезиса пород. Последнее можно достичь путём сопоставления изотопно-геохимических данных с информацией о редкоэлементном составе циркона (например, [5–7]).

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Крупно-гигантозернистые граниты серого цвета, из которых отобрана проба ГТ-25, слагают вытянутый с севера на юг массив (при мерно 1000×300 м) в центральной части острова Большой Тютерс (рис. 1). В центральной части массива, в районе маяка, в них отмечены

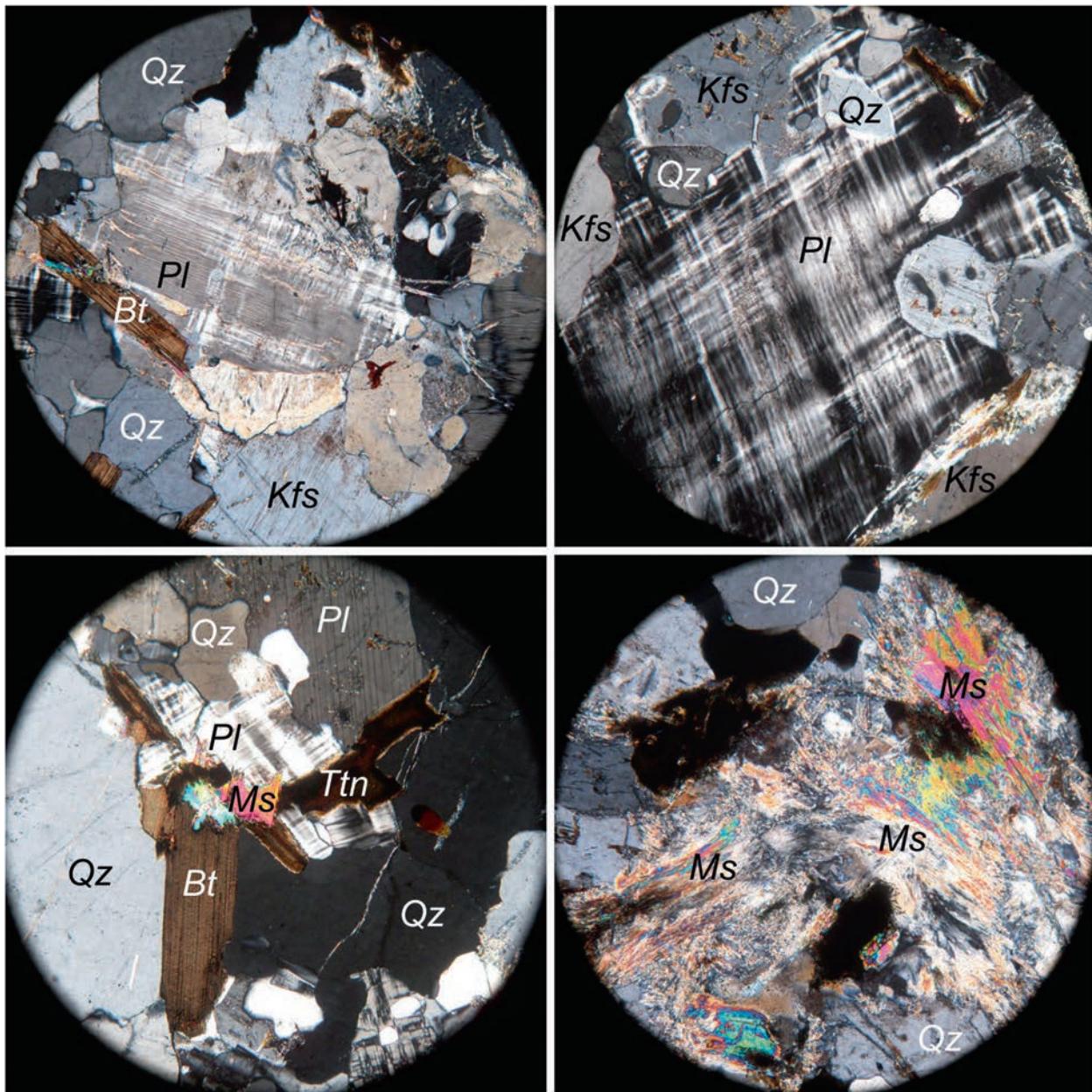


Рис. 2. Изображения шлифа гранита ГТ-25 в поляризационном микроскопе (с анализатором, увеличение 10, размер поля зрения 4 мм). Обозначения минералов: *Qz* – кварц, *Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Bt* – биотит, *Ms* – мусковит, *Ttn* – титанит.

ксенолиты (размером до 2 м), сложенные вторичными кварцитами. Граниты имеют массивную текстуру и гранитную структуру (рис. 2), состоят из плагиоклаза–олигоклаза (~40–45%), кварца (~25–30%), калиевого полевого шпата (~15–20%), анортоклаза (~3–5%), биотита (~2–3%), мусковита (~1%) и акцессорного титанита (~0.5–1%). Кварц представлен изометричными и угловатыми трещиноватыми зёрнами (0.1–2 мм) с неровными краями. Олигоклаз образует

короткостолбчатые кристаллы (0.5–4.5 мм) с сетчатой двойниковой и блоковой структурой и совершенной спайностью, равномерно распределёнными в породе, частично пелитизирован. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) образован зёрнами (0.2–3 мм) неправильной формы с неровными краями, в нём присутствуют редкие мирамелитовые выделения кварца и слюды. Анортоклаз имеет меньшие размеры (0.1–1 мм) зёрн с заливообразными границами, он сильно

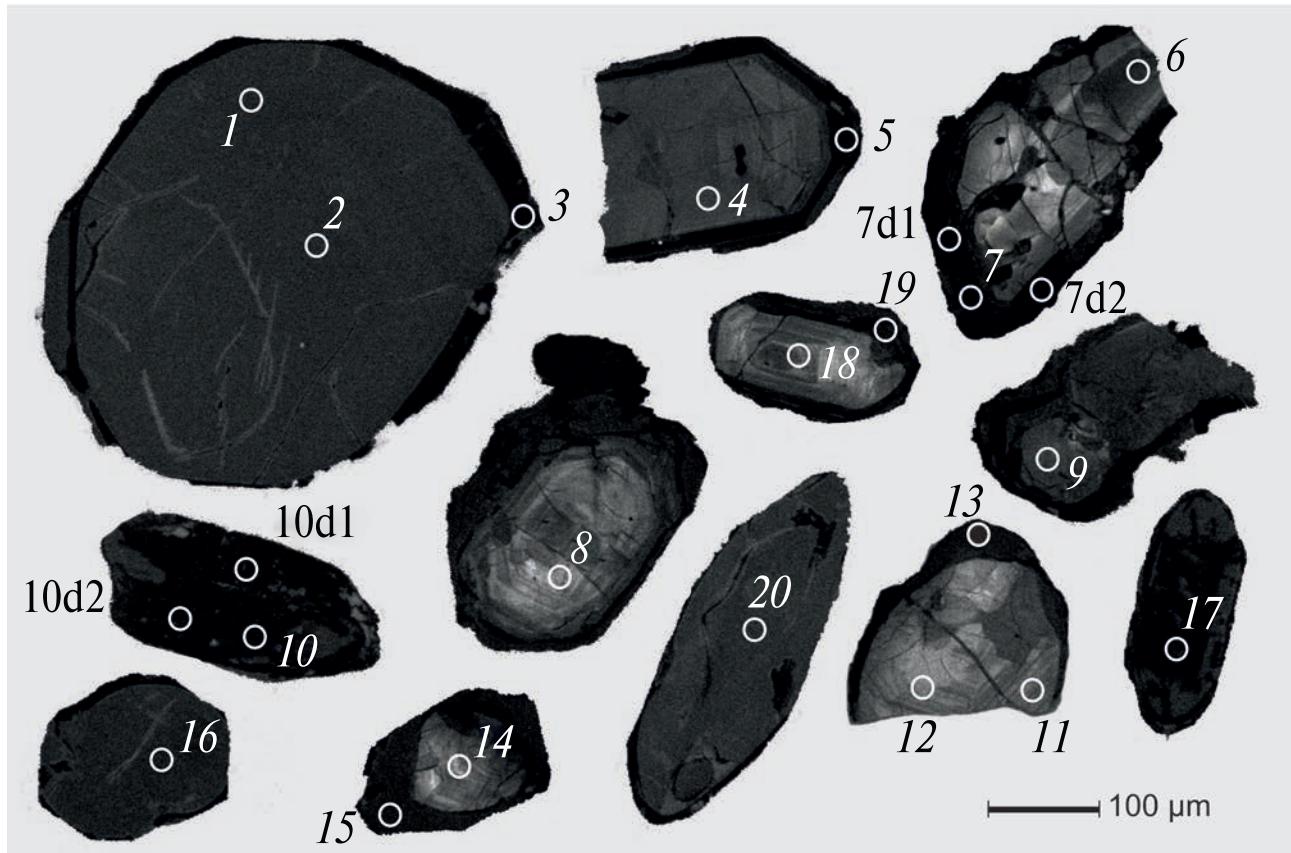


Рис. 3. Изображение зёрен циркона из гранита ГТ-25 в режиме катодолюминесценции (CL). Здесь и ниже номера точек анализа совпадают с табл. 1 и 2. Диаметр кратера соответствует примерно 20 мкм.

изменён (соссюритизирован). Биотит равномерно распределён в породе, образует гипидиоморфные листы с хорошо выраженным плеохроизмом в коричневых тонах и размером 0.1–0.7 мм. Мусковит образует короткостолбчатые листы (0.1–0.3 мм) и спутано-волокнистые агрегаты размером до 1–3 мм. Титанит образует амёбовидные выделения (размером от 0.03 до 0.3 мм) в интерстициях породообразующих минералов.

Овоидальных структур, характерных для гранитов рапакиви, в гранитах о-ва Большой Тьютерс не обнаружено. Эти граниты почти не деформированы и содержат очень мало трещин, в них хорошо выражена пологая отдельность. Основных или средних по составу пород в ассоциации с гранитами не обнаружено. По содержанию породообразующих элементов изученные породы соответствуют щёлочно-известковым гранитам и попадают в поле гранитов А-типа. На дискриминационных тектономагматических диаграммах фигуративные точки анализов попадают в поля островодужных и синколлизионных гранитов.

## МЕТОДЫ

Циркон для исследования был выделен из гранитов с помощью электромагнитной сепарации и тяжёлых жидкостей в минералогической лаборатории ГИН РАН. Локальное U–Pb-датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Размер аналитического кратера составлял около 20 мкм. Полученные данные обработаны с помощью программы SQUID. Величины изотопных U–Pb-отношений нормированы на значения, характерные для стандартов циркона TEMORA и 91500. Ошибки единичных анализов (изотопных U–Pb-отношения и возраст) приведены на уровне  $1\sigma$ , погрешности значений возраста пересечения дискордии с конкордией и эллипсы ошибок на графике с конкордией – на уровне  $2\sigma$ . Непосредственно перед геохронологическим исследованием в ЦИИ ВСЕГЕИ была проведена съёмка циркона в режиме катодолюминесценции (CL) на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL-детектором CLI/QUA.

Таблица 1. U-Pb-возраст циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	в возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Rho				
10	4.01	20264	352	0.02	1770	600	±5.8	751	±41	25	0.0643	1.9	0.865	2.2	0.0976	1.0	0.466
7	5.34	8015	761	0.10	965	803	±7.8	1233	±22	54	0.0815	1.1	1.491	1.5	0.1327	1.0	0.679
5	5.91	4958	8627	1.80	633	843	±8.3	1290	±39	53	0.0839	2.0	1.616	2.3	0.1397	1.0	0.462
17	3.93	9869	229	0.02	1250	857	±8.2	1321	±15	54	0.0852	0.77	1.671	1.3	0.1422	1.0	0.800
3	4.02	7278	399	0.06	930	860	±8.3	1301	±18	51	0.0843	0.94	1.660	1.4	0.1428	1.0	0.737
19	2.15	2764	15.2	0.01	535	1283	±12	1630	±16	27	0.1003	0.85	3.046	1.3	0.2203	1.0	0.770
15	0.05	2243	15.4	0.01	559	1640	±15	1783	±5.7	9	0.1090	0.31	4.354	1.1	0.2897	1.0	0.957
20	0.03	859	185	0.22	214	1644	±15	1790	±8.4	9	0.1095	0.46	4.384	1.1	0.2905	1.0	0.914
13	0.28	2074	19.5	0.01	528	1669	±15	1792	±12	7	0.1095	0.66	4.462	1.2	0.2955	1.0	0.841
16	0.01	3224	83.9	0.03	821	1673	±15	17834	±4.5	7	0.1091	0.25	4.456	1.0	0.2963	1.0	0.972
2	0.02	981	79.1	0.08	260	1733	±16	1805	±11	4	0.1103	0.63	4.691	1.2	0.3084	1.0	0.857
1	0.04	1315	191	0.15	351	1741	±16	1796	±8.6	3	0.1098	0.47	4.695	1.1	0.3101	1.0	0.910
4	0.07	514	264	0.53	141	1784	±17	1828	±11	2	0.1117	0.59	4.912	1.2	0.3189	1.1	0.878
6	0.23	380	194	0.53	105	1799	±17	1843	±14	2	0.1127	0.80	4.999	1.4	0.3218	1.1	0.810
14	0.25	164	60.0	0.38	46.8	1845	±19	1823	±23	-1	0.1114	1.3	5.090	1.7	0.3313	1.2	0.687
18	0.30	147	58.2	0.41	42.0	1851	±20	1860	±25	0	0.1137	1.4	5.216	1.9	0.3326	1.3	0.674
9	0.05	260	102	0.40	74.3	1851	±18	1828	±15	-1	0.1118	0.80	5.126	1.4	0.3327	1.1	0.818
8	0.48	126	42.7	0.35	38.6	1954	±21	1854	±26	-5	0.1134	1.4	5.530	1.9	0.3541	1.3	0.664
12	0.25	71.4	52.6	0.76	36.9	3028	±33	3052	±16	1	0.2301	0.98	19.02	1.7	0.5995	1.4	0.812
11	0.23	92.6	71.2	0.80	47.8	3031	±33	3062	±27	1	0.2315	1.7	19.15	2.2	0.6002	1.4	0.634

Примечание.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиогенный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1 $\sigma$ ) – 0.36%. D – дискордантность.

Содержание REE и редких элементов в цирконе определено на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике в той же “точке” диаметром около 20 мкм, что и определение возраста. Кроме того, состав циркона был дополнительно проанализирован в 4 точках (7d1, 7d2, 10d1, 10d2). Точность определения составляет 10–15% для элементов с концентрацией >1 ppm и 10–20% для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm, предел обнаружения составляет 5–10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормирован к составу хондрита CI. Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью “Ti-в-цирконе”-термометра.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из пробы ГТ-25 в основном неправильной слабо удлинённой формы с коэффициентом удлинения не более 1:1.5, максимальный размер в поперечнике не превышает 100–150 мкм (рис. 3). Одно зерно округлой формы (точки 1–3) достигает в поперечнике 400 мкм. Даже ограниченное количество выделенных зёрен (немногим более десятка) устойчиво демонстрирует гетерогенное внутреннее строение. Примерно у половины зёрен для центральной части характерна размытая тонкополосчатая ростовая осциляционная зональность с преобладанием серой окраски в CL-изображении (точки 6, 8, 11, 12, 14 и 18). В некоторых зёдрах центральная часть имеет более однородное строение и более интенсивный серый оттенок в CL (точки 4 и 9). Для некоторых зёрен характерна более тёмная окраска центральной части, осложнённой наличием тонких трещин и участков переменной ширины, заполненных контрастным по окраске (светлым и чёрным) цирконом (точки 1, 2, 16 и 20). В некоторых зёдрах участки чёрного в CL-изображении оттенка составляют существенную площадь сечения зерна (точки 10 и 17). Общим для почти всех зёрен циркона является наличие тонкой каймы, непостоянной по толщине. Как правило, толщина каймы не превышает 20–30 мкм. Она может прослеживаться не по всему периметру зерна, в редких случаях достигая 40–50 мкм. В одних зёдрах кайма имеет чёрный цвет в CL (точки 3, 5 и 7), в других – тёмно-серую окраску (точки 13, 15 и 19).

В результате датирования циркона U–Pb-методом (SHRIMP-II) установлено, что возраст центральной части одного зерна (точки 11 и 12) резко отличается от возраста остального циркона (табл. 1). Конкордантный возраст для этих точек

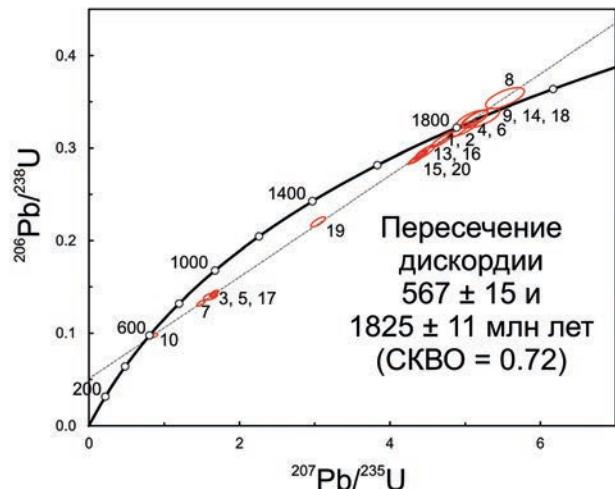


Рис. 4. График с конкордией для циркона из гранита ГТ-25.

составляет  $3048 \pm 24$  млн лет (СКВО = 0.85). Для обеих точек характерно невысокое содержание U и Th (в пределах 53–93 ppm) и величина Th/U (0.76–0.80), характерная для циркона магматического происхождения.

Все остальные точки циркона составляют дискордию с возрастом верхнего пересечения с конкордией  $1825 \pm 11$  млн лет и нижнего –  $567 \pm 15$  млн лет (СКВО = 0.72, рис. 4). При этом точка 10, отвечающая участку циркона с чёрным цветом в CL, расположена вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией. Для анализа, представленного этой точкой характерно максимальное содержание U (20264 ppm, табл. 1). Содержание Th составляет 352 ppm, а величина Th/U – 0.02.

Следующий кластер, приближённый к нижнему пересечению, образуют точки анализов чёрных кайм (точки 3, 5 и 7) и чёрного в CL участка (точка 17). Для этих точек определена максимальная величина дискордантности D 51–54% и повышенное содержание U (от 4958 до 9869 ppm). В точке 5 зафиксировано аномально высокое содержание Th, вероятно, связанное с попаданием в область анализа Th-содержащей фазы. Величины Th/U-отношения для этой группы точек, за исключением точки 5, низкие, в среднем 0.06. Для рассмотренных выше пяти точек зафиксировано повышенное содержание общего свинца – доля нерадиогенного  $^{206}\text{Pb}$  составляет в среднем 4.64% (табл. 1).

Промежуточное положение на дискордии занимает точка 19, характеризующая тёмно-серую

кайму. Этот анализ также показал повышенное содержание U – 2764 ppm, и пониженное – Th (15.2 ppm). Величина Th/U-отношения для этого анализа низкая и составляет 0.01. Для этой точки доля нерадиогенного  $^{206}\text{Pb}$  (2.15%) и величина дискордантности (27%) промежуточная между точками в нижней части дискордии и кластером точек в районе верхнего пересечения дискордии с конкордией.

Среди остальных 12 точек, сгруппированных в районе верхнего пересечения дискордии с конкордией, можно выделить 6 точек (15, 20, 13, 16, 2 и 1), смещённых от остальных вниз по дискордии. Эти точки характеризуют либо однородные тёмные центральные части зёрен (точки 1, 2, 16 и 20), либо – тёмно-серые каймы (точки 13 и 15). Индивидуальное значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста для них варьирует от 1783 до 1805 млн лет, составляя в среднем 1792 млн лет (табл. 1). Содержание U в них варьирует от 859 до 3224 ppm, составляя в среднем 1783 ppm, содержание Th – от 15.4 до 191 ppm при среднем значении 95.6 ppm. Соответственно, величины Th/U низкие, в среднем 0.08. Дискордантность по величине умеренная, варьирует от 3 до 9%.

Субконкордантный кластер состоит из шести точек (4, 6, 14, 18, 9 и 8), которые представляют центральные части зёрен тёмно-серого и серого оттенка в CL-изображении с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью. Содержание U в этих точках заметно ниже – от 126 до 514 ppm при среднем значении 265 ppm. Содержание Th варьирует от 42.7 до 264 ppm, в среднем 120 ppm. Величины Th/U составляют в среднем 0.43, что соответствует значениям, характерным для циркона магматического происхождения. По трём точкам (9, 14 и 18) рассчитано значение конкордантного возраста  $1841 \pm 16$  млн лет (СКВО = 1.10), совпадающее в пределах погрешности со значением верхнего пересечения дискордии с конкордией  $1825 \pm 11$  млн лет (рис. 4).

Для точек, соответствующих субконкордантному кластеру (4, 6, 14, 18, 9 и 8), характерны дифференцированные спектры распределения REE (рис. 5 а) с отчётливо проявленными положительной Ce-аномалией ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в среднем 8.68) и отрицательной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем 0.10). Суммарное содержание REE в среднем 1793 ppm. Среднее содержание Hf – 11141 ppm, Li – 8.46 ppm, P – 317 ppm. Содержание Ti – в среднем 22.3 ppm, что отвечает температуре кристаллизации циркона около 810°C. Такие геохимические характеристики указывают на магматическое происхождение циркона [8].

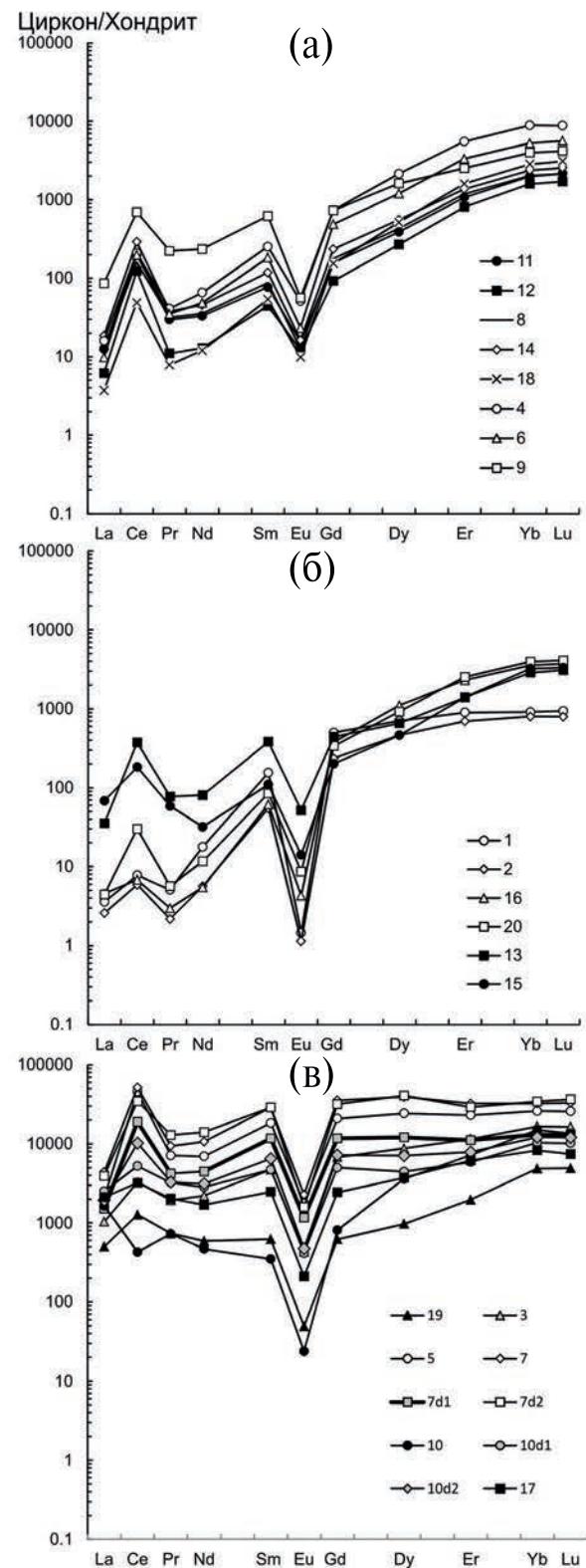


Рис. 5. Спектры распределения REE для проанализированных участков циркона из гранита ГТ-25, показавших: (а) субконкордантные и древние возрасты; (б) умеренно дискордантные значения возраста; (в) сильно дискордантные значения возраста.

Содержание неформульного элемента Ca, индикатора воздействия флюидов [9], в этой группе неравномерное. В точках 4 и 9 оно высокое – 302 и 469 ppm, соответственно. В четырёх других точках оно заметно ниже (в среднем 52.0 ppm). Центральная часть зерна циркона, для которой получены древние значения возраста (точки 11 и 12), имеет сходное содержание редких элементов, и пониженное содержание REE (в среднем 714 ppm).

Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (умеренно дискордантные), имеют следующие особенности состава циркона. Для точек 1, 2, 16 и 20, характеризующих однородные по окраске тёмные в CL центральные части, так же, как и субконкордантной группы точек свойственны дифференцированные спектры распределения REE (рис. 5 б). Суммарное содержание REE в точках 1, 2, 16 и 20 ниже – в среднем 983 ppm за счёт пониженного содержания лёгких REE (в среднем 13.6 ppm). Отрицательная Eu-аномалия более глубокая ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем составляет 0.02), положительная Ce-аномалия проявлена слабее ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в среднем 3.04). Наблюдается более высокое содержание ряда редких элементов: среднее содержание Hf составляет 15591 ppm, Li – 50.1 ppm, P – 722 ppm. Содержание Ti, напротив, ниже – в среднем 13.0 ppm, что соответствует температуре около 760°C. Содержание Ca также ниже, чем в субконкордантной группе, и составляет в среднем 16.1 ppm.

Точки из этого же кластера на дискордии, характеризующие тёмно-серые в CL-изображении каймы (13 и 15), имеют повышенные содержания лёгких REE (281 и 148 ppm, соответственно). Отрицательная Eu-аномалия проявлена в них слабее ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем составляет 0.11). В этих точках так же выше содержания Hf (в среднем 18209 ppm), Li (77.7 ppm) и Ca (497 ppm). Содержание Ti остаётся на прежнем уровне (в среднем 11.5 ppm), что отвечает 750°C.

Точки циркона, расположенные в нижней части дискордии (сильно дискордантные, 19 – тёмно-серая кайма, 3, 5, 7 – чёрная кайма, 10 и 17 – чёрные участки в центральной части зёрен), наряду с дополнительными точками (7d1, 7d2, 10d1 и 10d2), отличаются от остальных характером распределения REE (рис. 5 в). Суммарное содержание REE варьирует от 2909 до 70744 ppm, составляя в среднем 26804 ppm. Спектры REE практически не дифференцированы ( $\text{Lu}_N/\text{La}_N$ -отношение составляет в среднем 8.54). В этих точках проявлена отрицательная

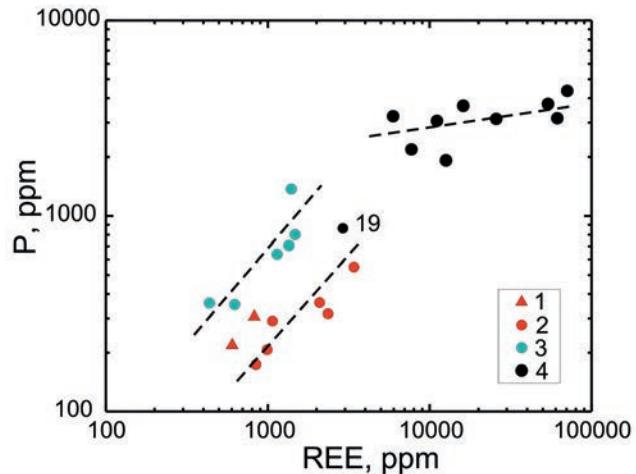


Рис. 6. Соотношение REE и Р для проанализированных участков циркона из гранита ГТ-25 (здесь и на рисунках ниже 1 – древний циркон; 2 – циркон из субконкордантного кластера; 3 – умеренно дискордантный циркон; 4 – сильно дискордантный циркон).

Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем равняется 0.08), положительная Ce-аномалия редуцирована ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в среднем 4.44). Для циркона, охарактеризованного точками этой группы, типичны повышенные содержания почти всех элементов-примесей, как совместимых для циркона, так и неформульных элементов. Содержание Hf составляет в среднем 20817 ppm, Y – 17144 ppm, P – 2931 ppm, Nb – 170 ppm. Содержание Ti варьирует от 14.8 до 3706 ppm. По минимальным значениям содержания Ti температура его кристаллизации определена как примерно 800°C. Содержание неформульного элемента Ca аномально высокое – в среднем 10014 ppm. Содержания коррелирующих с ним Sr и Ba также повышенное – в среднем 675 и 127 ppm, соответственно. Единственный элемент из проанализированных, содержание которого соответствует тому же уровню, что и в других разновидностях циркона, это Li (в среднем 7.12 ppm).

Точки циркона, расположенные в нижней части дискордии (группа 4 на рис. 6), обособлены от других точек на диаграмме, демонстрирующей соотношение REE и Р. Для них установлено повышенное содержание этих элементов с положительной корреляцией, обусловленной совместным вхождением в структуру циркона. При этом для точек этой группы рост содержания REE существенно превышает увеличение содержания Р (отношение REE/P для 9 точек, кроме точки 19, составляет в среднем 8.7). Для

точек, образующих субконкордантный кластер (группа 2), характерны пониженные содержания REE и Р и более умеренные соотношения этих элементов (REE/P составляет в среднем 5.5). Точка 19, расположенная примерно в середине дискордии, по геохимическим характеристикам тяготеет к этой группе, как и точки 11 и 12 (группа 1, захваченный циркон архейского возраста). Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (группа 3), по сравнению с группами 1 и 2, охарактеризованы более высоким содержанием Р при сопоставимом уровне содержания REE (отношение REE/P составляет в среднем 1.6).

Содержание и соотношение Ca и U являются важным индикатором воздействия флюида на циркон в постмагматический период. По этим данным, а также по уровню содержания лёгких REE и степени их фракционирования ( $\text{Sm}_N/\text{La}_N$ -отношения), выделяются две группы циркона. Для одной из них характерно умеренное содержание Ca, U и лёгких REE, а также фракционированный характер распределения лёгких REE с увеличением нормированного содержания по мере роста атомного номера, что даёт основание отнести её к неизменённому магматическому циркону. Вторая группа отличается максимальным содержание как Ca – элемента-индикатора воздействия флюидов [9], так и U, повышенным содержанием LREE и субгоризонтальным характером их распределения. Эти особенности являются отличительной чертой так называемого измененного циркона, или циркона гидротермально-метасоматического геохимического типа.

На диаграмме соотношения содержания Ca и U (рис. 7) точки, соответствующие древнему циркону (группа 1) и циркону, охарактеризованному точками, образующими субконкордантный кластер в районе верхнего пересечения дискордии (группа 2), попадают или тяготеют к полю неизменённого магматического циркона. Максимально удалена от этого поля группа точек циркона, попадающая в нижнюю часть дискордии (группа 4). Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (группа 3), на геохимических диаграммах образуют тренд, растянутый от поля неизменённого циркона почти до точек кластера, расположенного возле нижнего пересечения дискордии. Точка 19, расположенная в средней части дискордии, и на геохимической диаграмме смещена в сторону менее изменённого циркона. Особенностью тренда, образованного точками

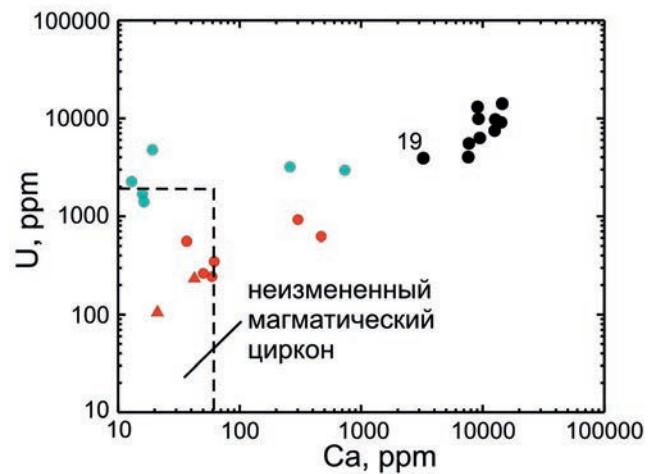


Рис. 7. Соотношение содержания Ca и U в цирконе из гранита ГТ-25.

из 3 и 4 групп, является его пологий характер – рост содержания Ca существенно опережает увеличение содержания U.

На дискриминационной диаграмме (рис. 8) соотношения содержания La и степени фракционирования лёгких REE ( $\text{Sm}_N/\text{La}_N$ -отношения) в поле неизменённого магматического циркона попадает только половина точек, расположенная вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией. При этом все точки из групп 1, 2 и 3 на геохимической диаграмме расположены в области “пористого” циркона, для которого повышенное содержание и пологий характер спектра лёгких REE указывают на интенсивное флюидное воздействие, которое претерпел минерал. Для сильно дискордантных точек (группа 4) характерны максимальные содержания лёгких REE. На геохимических диаграммах это точки частично (2 точки) попадают в поле гидротермального циркона или расположены выше него. Судя по всему, границы фигурации поля гидротермального циркона, оконтуренные по весьма лимитированному количеству данных [10], требуют пересмотра и расширения этой области.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблему интерпретации возраста нижнего пересечения дискордии с конкордией, как отражение потери цирконом существенной доли свинца, широко обсуждают в геохронологической литературе (например, обзор в [11]). Известна точка зрения, что потеря Pb может быть следствием нескольких причин: диффузией

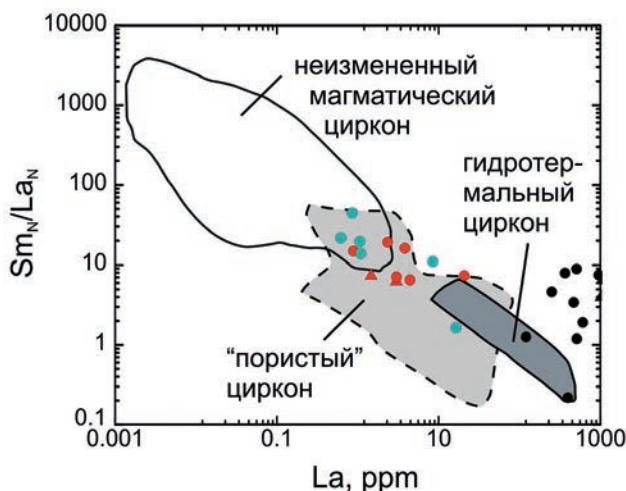


Рис. 8. Соотношение содержания La и  $\text{Sm}_N/\text{La}_N$ -отношения для циркона из гранита ГТ-25.

свинца в метамиктном цирконе, диффузией свинца в неизменённом цирконе, выщелачиванием свинца из метамиктного циркона и перекристаллизацией метамиктного циркона. При этом нижнему пересечению дискордии с конкордией рекомендовано придавать реальное геологическое значение только в случае, когда оно подкреплено датировками циркона с низким содержанием U (не более 100 ppm) или независимыми изотопными методами [11].

В настоящей работе циркон из субконкордантного кластера вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией (точки 4, 6, 14, 18, 9 и 8) имеет геохимические характеристики неизменённого магматического циркона, либо слабо изменённого, но не метамиктного циркона (табл. 2). Это ставит под сомнение возникновение дискордантности исключительно за счёт потери свинца из метамиктных зёрен. Как было показано выше, аномально высокое содержание в цирконе неформульных элементов – отличительная особенность циркона, фигуративные точки которого на диаграмме с конкордией сгруппированы в нижней части дискордии. Результаты CL-исследований дают основание заключить, что это – самостоятельная генерация циркона, которая наложена по отношению к раннему магматическому циркону с возрастом около 1825 млн лет.

Циркон, фигуративные точки которого на диаграмме с конкордией смешены вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией, представлен либо однородными тёмными центральными

частями зёрен (точки 1, 2, 16 и 20), либо тёмно-серыми каймами (точки 13 и 15). Его геохимические характеристики резко отличны от геохимических характеристик неизменённого магматического циркона в сторону повышения содержания неформульных элементов. Можно предполагать частичную метамиктность циркона этой группы. Если механизм образования тёмных центральных частей зёрен – это перекристаллизация циркона из субконкордантного кластера под воздействием флюида, то образование тёмно-серых кайм вокруг зёрен циркона, вероятно, отражает процесс кристаллизации новой его генерации. Структура центральных частей зёрен с ростовой осцилляционной зональностью либо конформно окружена каймами, либо срезана ими, но явные следы растворения и замещения ранней генерации циркона веществом кайм отсутствуют. Это даёт нам основание сделать вывод о том, что более молодое событие (воздействие флюидов), наложенное на магматический циркон с возрастом около 1825 млн лет, проявлено как в перекристаллизации центральных частей зёрен, так и в формировании самостоятельной генерации циркона – кайм. Для циркона, максимально подверженного этому наложенному процессу, характерно появление в центральной части зёрен чёрных в CL-изображении доменов (точки 10 и 17) и чёрных кайм (точки 3, 5 и 7), наиболее богатых неформульными элементами.

Для нескольких районов Фенноскандинавского щита, в частности, для свекофеннид Приладожья [12] и Центральной Швеции [13], известны случаи нарушения U–Pb-системы циркона с образованием сходных высокоурановых каёмок обрастиания. Нижнее пересечение дискордии для такого циркона даёт значение возраста 380–400 млн. лет, интерпретируемое как время воздействия на породы флюидов, связанных с каледонской орогенией. Для циркона из гнейсов кольской серии были установлены высокоурановые внешние каймы, которые вместе с перекристалзованными внутренними метаморфическими каймами и центральными частями зёрен, образовывали дискордию с возрастом нижнего пересечения около 570 млн лет [14]. Этот возраст был проинтерпретирован, с некоторыми оговорками (поскольку 570 млн лет всё-таки существенно отличается от пика каледонских событий), в качестве раннекаледонской термальной активизации Кольского кратона.

Здесь следует заметить, что, скорее всего, это термальное событие может быть связано не с каледонским, а с тиманским тектогенезом.

Таблица 2. Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Компонент	Древний циркон		Циркон из субконкордантного кластера						Циркон, смещенный вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией					
	11	12	8	14	18	4	6	9	1	2	16	20	13	15
La	2.98	1.46	2.97	4.38	0.88	3.78	2.31	20.5	0.85	0.61	1.08	1.05	8.39	16.2
Ce	124	75.8	97.9	179	29.9	129	121	427	4.76	3.62	4.18	18.4	229	112
Pr	2.75	1.02	2.94	3.50	0.73	3.80	3.24	20.7	0.47	0.20	0.28	0.53	7.16	5.42
Nd	15.1	5.89	16.2	20.89	5.47	29.9	22.1	107	8.11	2.58	2.51	5.31	36.8	14.5
Sm	11.4	6.55	12.9	17.5	7.95	37.4	27.0	91.9	22.9	8.13	9.11	12.6	56.4	16.3
Eu	0.87	0.68	0.71	0.92	0.55	2.87	1.31	3.16	0.08	0.06	0.24	0.49	2.91	0.79
Gd	31.2	18.3	35.4	46.7	30.7	146	97.0	145	99.4	47.0	75.4	67.1	88.2	40.0
Dy	95.7	66.2	105	137	127	525	294	397	173	114	273	227	161	113
Er	171	129	189	218	255	884	534	404	144	112	368	403	223	224
Yb	318	256	327	381	456	1429	848	640	147	129	575	636	461	519
Lu	53.1	41.8	52.7	62.6	76.0	217	139	102	23.2	19.6	91.2	101	76.0	81.4
Li	10.1	5.64	8.11	11.7	5.68	11.6	7.22	6.53	39.0	7.74	110	43.6	63.9	91.5
P	306	219	174	291	207	550	361	317	353	360	1370	803	707	638
Ca	42.6	21.1	59.3	50.3	61.8	302	36.8	469	12.9	15.8	19.2	16.4	733	260
Ti	22.9	17.8	16.4	23.8	12.7	30.2	11.4	39.0	16.1	14.5	8.42	12.8	14.5	8.37
Sr	2.40	0.62	1.38	2.11	4.11	1.85	2.35	29.8	0.41	0.43	0.75	0.87	56.6	23.3
Y	1004	738	981	1354	1426	5233	3108	3101	1313	965	2567	2437	1651	1350
Nb	10.0	15.4	15.1	24.7	20.5	107	27.4	55.2	308	115	28.0	23.1	20.7	18.0
Ba	3.26	3.43	3.95	78.4	3.46	2.93	2.48	8.24	1.36	2.84	2.62	2.54	9.74	9.88
Hf	11835	10764	12105	11013	12399	9785	11968	9579	17881	17443	13818	13224	18930	17489
Th	86.3	53.1	58.4	68.9	89.8	386	206	183	259	113	107	253	58.3	23.2
U	234	105	244	263	349	924	555	620	2244	1671	4741	1394	2950	3187
Th/U	0.37	0.51	0.24	0.26	0.26	0.42	0.37	0.30	0.12	0.07	0.02	0.18	0.02	0.01
Eu/Eu*	0.14	0.19	0.10	0.10	0.11	0.12	0.08	0.08	0.01	0.01	0.03	0.05	0.13	0.09
Ce/Ce*	10.5	15.0	8.01	11.0	9.05	8.22	10.7	5.02	1.82	2.49	1.85	5.98	7.15	2.89
ΣREE	826	603	844	1071	990	3408	2089	2359	624	437	1400	1472	1351	1143
ΣLREE	145	84.1	120	207	37.0	166	149	576	14.2	7.02	8.05	25.3	281	148
ΣHREE	669	512	710	845	945	3202	1911	1688	587	421	1382	1434	1010	978
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	172	276	171	138	833	552	578	48.2	264	308	814	921	87.2	48.5
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	13.8	18.4	12.1	10.8	20.1	12.0	11.6	5.70	1.89	3.38	9.79	12.2	6.97	16.5
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	6.14	7.20	6.96	6.40	14.5	15.8	18.7	7.20	43.3	21.2	13.5	19.1	10.8	1.61
T(Ti), °C	822	797	789	826	764	851	755	879	787	777	728	765	777	728

В результате этого тектогенеза на рубеже позднего венда (эдиакария) и кембрия (или в раннем кембрии) был сформирован коллизионный Тиманский ороген [15].

Проявления базитового магматизма с возрастом 560–570 млн. лет [16] в провинции Сейланд, расположенной на севере Норвегии, возможно также связаны с комплексами, слагающими реликты Тиманского орогена. Нельзя исключать, что вся эта провинция, возможно, представляет

собой фрагмент северо-западной (в современных координатах) торцевой части этого орогена. Крупноамплитудные левосдвиговые смещения, проявленные на завершающем этапе тиманского тектогенеза, переместили этот фрагмент Тиманского орогена вдоль скандинавской окраины Балтики. Позднее, уже на каледонском этапе, эти комплексы и структуры были вовлечены в покровное строение Скандинавских каледонид в качестве их нижнего структурного элемента [17].

**Продолжение таблицы 2.** Состав по редким элементам (ppm) циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Компонент	Циркон, расположенный в нижней части дискордии									
	19	3	5	7	7d1	7d2	10	10d1	10d2	17
La	119	245	497	1044	359	933	388	595	459	501
Ce	778	2009	27964	31679	11659	21112	262	3210	6254	1969
Pr	68.0	180	662	870	392	1201	67.1	300	305	189
Nd	269	1009	3175	4875	2049	6422	214	1295	1433	773
Sm	91.9	698	2715	4257	1738	4260	51.9	699	960	367
Eu	2.77	24.3	100	128	65.5	89.1	1.34	23.4	26.6	11.9
Gd	123	1350	4140	7042	2343	6317	161	998	1437	484
Dy	239	2155	5968	9655	2974	9990	886	1094	1746	921
Er	314	1848	3683	5168	1785	4659	1151	943	1264	984
Yb	783	2676	4178	5216	2111	5522	2423	1673	1955	1336
Lu	121	404	633	808	322	897	334	251	297	183
Li	12.7	6.87	11.5	3.94	3.73	8.52	5.08	5.59	4.73	8.54
P	863	1920	3736	4359	3137	3157	3233	3061	3658	2181
Ca	3239	9064	9471	7711	7590	9225	14478	14145	12531	12682
Ti	22.6	75.3	336	n.d.	366	3706	14.8	542	190	79.7
Sr	247	646	659	699	515	729	864.97	719	776	894
Y	2330	12842	32223	n.d.	16859	52027	9427	8667	11713	8210
Nb	34.9	149	257	295	133	444	87.2	156	69.2	77.3
Ba	35.1	117	192	216	119	177	98.3	102	107	106
Hf	22415	25707	19429	19389	18890	19890	22101	21725	19886	18737
Th	25.0	603	3017	1655	467	1419	214	401	237	332
U	3907	12996	6280	5500	4021	9893	14058	9094	7459	9720
Th/U	0.01	0.05	0.48	0.30	0.12	0.14	0.02	0.04	0.03	0.03
Eu/Eu*	0.08	0.08	0.09	0.07	0.10	0.05	0.04	0.09	0.07	0.09
Ce/Ce*	2.10	2.32	11.8	8.04	7.52	4.83	0.39	1.84	4.04	1.55
ΣREE	2909	12597	53714	70744	25798	61402	5940	11081	16138	7719
ΣLREE	1234	3442	32297	38469	14459	29668	932	5400	8452	3432
ΣHREE	1580	8433	18602	27890	9536	27385	4954	4959	6699	3908
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	9.8	15.9	12.3	7.46	8.65	9.27	8.28	4.06	6.23	3.52
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	7.95	2.42	1.24	0.93	1.11	1.15	16.8	2.03	1.67	3.06
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	1.24	4.56	8.76	6.53	7.75	7.32	0.21	1.88	3.35	1.17
T(Ti), °C	820	959	1189	n.d.	1205	1817	779	1282	1092	966

Примечание. n.d. – не определено. Номера колонок соответствуют номерам аналитических точек на рис. 3–5 и в табл. 1.

Отметим здесь ещё и то, что для периода геологической истории, пограничного между докембрием и кембрием, установлен неактуалистический характер геомагнитного поля [18], а также наличие эпохи аномально частых инверсий магнитного поля Земли [19, 20]. Вероятно, все это связано со спецификой геодинамических процессов, протекавших в самом конце докембра.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совпадающий в пределах погрешности со значением верхнего пересечения конкордии с дискордией возраст  $1825 \pm 11$  млн лет соответствует времени магматического становления гранитов о-ва Большой Тютерс и таким образом определяет верхнюю возрастную границу

формирования вторичных кварцитов, присутствующих на этом острове.

Есть все основания считать, что возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией около 570 млн лет (эдиакарское время), впервые установленный для циркона из гранитов Свекофенской складчатой области, не геохронологический артефакт, а требующее интерпретации отражение позднедокембрийских региональных или глобальных геодинамических процессов.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0005), а также в рамках исследований по темам государственного задания ГИН РАН, ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eklund O., Korsman K., Scheini B.* Jakob Johannes Sederholm // *Lithos.* 2010. V. 116. P. 203–208.
2. *Cagnard F., Gapais D., Barbey P.* Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides // *Prec. Res.* 2007. V. 154. P. 125–141.
3. *Левченков О. А., Богданов Ю. Б., Комаров А. Н., Яковлева С. З., Макеев А. Ф.* Изотопный возраст кварцевых порфиров хогландской серии // *ДАН.* 1998. Т. 358. № 4. С. 511–513.
4. *Терехов Е. Н., Макеев А. Б., Прокофьев В. Ю., Шербакова Т. Ф., Балуев А. С., Ермолов Б. В.* Природа вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия) // *Литосфера.* 2017. Т. 17. № 6. С. 62–80.
5. *Heinonen A., Mänttäri I., Rämö O. T., Andersen T., Larjamo K.* A priori evidence for zircon antecrust entrainment in megacrystic Proterozoic granites // *Geology.* 2016. V. 44. P. 227–230.
6. *Levashova E. V., Mamykina M. E., Skublov S. G., Galankina O. L., Li Q. L., Li X. H.* Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions // *Geochem. Int.* 2023. V. 61. P. 1323–1339.
7. *Скублов С. Г., Левашова Е. В., Мамыкина М. Е., Гусев Н. И., Гусев А. И.* Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // *Записки Горного ин-та.* 2024. Т. 268. С. 552–575.
8. *Hoskin P. W. O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
9. *Geisler T., Schleicher H.* Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon // *Chem. Geol.* 2000. V. 163. P. 269–285.
10. *Hoskin P. W. O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 637–648.
11. *Mezger K., Krogstad E. J.* Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation // *Journal of Metamorphic Geology.* 1997. V. 15. P. 127–140.
12. *Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А., Левский Л. К., Матуков Д. И., Бережная Н. Г.* U–Pb-датирование циркона интрузии плагиогранитов с свекофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // *ДАН.* 2005. Т. 402. № 6. С. 800–803.
13. *Högdahl K., Gromet L. P., Broman C.* Low P-T Caledonian resetting of U-rich Paleoproterozoic zircons, central Sweden // *Amer. Mineral.* 2001. V. 86. P. 534–546.
14. *Скублов С. Г., Мыскова Т. А., Марин Ю. Б., Астафьев Б. Ю., Богомолов Е. С., Львов П. А.* Геохимия разновозрастных кайм циркона в гнейсах кольской серии (SIMS, SHRIMP-II) и проблема раннекаледонской термальной активизации Кольского кратона // *ДАН.* 2013. Т. 453. № 5. С. 544–550.
15. *Kuznetsov N. B., Beloussova E. A., Alekseev A. S., Romanyuk T. V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unravelling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // *International Geology Review.* 2014. V. 56. P. 1945–1963.
16. *Roberts R. J., Corfu F., Torsvik T. H., Ashwal L. D., Ramsay D. M.* Short-lived mafic magmatism at 560–570 Ma in the northern Norwegian Caledonides: U–Pb zircon ages from the Seiland Igneous Province // *Geol. Mag.* 2006. V. 143. P. 887–903.
17. *Кузнецов Н. Б.* Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы /

- Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 475 с.
18. Шацилло А. В., Рудько С. В., Латышева И. В., Рудько Д. В., Федюкин И. В., Паверман В. И., Кузнецов Н. Б. Гипотеза “блуждающего экваториального диполя”: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // Физика Земли. 2020. № 6. С. 113–134.
19. Шацилло А. В., Кузнецов Н. Б., Павлов В. Э., Федонкин М. А., Прияткина Н. С., Серов С. Г., Рудько С. В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо–восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
20. Fedorova N. M., Bazhenov M. L., Meert J. G., Kuznetsov N. B. Ediacaran-Cambrian paleogeography of Baltica: A paleomagnetic view from a diamond pit on the White Sea east coast // Lithosphere. 2016. V. 8. P. 564–573.

## U–Pb-(SHRIMP-II)-AGE OF ZIRCON FROM GRANITES OF BOLSHOY TYUTERS ISLAND (GULF OF FINLAND, RUSSIA) AND THE PROBLEM OF THE EDIACARAN THERMAL EVENT IN THE REGION

S. G. Skublov<sup>a,b,✉</sup>, E. N. Terekhov<sup>c,d</sup>, Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov<sup>c</sup>,  
A. B. Makeyev<sup>e</sup>, L. I. Salimgaraeva<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
Saint Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>d</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*

<sup>e</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*  
✉ *E-mail: skublov@yandex.ru*

New data on the U–Pb age (SHRIMP-II) and trace element composition (SIMS) of zircons from granites of Bolshoy Tyuters Island (Outer Islands of the Gulf of Finland) are presented. The upper intersection of the discordia ( $1825 \pm 11$  Ma) is taken as the age of crystallization of granites cutting through secondary quartzites, and thereby determines their youngest age. Subconcordant zircons located in the upper part of the discordia has growth oscillatory zoning and geochemical characteristics of zircons of magmatic origin. The age of the lower intersection of discordia and concordia is about 570 Ma, supported by the independent generation of zircons, represented by black in the CL domains and rims in magmatic zircons, which are characterized by increased contents of non-formula elements (light REE, Ca, P, Ti, Nb, etc.), up to anomalous values. The most probable interpretation of the age of the lower intersection of discordia and concordia can be considered the Timan (Ediacaran) or Finnmark (Early Caledonian) thermal activation of the Fennoscandian Shield, previously established based on zircons from gneisses of the Kola series.

**Keywords:** zircon, granites, U–Pb dating, SIMS, trace elements, rare earth elements, discordia, the Bolshoy Tyuters Island

## СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТИЕНОСНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ПАЛЕОКАРСТА КИМБЕРЛИТОВ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ (СРЕДНЕМАРХИНСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН, ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

© 2024 г. И. И. Никулин<sup>\*</sup>, Н. М. Боева, академик РАН Н. С. Бортников

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 31.03.2024 г.

Принято к публикации 02.04.2024 г.

Глинистые минералы, образованные в результате гидротермальной деятельности в пределах кимберлитовых трубок, переотложены в горизонты нижнеюрских алмазоносных отложений фаций ближнего сноса. Минеральный состав дяхтарской толщи нижней юры, сложенной отложениями палеоделювия и палеокарстов, изучен в непосредственной близости и на удалении от кимберлитовых трубок. Смешанослойные минералы со структурными неоднородностями, в которых отмечена повышенная концентрация (до 0.1 мас. %) лития, обнаружены в разрезах шлейфов размыта выветрелых разностей кимберлитовых пород. Мощность отложений с такими минералами резко сокращается на расстояниях более 2 км от искомого кимберлитового тела. Выявленные особенности в минеральном составе перекрывающих кимберлитовые трубки отложениях могут использоваться как новые поисковые признаки алмазоносности при геологоразведочных работах на коренные источники алмазов.

**Ключевые слова:** структурные неоднородности, гидрослюдя, смектит, алмаз, карст, делювий, кимберлит, Западная Якутия

**DOI:** 10.31857/S2686739724070114

### ВВЕДЕНИЕ

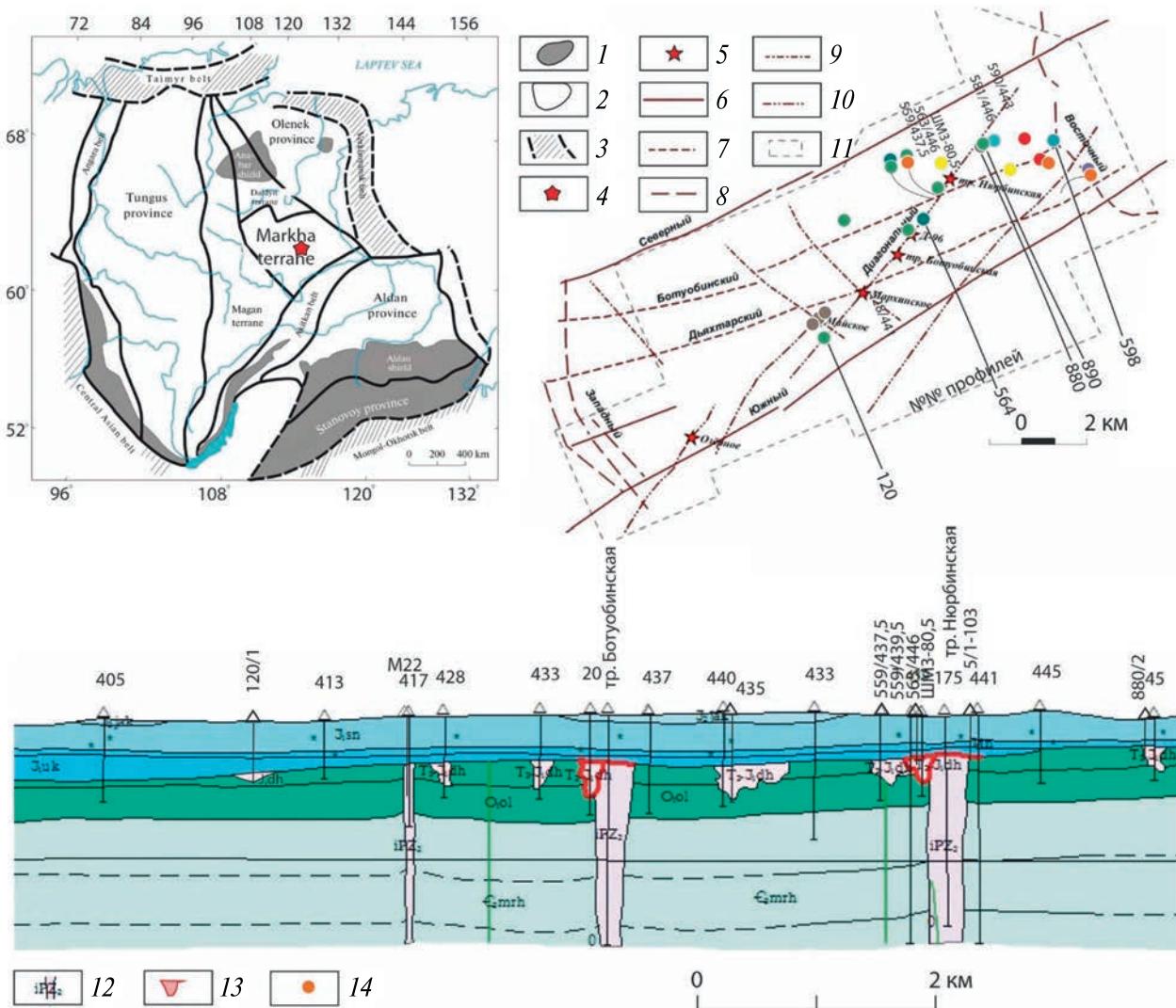
Геолого-поисковые и разведочные работы с целью обнаружения новых месторождений алмаза на Сибирской платформе в последние два десятилетия осложняются тем, что палеозойские кимберлиты перекрыты мощными по 100 и более метров толщами юрских отложений [1]. Основные перспективы выявления новых кимберлитовых трубок с промышленной алмазоносностью на территории Сибирской платформы (СП), связываются со среднепалеозойским этапом кимберлитового магматизма. Был оценен возраст и потенциальная алмазоносность коренных пород по их глубинным минералам из ореолов рассеяния [2]. Признаки присутствия новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста с высокоалмазоносными телами установлены в различных частях территории СП, но наиболее очевидными перспективы их выявления представляются для северной и центральной

частей платформы [3]. Алмаз из более древних кимберлитов может присутствовать в мезозойских и кайнозойских россыпях [4]. Основными индикаторными минералами кимберлитов (ИМК) являются пироп, пикроильменит и хромшпинелид. Исследования процессов преобразования кимберлитов показывают, что образовавшиеся глинистые минералы, могут быть полезными при выявлении алмазоносных трубок [5]. На основании изучения тонкодисперсных фракций разрабатываются альтернативные методы идентификации отложений, образованных в результате дезинтеграции кимберлитов [6].

Среднемархинский алмазоносный район хорошо изучен, но количество разведанных кимберлитовых трубок в нём невелико [7], так как на огромную по площади территорию приходится всего две трубы – Нюрбинская, Ботуобинская и несколько даек.

Нам представляется, что при разработке новых поисковых минералогических и геохимических критериев недостаточно внимание уделено палеокарстам и минералам, образованным в постмагматическую стадию становления

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия  
\*E-mail: iinikulin@gmail.com



**Рис. 1.** Схема центральной части Среднемархинского алмазоносного района (б) и проекция разреза через карстовые полости, ассоциирующиеся с кимберлитами. 1 – докембрийский фундамент; 2 – пострифейский осадочный чехол; 3 – фанерозойские подвижные пояса; 4 – Среднемархинский алмазоносный район; 5 – известные кимберлитовые тела; 2–7 – осевые зоны разрывных нарушений, выделенные по данным магниторазведочных, сейсморазведочных работ и картирования микротектонических нарушений; 6 – Вилюйско-Мархинской зоны низкого порядка, 7 – Вилюйско-Мархинской зоны высокого порядка, 8 – Среднемархинской зоны низкого порядка, 9 – Среднемархинской зоны высокого порядка (поперечные), 10 – рудоконтролирующий Диагональный; 11 – граница Накынского кимберлитового поля; 12 – кимберлитовые трубки и дайки, 13 – дяхтарская толща, 14 – точки опробованных скважин (цветовая палитра кружков отражает окраску исследованной тонкодисперсной фракции, выделенной при отмучивании).

кимберлитов. Карстовые депрессии, обнаруженные в непосредственной близости от кимберлитов, сыграли большую роль в образовании и сохранении мезозойских россыпей алмазов [8]. В Среднемархинском районе глинистые минералы в карстах, расположенные в непосредственной близости от трубок Ботубинская, Нюбинская и серии мелких кимберлитовых тел, хорошо изучены [9]. Несмотря на некоторый прогресс в изучении вторичных минералов, образовавшихся по кимберлитам, до сих пор не было

предложено чёткой прикладной схемы для их диагностики в перекрывающих кимберлиты отложениях. Предлагаемая статья, посвящённая изучению глинистых минералов в карстах, ассоциирующихся с кимберлитовым магматизмом, способствует решению этой проблемы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район располагается на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы в зоне её сожленения

с Вилюйской синеклизой (рис. 1а). По данным бурения нефтепоисковых и параметрических скважин, породы фундамента гнейсы тимптонской серии архея в районе залегают на глубине 3.5–4.0 км. Осадочный чехол изучен детально по керну разведочных, гидрогеологических и поисковых скважин на глубину до 995 м. Породы чехла сложены терригенными и терригенно-карбонатными осадочными породами венда, нижнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В центральной ветви Вилюйско-Мархинской кимберлитовой зоны развита разломно-карстовая система, к которой приурочены породы дяхтарской толщи ( $J_1dh$ , геттантг-синемюр) мощностью до 80 м, выполняющие цепочку воронкообразных впадин, перекрытых более молодыми отложениями укугутской свиты ( $J_1uk$ ) (рис. 1б). Толща сложена переотложенными и затем литефицированными корами выветривания палеозойского цоколя и магматическими породами. В настоящем виде это пестроцветные алеврито-глинистые породы с щебнем окремнелых доломитов и известняков, с брекчиями, лигнитовыми аргиллитами, железистыми конгломератами, песчаниками, обрушенными глыбами и блоками терригенно-карбонатных пород.

В дяхтарской толще ИМК – пироп, пикролименит и хромшпинелиды распространены неравномерно, скорее фрагментарно в виде линзовидных шлейфов. В отличие от них глинистые породы развиты широко, что подтверждается визуально в отложениях слоёв с пёстрыми окрасками [9].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовались тонкие фракции (в зависимости от количества в исходной пробе мельче 0.01, 0.005 и 0.001 мм) из 29 образцов весом до 800 г из керна геологоразведочных скважин, пройденных в закарстованных тектонических зонах развития дяхтарской толщи на периферии кимберлитовых трубок и даек.

Фракции выделялись отмучиванием из образцов с последующим центрифугированием по методике И.И. Никулина [10]. Выделенная тонкодисперсная фракция анализировалась на дифрактометре DMAX 2400 “Rigaku” (г. Мирный, НИГП АЛРОСА) с малоугловым гониометром и рентгеновском дифрактометре “MiniFlex 600” (г. Москва, МГУ) с минимальным шагом гониометра  $0.005^\circ$  по шкале  $2\Theta$ , мощностью рентгеновской трубы 600 Вт, диапазоном напряжений на рентгеновской трубке от 20 до 40 кВ,

диапазоном токов рентгеновской трубы от 2 до 15 мА и медным анодом рентгеновской трубы. Для уточнения процентного соотношения минералов в пробе рентгеновская съёмка проводилась в обязательном порядке для четырёх препаратов (необработанный образец разориентированный; ориентированный; обработанный этиленгликолем или глицерином; прогретый в течение часа при  $550^\circ\text{C}$ ) с применением метода внутреннего стандарта. Для изучения морфологии глинистых частиц и их микроагрегатов изготавливались реплики выделенных фракций на латунных цилиндрах с последующим напылением золотом в вакууме (АО “ВЗПП”, г. Воронеж). Реплики изучались под сканирующим электронным микроскопом “JEOL” JSM-6380LV с РЭМ-приставкой рентгеновского микроанализатора для проведения локального электронно-зондового химического анализа образцов INCAx-sight 7582 “Oxford Instruments” (г. Воронеж, ВГУ). Термическое поведение глауконита при нагревании изучено методом дифференциальной гравиметрии и сканирующей калориметрии на синхронном термоанализаторе STA 449F1 Jupiter при скорости нагрева  $10^\circ\text{C}/\text{мин}$  в атмосфере воздуха. (Германия, “Netzsch”) (ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”, г. Москва).

Определение малых элементов производилось методом ICP-AES на эмиссионном спектрометре с индуктивно связанный плазмой IRIS INTREPID “Thermo Elemental” (г. Мирный, “ЦАЛ” Ботуобинской ГРЭ).

Химический состав пород анализировали рентгенофлуоресцентным методом с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios “Panalytical” (Нидерланды). Спектрометр оснащён рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с анодом Rh. (ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”, г. Москва).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Рентгенографические данные

Породы дяхтарской толщи, выполняющие палеокарсты различного генезиса, сцементированы следующими минералами: повсеместно встречается иллит (до 30 мас. %) и каолинит-монтмориллонитовый ССМ (до 65 мас. %); реже каолинит (15–20 мас. %), хлорит (15–25 мас. %) и смектиты (до 30 мас. %) (табл. 1). Диоктаэдрические гидрослюды на дифрактограммах диагностируются по базальным рефлексам  $\approx 10\text{ \AA}$  и  $\approx 5\text{ \AA}$ , не изменяющим положения линий после прокаливания и насыщения глицерином.

**Таблица 1.** Минеральный состав тонкодисперсной фракции вмещающего цоколя, нижнетриасовой коры выветривания по кимберлитам и дяхтарской толщи, мас. %

№ обр.	гидрослюды	илюлит- сметитовый ССМ	смектит	каолинит- сметитовый ССМ	каолинит	кварц	Полевые шпаты	доломит	гематит	гетит	хлорит	сумма
ШМ3-80.5	11	—	—	30	27	2	—	—	—	—	30 <sup>1</sup>	100
5/1-103.1 <sup>1, 4</sup>	21	—	—	3	61	11	—	—	—	—	3	99
5/1-103.11 <sup>1, 5</sup>	19	—	—	5	65	6	—	—	—	—	5	100
5/1-103.1* <sup>1</sup>	45	—	—	9	35	—	—	—	—	—	11	100
120/1-53.1-56.1*	—	65	—	—	13	17	5	—	—	—	—	100
559/437.5(2) -78.5	39	—	—	61	—	—	—	—	—	—	—	100
559/437.5(1) -79.1	18	—	—	65	17	—	—	—	—	—	—	100
559/439.5(1) -85.3	28	1	—	71	—	—	—	—	—	—	—	100
563/446-70.9	32	0	3	—	34	17	6	0	8	0	0	100
880/2-56.4-58	32	—	10	—	10	21	3	—	—	24	—	100
528/441-82.3	64	0	0	—	17	10	1	0	0	0	8	100
581/446-52.5	48	0	23	—	15	11	3	0	0	0	0	100
557/437.5-87.5	28	0	3	—	45	13	4	7	0	0	0	100
590/443-63.1	20	2	26	—	33	19	следы	0	0	0	0	100
557/437.5-83.5	64	0	0	—	18	10	2	0	0	0	6	100
528/441-82.3*	54	0	15	—	15	6	2	0	0	0	8	100

Примечание. \* – фракция мельче 0.01 мм. 1 – Fe-хлорит, 2 – ССМ – 60% сметитовых слоёв, 3 – сметит триоктаэдрический, 4 – основная масса из большого округлого (3 см) обломка глины, 5 – основная масса из глинистых углов. миндалины, которая сразу не растворилась.

На дифрактограммах отдельных образцов значения базальных рефлексов варьируют: первый от 9.88 до 10.1 Å, второй – от 4.95 до 5.02 Å.

*Каолинит* идентифицирован по серии рефлексов, кратных 7.20 Å (7.20; 3.58 и 2.38 Å) на дифрактограммах. Базальные отражения  $d_{001}$  имеют значения часто больше 7.15–7.20, достигая в ряде случаев 7.30 Å. Это обусловлено присутствием в структуре минералов с межслоевой водой.

*Хлорит* идентифицирован по рефлексу  $d_{060} \approx 1.542$  Å (параметр  $b \approx 9.27$  Å). Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует о дефектности его кристаллической структуры. Проявление рефлекса  $d_{060} \approx 1.49$  Å указывает на присутствие в образцах неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового ССМ. В целом хлорит характеризуется

различной степенью упорядоченности. В отдельных образцах, обычно приуроченных к переотложенным продуктам разрушения долеритов, наблюдается низкая степень упорядоченности структуры, а также сохранение после прокаливания при 550–600° всех основных рефлексов первичной дифракционной картины. Однако соотношение интенсивностей при этом изменяется, что характерно для вермикулита. Это даёт основание рассматривать указанную разновидность, как промежуточный минерал семейства 2:1:1 между, собственно, хлоритом и вермикулитом.

В закарстованных породах ассоциация глинистых минералов обусловлена синхронным переотложением выветрелых долеритов и кимберлитов. На рентгеновских дифрактограммах таких глин обнаруживаются рефлексы, присущие хлорит-вермикулитовому ССМ

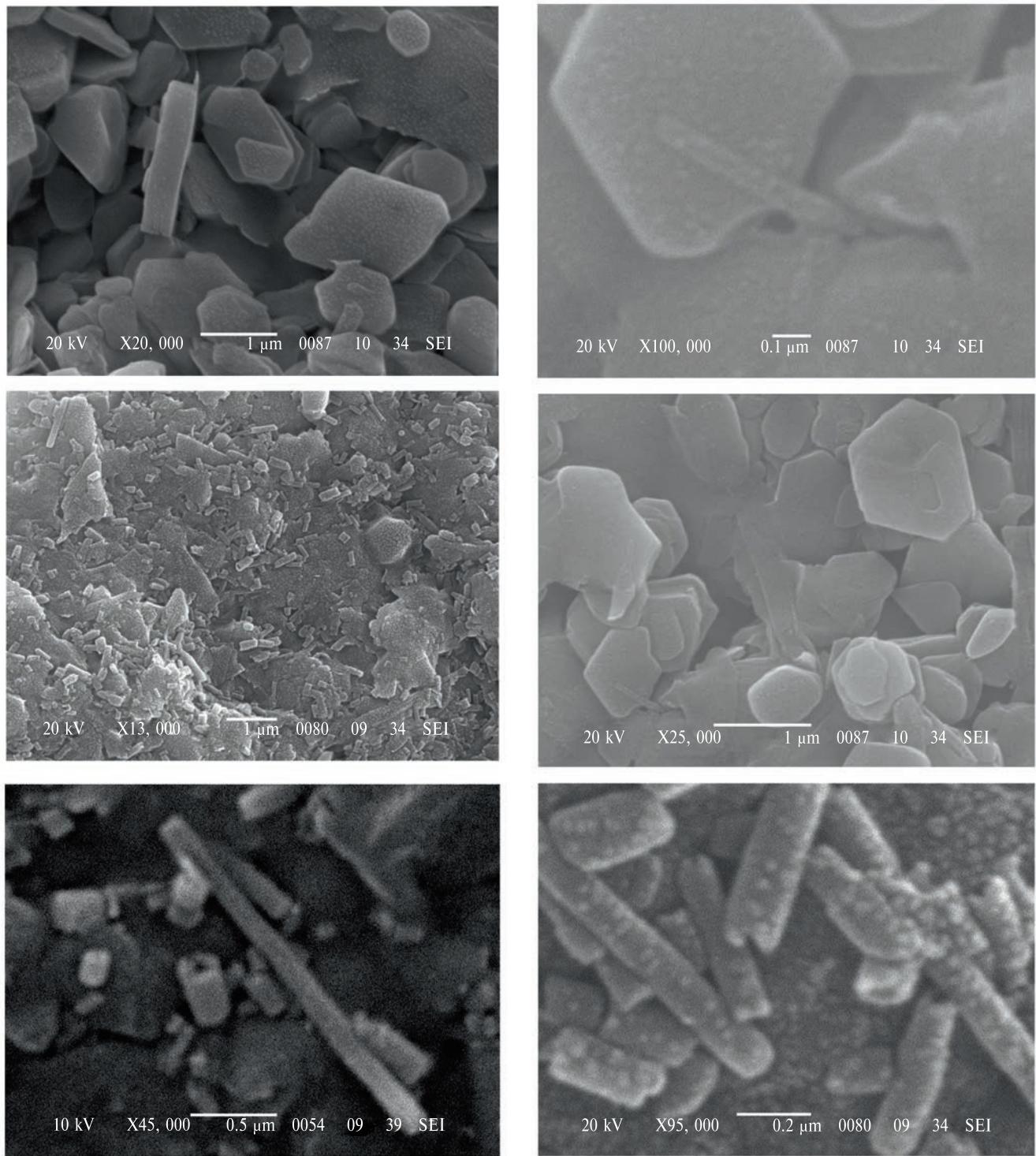


Рис. 2. РЭМ-реплики тонкодисперсной фракции  $<0.001$ : (а, б), обр. 598/439, глуб. 71.5 м; (в–г) фракция  $<0.01$  мм обр. М 22, глуб. 218 м; и (е–з) обр. ШМ-3, глуб. 80.5 м.

и хлорит-смектитовому ССМ пакеты ( $29\text{ \AA}$ ), а после насыщения глицерином разбухающие (до  $31.7\text{ \AA}$ ).

У борта автолитовой кимберлитовой брекции тр. Нюрбинской цементирующая масса

делювиально-карстовых отложений представлена гидрослюдой  $2M1$  до 10–15 мас. %, присутствует политип гидрослюды  $1M$  10–20 мас. %, а также повышенное содержание хлорита 25–40 мас. %. Далее по палеосклону в толще

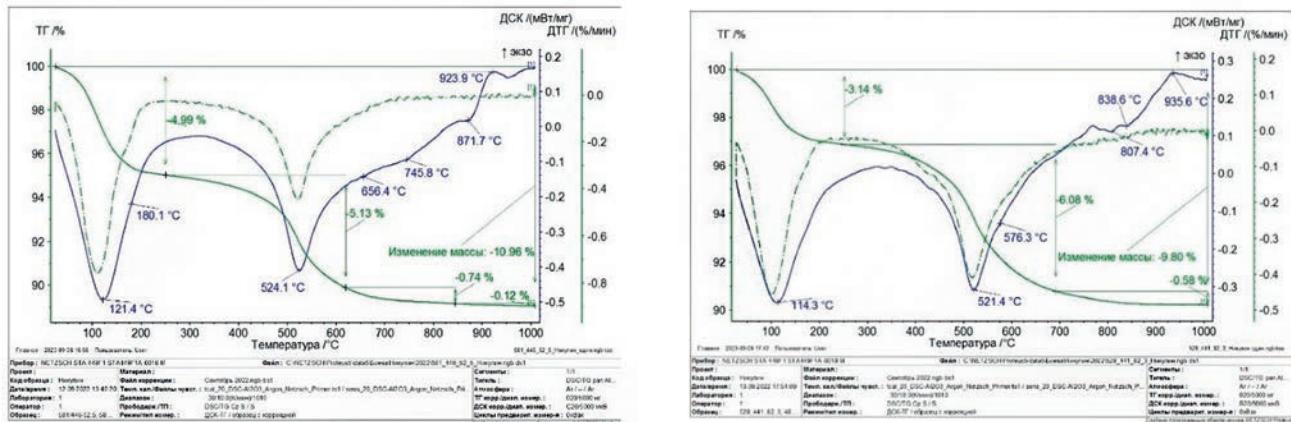


Рис. 3. Термические кривые: (а) обр. 581-46-52, (б) обр. 528-441-82.

выделяется незначительная примесь карбонатов и увеличивается количество гидрослюды  $2M_1$  (15–35 мас. %), хлорита (10–35 мас. %), в редких образцах встречается каолинит. Содержание каолинита может достигать 45 мас. %. Встречаются гипс и гётит (гидрогётит). В делювии дяхтарской толщи в значительном количестве обнаружены каолинит-смектитовые ССМ (20–55 мас. %), которые часто приурочены к верхней части разреза.

На рентгеновских дифрактограммах постмагнитического хлорита-ІІб обнаружены серии рефлексов с  $d$  от 2.7 до 2.0 Å с тремя максимумами 2.59, 2.26 и 2.01 Å. Единственную трудность при диагностике вызывает наличие в смеси 7 Å–слоистого силиката, но дополнительная химическая обработка суспензии, полученной в результате отмучивания, путём её пропуска через кремнёвую кислоту, позволяют решить эту проблему, сокращая количество (значительная часть каолинита прилипает, а хлорит проходит в сборочную ёмкость).

Смектиты уверенно идентифицируются на рентгеновских дифрактограммах по рефлексам  $d_{060} \approx 1.53$  Å (параметр  $b \approx 9.18$  Å) и  $d_{001}$  с межплоскостным расстоянием 14.0–14.8 Å, который при насыщении препарата глицерином смещается до 18.3 Å. Прокаливание образцов в течение 2 часов при 550 °C приводит к уменьшению значений диагностического рефлекса минерала до  $\approx 9.5$  Å. Триоктаэдрический смектит регистрируется по наличию рефлексов  $d_{001} = 16.35$  Å и  $d_{060} = 1.549$  Å. На предварительно прокаленных образцах (при  $T = 600$  °C) в течение 2 часов, содержащих триоктаэдрический смектит, проявляется рефлекс  $d_{002}$ . Его интенсивность относительно  $d_{001}$  не превышает 15 отн. ед., что является диагностическим признаком минерала группы

смектита – триоктаэдрического сапонита (по Патенту-1993 П.Ю. Жердева, В.И. Левина и др.).

#### Растровая электронная микроскопия

Гидрослюды представлены преимущественно удлинённо-пластинчатыми формами в цоколе вмещающих кимберлиты пород, в меньшей степени встречаются частицы псевдоизометричной формы (рис. 2 а). Лизардит с сепиолитом (сунгилит) встречаются в виде волокон (рис. 2 б, е, ж). Волокна серпентина могут достигать по длиной оси 2 мкм, а у пластинчатой длина не более 0.5 мкм в коре выветривания дайкового кимберлитового тела “Майское” (рис. 2 в, г). В ассоциациях волокнисто-трубчатых минералов на кончиках некоторых кристаллов очевидны трубчатые формы, похожие на галлуазит. Количество этого минерала соответствует содержанию каолинита в дяхтарской толще палеокарста на периферии тр. Нюрбинская (табл. 1, рис. 2 з).

#### Синхронный термический анализ

На термических кривых наблюдаются эффекты, свойственные монтмориллониту, хлориту, серпентиниту, иллиту и каолиниту. На графике 4а дегидратация монтмориллонита фиксируется на кривой ДСК в температурном интервале 100–300 °C. О насыщении монтмориллонита межслоевыми катионами Ca и Mg свидетельствует дополнительный эндоэффект при температуре 180.1 °C. В температурном интервале 400–600 °C происходит дегидроксилизация монтмориллонита и каолинита, эндоэффекты которых накладываются друг на друга. Дегидроксилизация хлорита протекает поэтапно. Сначала, при температуре 550–700 °C удаляется структурная вода из брусиштитоподобного слоя, а затем, при 710–800 °C – из талькоподобного слоя. Экзотермический эффект

**Таблица 2.** Состав основных оксидов (мас. %) и малых элементов (г/т) в тонкодисперсной фракции по данным ICP-AES-анализа

№	528/441-82,3	528/441-82,3*	557/437,5-83,5	557/437,5-87,5	559-437,5-78	559/437,5(1)-79	559/437,5-6	559/437,5-7	559/439-85	563/446-70,9	581/446-52,5	582/437-7	590/443-63,1	592/435-56,5
SiO <sub>2</sub>	42.35	58.5	43.00	42.31	54.98	51.61	54.40	57.10	43.56	55.81	44.01	45.8	45.55	41.80
TiO <sub>2</sub>	0.77	1.50	0.61	0.44	0.53	0.69	0.71	0.60	0.88	0.03	1.63	0.53	0.84	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.81	18.10	23.30	24.20	28.65	30.86	30.3	31.00	26.92	23.01	22.20	23.30	23.2	22.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.23	4.40	6.00	5.00	3.08	7.28	6.85	3.11	3.15	7.16	13.96	9.98	9.29	9.64
MnO	0.03	1.01	h.o.	h.o.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.11	1.50	1.76	0.27	0.86
MgO	3.05	3.01	4.00	5.00	2.62	1.63	1.43	2.45	1.37	1.13	2.60	2.25	2.28	2.74
CaO	0.28	0.77	1.63	0.23	0.33	0.33	0.31	0.34	0.38	1.17	0.74	0.37	0.98	0.65
Na <sub>2</sub> O	0.19	1.10	0.50	1.00	0.11	0.11	0.09	0.10	0.08	1.12	3.09	0.11	0.42	0.51
K <sub>2</sub> O	3.71	9.09	4.00	3.00	3.69	2.43	2.16	3.66	2.40	2.41	3.00	3.14	3.11	2.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.10	0.03	0.04	0.04	0.11	0.08	0.02	0.04	1.01	4.22	0.32	0.10	0.91
S	568	128	570	671	121	219	140	90	590	139	604	591	705	741
Cr	238	400	239	238	259	419	336	228	189	335	165	190	169	169
V	221	11	222	221	217	407	336	201	180	336	170	181	133	166
Co	31	32	32	31	7	17	12	5	4	13	6	4	5	5
Ag	4,32	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	0,4	0,9	3,04	0	0	0	0	2
Ni	169	109	171	169	26	250	247	32	55	247	48	55	47	46
Cu	93	15	94	195	36	64	50	34	48	50	30	49	47	47
Zn	131	201	132	132	4	134	140	27	52	140	86	52	65	85
Rb	187	188	187	316	164	107	103	167	87	104	110	88	107	107
Sr	124	89	125	124	108	198	220	124	153	221	106	153	100	102
Zr	231	307	231	230	290	307	263	270	216	263	171	218	170	167
Ba	456	466	457	456	317	299	243	290	138	252	290	601	604	289
Y	54	66	55	54	20	29	26	19	21	26	21	22	5	20
Nb	5	8	6	8	4	h.o.	23	17	7	22	6	5	5	4
Pb	17	18	18	24	19	62	57	12	52	58	17	52	15	15
As	25	21	18	19	24	29	23	18	6	7	7	h.o.	7	7
Be	6,38	11,2	7	4	3,2	4,2	3,2	2,9	3,52	3	4	h.o.	h.o.	3
Ce	157	220	158	159	26	116	154	42	53	156	16	54	15	15
Ga	23	25	24	12	33	30	26	31	26	26	27	18	18	23
La	80	54	81	85	25	53	56	31	34	55	14	38	37	12
Li	235	88	236	243	312	259	226	293	158	251	197	600	460	120
Mo	2,43	2,01	3	3	0,4	0,7	2,3	2	3,11	2	6,	3	2	2
Nd	68	49	69	68	15	44	43	18	24	44	12	24	8	8
Sc	33	28	34	53	31	58	48	29	46	48	26	45	24	24
Sn	3	8	4,	3	h.o.	29	4	4	3	3	7	2	5	4
Yb	4	6	5	4	3	4	3	3	2	5	3	3	3	3

с максимумом при 923.9°C обусловлен образованием форстерита, а затем шпинели (рис. 3 б). На криевых ДСК образцов, где гидрослюда преобладает, наблюдается низкотемпературный эндотермический

эффект с максимумом при температуре 114.3°C и второй, с максимумом при температуре 573.3°C, пересекающийся с эффектом дегидроксилизации каолинита (521.4°C). Эндоэффект с максимумами при

Окончание таблицы 2

№	592/435-56	594/423-56*	594/423-56,5	594/423-58*	594/423-60*	594/433-70	120-2_87,0-88,4	540-5_97,4-99,0	880/2-56,4-58*	890-2_48,2	ШМ2-75,0*	ШМ3-80,5	ШМ3-85,5*
SiO <sub>2</sub>	41.63	46.58	45.22	42.58	48.52	39.4	46.95	51.41	52.93	47.92	41.96	48.71	51.51
TiO <sub>2</sub>	0.66	5.76	1.52	0.76	0.77	0.24	0.59	0.83	0.86	0.73	0.42	0.86	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.34	27.33	9.26	25.30	22.52	15.64	19.28	23.57	9.10	19.09	2,53	8.98	17.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.70	10.16	7.74	9.86	16.58	10.83	7.30	4.40	5.20	6.08	7.06	3.08	10.14
MnO	0.04	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09	0.04	0.02	0.08	0.01	0.02
MgO	2.02	1.64	1.17	1.36	4.17	28.56	5.47	1.89	28.59	3.43	32.21	0.27	5.11
CaO	0.35	0.81	0.65	0.35	0.41	0.43	0.63	0.48	0.20	0.58	0.43	0.27	0.96
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.04	0.04	0.09	0.23	0.09	0.20	0.16	1.39	0.20	0.07	0.11	0.12
K <sub>2</sub> O	2.79	0.09	0.05	2.12	4.54	3.40	4.50	2.90	4.24	4.13	0.16	0.7	2.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.11	0.02	0.17	0.24	0.02	0.15	0.10	1.98	0.20	0.2	0.03	0.03
S	742	363	180	778	257	132	32	372	201	23	260	630	220
Cr	169	140	76	135	265	131	204	160	231	189	819	142	355
V	167	541	319	212	292	110	247	168	169	201	54	217	159
Co	5	86	45	25	34	16	98	347	16	33	113	46	208
Ag	1	0	0	1	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.
Ni	46	180	180	110	232	58	263	212	78	201	2996	184	3390
Cu	47	308	228	159	150	27	46	272	27	89	3	42	56
Zn	85	345	232	122	302	707	218	235	235	284	155	146	1817
Rb	108	6	5	88	199	77	236	131	132	221	5	11	78
Sr	102	187	204	139	118	70	97	185	186	229	96	87	389
Zr	167	850	280	247	277	145	234	240	239	217	86	152	136
Ba	290	126	60	239	449	230	402	288	559	443	117	117	326
Y	20	13	5	61	131	11	27	32	32	214	8	7	77
Nb	4	48	75	4	1	1	11	22	9	15	75	41	69
Pb	15	h.o.	7	74	46	2	29	42	41	26	h.o.	10	21
As	7	21	7	11	28	13	h.o.	h.o.	14,5	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.
Be	3	4	2	5	8	4	4	3	5	5	7	4	9
Ce	15	110	76	203	48	3	42	292	13	763	14	11	113
Ga	24	66		27	32	20	h.o.	h.o.	19	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.
La	12	57	43	78	46	h.o.	21	85	55	384	5	7	118
Li	120	171	91	172	463	89	333	207	587	246	116	317	187
Mo	2	0	1	2	0	h.o.	2	3	5	3	2	3	3
Nd	8	102	51	67	74	2	25	87	88	644	13	11	162
Sc	24	49	9	33	36	7	22	19	18,58	24	20	7	28
Sn	5	10		5	67	7	h.o.	h.o.	0,74	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.
Yb	3	2	1	5	12	2	4	4	5	18	1	1	5

Примечание. \* – фракция &lt;0.01 мм.

температурах 807.4 и 838.6°C отвечает за разрушение структуры минерала и удаление групп OH минерала – группы серпентинита (рис. 3 б).

Экзоэффект при ≈350°C, связанный с окислением незначительного количества Fe<sup>2+</sup> в структуре, указывает на присутствие в образцах

твёрдого раствора между хлоритом и шамозитом [11].

#### Особенности химического состава

По данным ICP-AES изученные глины имеют изменчивый состав в зависимости от генезиса отложений, выполняющих палеокарст (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 23.5–57.1,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2.53–31.0,  $\text{MgO}$  – 0.27–32.2,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3.07–16.58,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.05–4.58,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.036–0.22,  $\text{CaO}$  – 0.27–2.57 (табл. 2). Образцы глин с высоким содержанием гидрослюды из алмазоносных слоёв дяхтарской толщи, со значительным содержанием смектитов >20 мас. % характеризуются повышенным, аномальным содержанием лития до 600 г/т, а отношение  $\text{Li/Ba}$  в них приближается к 1 (табл. 2). В этих образцах глин лёгкие РЗЭ представлены (г/т): La до 384, Nd до 644.22; флюидно-подвижные элементы представлены (г/т): As – 6.86–29.7, S – 23–777.7, Sr – 70–389.

Образцы с высоким содержанием гидрослюды отмечаются значительными концентрациями Ba – до 457 г/т, часто – Zn > 131 г/т. В каолинитовых фракциях аномально высокие концентрации Cu до 195 г/т, в которых появление смектита ассоциируется с повышенным содержанием ванадия до 407 г/т. В образцах с гётитом заметны концентрации  $\text{MgO}$  = 28.56 мас. %.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В результате исследования выяснилось, что распределение минералов и их ассоциаций имеет свои закономерности, которые можно использовать в прикладных целях. Так, на заключительных стадиях становления кимберлитов происходило смешивание гидротермальных восходящих летучих и флюидов, отделившихся при падении давления от кимберлитовой магмы, с метеорными водами, заполнившими кратер (рис. 4 а). В кровле ордовикских отложений ( $\text{O}_{1\text{ol}}$ ) на всей изученной площади прослеживается слой доломитовых аргиллитов. Далее под воздействием флюидов слоистые алюмосиликаты в кимберлитах преимущественно смектитового состава преобразовывались в гидрослюды (рис. 4 б). В карстовые и эрозионно-карстовые депрессии дяхтарского времени смещались и повторно литифицировалось вещество кор выветривания: пестроцветные алевритово-глинистые породы с щебнем окремнелых доломитов и известняков, брекции, лигнитовые аргиллиты, железистые конгломераты, песчаники, обрушенные

глыбы и блоки терригенно-карбонатных пород, образующие элювиально-делювиальные, делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы на поверхности нижнепалеозойского цоколя (рис. 4 в). Помимо этого, перечисленные породы выполняли подземные карстовые полости позднего триаса и кольматировали многочисленные тектонические трещины, заложенные на этапе становления кимберлитов. Дяхтарская толща перекрылась континентальными отложениями укугутской свиты ( $\text{J}_{1\text{uk}}$ ) прибрежной (приморской) равнины: алевролитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами (рис. 4 г). В свою очередь они перекрыты отложениями тюнгской свиты ( $\text{J}_{1\text{tn}}$ ) (поздний плинсбах), которые имеют площадное развитие, местами залегая с неглубоким внутриформационным размывом на нижележащих юрских отложениях и трансгрессивно с размывом на магматических породах нижнего палеозоя.

В тонкодисперсной фракции исследованных образцов, в которых преобладают минералы со структурными неоднородностями (типа смектит-гидрослюдистый ССМ) по концентрации главных и редких элементов Ni, La, Zr, Nb, Yb процент магматического материала в редких исключениях превышает 60 мас. % (рис. 5). Значительные концентрации лёгких редкоземельных элементов (La, Nd), флюидно-подвижных элементов (Li, As, S, Sr) и других несовместимых элементов (Zr до 850, Nb до 75 г/т) позволяют предположить, что глины образовались благодаря взаимодействию горячих гидротермальных флюидов (до 400°C), богатых кремнием и холодных метеорных (возможно, морских) вод [12]. Это выражается в соотношении гидрослюдистого компонента к смектитовому менее 15 и концентрации лития более 150 г/т (рис. 5 в). Вероятно, самостоятельная гидрослюда 1М обусловлена в основном деградацией флогопита из-за выноса двухвалентных металлов, поэтому наследует свойственный ему политип 1М. Разнообразие слоистых силикатов обусловлено тем, что в результате постмагматических процессов, флюиды, поступившие по кимберлитовым конгломератам и карбонатным трещинам ордовикского кимберлитовмещающего цоколя, преобразовывали смектиты в гидрослюды. С процессами выветривания связаны структурные неоднородности типа каолинит-монтмориллонитового ССМ.

Дальнейшие стадии распространения глинистых минералов связаны с переотложением и их структурным частичным преобразованием (рис. 4 в). В частности, в коррозионно-провальных

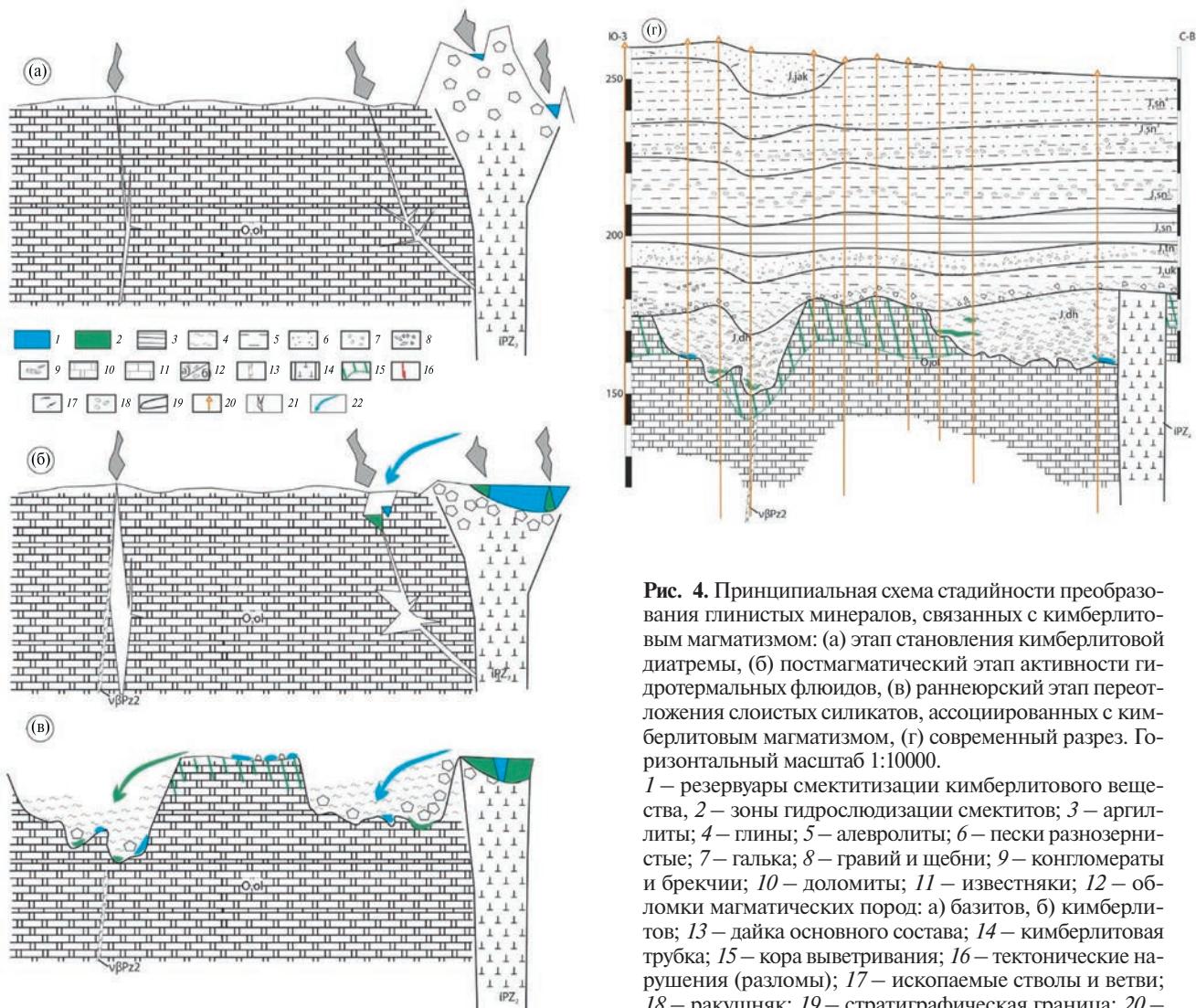


Рис. 4. Принципиальная схема стадийности преобразования глинистых минералов, связанных с кимберлитовым магматизмом: (а) этап становления кимберлитовой диатремы, (б) постмагматический этап активности гидротермальных флюидов, (в) раннеюрский этап переотложения слоистых силикатов, ассоциированных с кимберлитовым магматизмом, (г) современный разрез. Горизонтальный масштаб 1:10000.

1 – резервуары смектитизации кимберлитового вещества; 2 – зоны гидрослюдизации смектитов; 3 – аргиллиты; 4 – глины; 5 – алевролиты; 6 – пески разнозернистые; 7 – галька; 8 – гравий и щебни; 9 – конгломераты и брекчии; 10 – доломиты; 11 – известняки; 12 – обломки магматических пород: а) базитов, б) кимберлитов; 13 – дайка основного состава; 14 – кимберлитовая трубка; 15 – кора выветривания; 16 – тектонические нарушения (разломы); 17 – ископаемые стволы и ветви; 18 – ракушняк; 19 – стратиграфическая граница; 20 – ствол скважины; 21 – каналы вывода гидротермальных флюидов; 22 – делювиальные и пролювиальные потоки сноса глин, связанных с кимберлитовым магматизмом.

карстах скапливался глинистый материал, ассоциируемый с кимберлитами, в массе крупнообломочных отложений. В целом состав тонкодисперсной фракции дяхтарской толщи обусловлен различными источниками сноса. Среди слоистых силикатов дяхтарской толщи, которые образовались по кимберлитам, преобладает монтмориллонит-гидрослюдистый смешанослойный минерал (ССМ) с относительно высоким зарядом слоёв [13]. Генетически этот ССМ связывается с выносом катионов двухвалентных металлов из его структуры и преобладанием трёхвалентных металлов, таких как  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ , и последующей деградацией флогопита  $IM(b=9.28 \text{ \AA})$ , в котором начинают преобладать диоктаэдрические слои [14]. Вверх по разрезу это выражается повышением содержания алюминия за счёт выноса магния из структуры первичного минерала. Так же отмечено, что мере перехода от существенно восстановительной обстановки к более

окислительной флогопит трубки Катока переходит чаще всего в сапонит ( $Ca-Mg$ ), а в отдельных случаях в лизардит-сапонитовый ССМ [15]. Флогопит в начале преобразуется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и триоктаэдрического смектита. В дальнейшем происходит последовательная гомогенизация этой ассоциации в неупорядоченный вермикулит-ди-три-смектитовый ССМ.

Фактически нахождение алмазов приурочивается к увеличенному количеству глинистого и одновременному повышению содержания крупнообломочного материала [9]. Так как глин по объёму больше, чем общеизвестных ИМК – пиропа, пикроильменита и хромшпинелида, то это усиливает поисковый признак и увеличивает шансы оконтуривания кимберлитов.

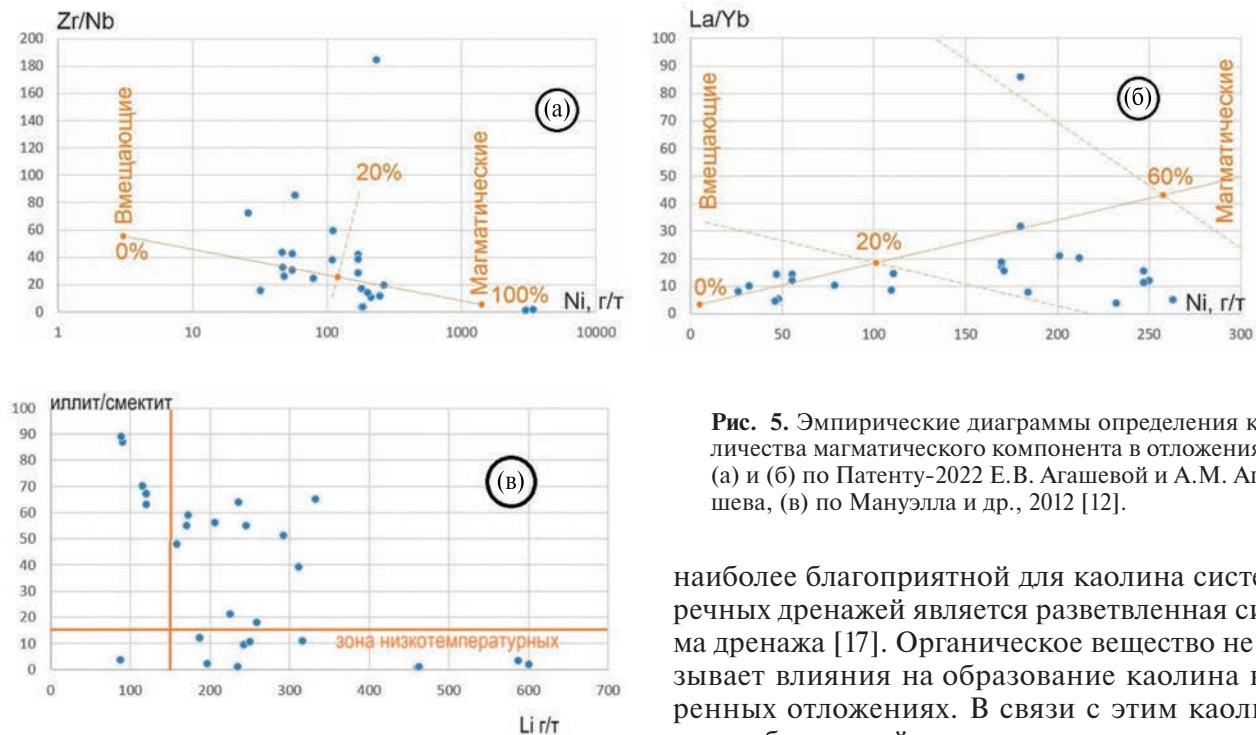


Рис. 5. Эмпирические диаграммы определения количества магматического компонента в отложениях: (а) и (б) по Патенту-2022 Е.В. Агашевой и А.М. Агашева, (в) по Мануэлла и др., 2012 [12].

Минеральный состав дяхтарской толщи нижней юры, сложенной отложениями палеоделювия в непосредственной близости (скважины 439, шм3, 20, 441) от кимберлитов и на удалении от кимберлитовых трубок в палеокарстах (скважины 433, 440, 435, 45) следующий: постмагматический хлорит-ІІІ наиболее устойчив в пределах 2 км, поэтому в фациях палеоделювия является одним из индикаторов близости расположения кимберлитового тела. Гораздо менее устойчивы лизардит и сапонит. На расстояниях в первые десятки километров не все постмагматические минералы кимберлитов сохраняются, но за счёт большого объёма глинистых отложений они уверенно обнаруживаются в отдельных частях разрезов. Прежде всего, это смектит-гидрослюдистый ССМ с количеством лития не менее 0.02 мас. %. Большое количество смектита развито на верхних фациях магматизма кимберлитов Архангельской области. Коллегами также разрабатываются новые термодинамические методы диагностики сапонита различного состава, которые могут быть использованы для оценки условий формирования сапонитовых отложений на примере глин Архангельской алмазной провинции [16]. Индикаторный потенциал исследованных глинистых минералов обусловлен химическими и структурными преобразованиями, влияющими на их свойства. Известно, что наиболее близкой к остаточному каолину и

наиболее благоприятной для каолина системой речных дренажей является разветвленная система дренажа [17]. Органическое вещество не оказывает влияния на образование каолина в коренных отложениях. В связи с этим каолинит может быть устойчивым индикатором в ассоциации с другими глинистыми минералами, ассоциирующими с кимберлитами. Нонтронит, сапонит и твёрдый раствор между клинохлором и шамозитом, с преобладанием шамозитового минерала, могут образовываться путём медленного изменения в подводных гидротермальных условиях при весьма низких температурах [18].

В зависимости от характера взаимодействия между слоями могут быть получены различные трёхмерные структуры. Тетраэдры, которые чаще всего состоят из  $Al^{3+}$ ,  $Si^{4+}$  и  $Fe^{3+}$ , обычно связаны базальными атомами кислорода. Октаэдры, с другой стороны, соединены в гексагональные или псевдогексагональные слои общими рёбрами. Апикальный кислород тетраэдров позволяет присоединять тетраэдрические и октаэдрические структуры, что приводит к различным комбинациям.

Например, структура семейства 1:1 образована объединением тетраэдрического и октаэдрического слоёв. Эта структура чрезвычайно стабильна благодаря установленным водородным связям, препятствующим проникновению молекул воды или других веществ между слоями. Это даёт базальное межслоевое расстояние 7 Å. Каолинит и галлуазит — два типа минералов, принадлежащие к этому классу. Когда основной слой состоит из двух тетраэдрических листов, обёрнутых вокруг октаэдрического листа, как в случае монтмориллонита, образуется структура 2:1. В этом случае толщина слоя составляет примерно 10 Å, а базальное

расстояние колеблется от 9 до 15 Å в зависимости от межслоевых компонент.

В то же время категория 2:1:1 отличается от структуры 2:1 тем, что октаэдрический слой занимает межслоевое пространство, создавая базальное пространство около 14 Å. Хлориты входят в эту категорию, так как его структура через слой 2:1 чередуется с бруцитоподобными октаэдрическими ячейками. При этом бруцитоподобные ячейки могут накладываться на слой 2:1 только в виде одного из 4 способов – Ia, Ib, Ia и IIb [13].

Выявленные особенности ССМ и хлорита указывают на широкий диапазон малых элементов в их составе, что также можно использовать в поисковых и геологоразведочных целях. Поэтому при преобразовании слоистых силикатов поисковое значение имеют следующие процессы: 1) адсорбция – удержание вещества на поверхности минерала и 2) хемосорбция, которая подразумевает удержание вещества в структуре минерала.

По аналогии с изученным наиболее полным разрезом коры выветривания кимберлитов трубы им. XXIII съезда КПСС [19] предполагается, что на изученных нами кимберлитах Накынского поля нет верхних горизонтов коры выветривания, а в разной степени сохранились её нижние горизонты или узкие зоны дезинтеграции. По минеральному признаку на брекчии-видных кимберлитах выделяются две зоны коры выветривания [9]: 1) в верхней зоне мощность до 10 м преобладают смектиты, в меньшей степени гидрооксиды железа, лейкоксен, керолит, сепиолит, арагонит, кальцит, доломит, серпентин, кварц, халцедон; 2) в нижней зоне, обычно мощностью 10 м, преобладают гидрослюды. Характерны серпентин, серпофир, кальцит, доломит, лейкоксен, смектиты. Ниже наблюдается дресва кимберлитов, постепенно переходящая в плотные разности. Иногда в дресве керолит, сепиолит и монтмориллонит образуют крупные выделения. Уцелевшую от размыва верхнюю часть тр. Ботубинская можно сравнивать только с зоной дезинтеграции и начального выщелачивания близких к кимберлитам ультраосновных пород. Образовавшаяся в процессе взрыва брекчия здесь дезинтегрирована, а первоначальная цементирующая масса породы разрыхлена. Верхняя часть выветрелой породы выполнена главным образом хлоритом. Верхняя часть тр. Нюбинская также как и тр. Ботубинская характеризуется большим количеством хлорита. Содержание смектитов, у которых повышенные

концентрации железа, заметно увеличивается вниз по разрезу и на глубине 68 м достигает более 50 мас. %. Порода по всему разрезу содержит в небольшом количестве (до 10 мас. %) каолинит. В доюрское время исследуемый район представлял собой приподнятую холмистую равнину с умеренным климатом и сезонными атмосферными осадками. В позднем триасе сформировалась низменная аллювиальная аккумулятивная равнина с двумя радиально секущими сточными палеодепрессиями – Уолбинской и карстовой Дюлюнг-Дяхтарской. Карстовые депрессии в Среднемархинском районе являлись седиментационными ловушками, препятствующими площадной миграции кимберлитовых минералов, в особенности в карстовых полостях в приконтактовых частях кимберлитовых тел. Последующее ингрессивное погребение в укугутское и тюнгское время карстозаполняющих отложений обеспечило их сохранность. Поэтому обнаружение продуктов разрушения в таких осадочных образованиях говорит о непосредственной близости коренного источника.

Основными особенностями локализации выветрелого материала в дяхтарской толще являются: специфика форм карстового рельефа, приуроченность к материнским породам и наличие дезинтегрированного материала, характер гравитационных и гидродинамических процессов. Глинистый материал, выполняющий коррозионно-карстовые депрессии, является важным информативным источником, позволяющим определить типы расположенных вблизи магматических пород, в том числе кимберлиты.

Дальнейшие стадии распространения глинистых минералов связаны с переотложением и частичным преобразованием. В большинстве случаев изучения туфизитовых кимберлитов другими авторами утверждается, что смектиты везде присутствуют, но в редких случаях преобладает хлорит [20]. То есть наличие алмазов связано с содержанием глинистой и брекчевой фракции, где крупнообломочный материал может служить естественным трафаретом, а глинистый – связующей массой,держивающей выветрелый кимберлитовый материал при переносе делювия вниз по склону. Литологический тип пород делювия напрямую зависит от состава питающих пород, а также степени их выветривания, и меняется от дресвяно-алевритового до гравелитового с большим количеством глинистого материала. Сортировка обломочного материала отсутствует или грубая. Состав отложений, образованных в результате литификации палеоделювия

выражается в зависимости от состава коренных пород и от состава пород самого склона. В случае выноса выветрелого материала из магматических пород основного состава по палеосклону привносит свою специфическую минерализацию: появляются тальк (до 15 мас. %) и диоктаэдрические смектиты (20–30 мас. %), резко увеличивается содержание хлорита (до 50–60 мас. %).

## ВЫВОДЫ

Таким образом, глинистые минералы, образованные в результате гидротермальной деятельности в пределах кимберлитовой трубки, слагают горизонты в нижнеюрских алмазоносных отложениях фаций ближнего сноса: в дяхтарской толще присутствует ассоциация минералов как результат разрушения пород, связанных с кимберлитовым магматизмом. В первую очередь – ССМ, сложенный пакетами гидрослюды и смектита, триоктаэдрический смектит – сапонит, а также магнезиальный твёрдый раствор между клинохлором и шамозитом (кристаллохимический тип IIб), в меньшей степени – иллит, минералы группы серпентина (лизардит и другие). Собственно, спорадически встречающийся сапонит и кристаллохимическая разновидность IIб-хлорита ( $\beta=97^\circ$ ), так как их присутствие в отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием обломочного происхождения. Они могут играть важную роль, так как их образование связано с постмагматическими процессами в кимберлитовых трубках. Находки этих минералов в отложениях дяхтарской толщи могут оказать существенную помощь (вплоть до сгущения сети буровых работ) при локализации источника сноса.

Большой перспективой обладают значительные горизонты развития минералов со структурными неоднородностями – в частности, иллит-сметитовый ССМ, у которых отмечаются повышенные концентрации лития. Анализ полученных данных позволяет установить, что структурные закономерности имеют первостепенное поисковое значение. Они могут служить признаком алмазоносности.

Предлагается следующий алгоритм поисков в перекрывающих отложениях, вмещающих кимберлитовый материал: 1) опробование керна скважин для выделения тонкодисперсной фракции; 2) определение содержания магматического материала в образцах в количестве минимум 10 об. % по соотношению значений Zr/Nb к Ni и La/Yb к Ni; 3) в образцах глин с содержанием

>10 об. % магматического компонента рентгено-графическое определение ассоциации глинистых минералов (рис. 5). В итоге применение минералогических карт с информацией о распространении глинистых минералов – индикаторов кимберлитов (ГМИК) позволит усилить поисковые работы на коренные источники алмазов – кимберлиты. Полученные результаты могут быть использованы для более эффективного поиска коренных источников алмазов в Западной Якутии.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны доктору геол.-мин. наук А.А. Носовой за критические замечания, которые улучшили рукопись.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов” № 124022400142-2, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А., Кычкун В. Р., Сулейманов А. М. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. 457 с.
- Барабаш Е. О., Афанасьев В. П., Похilenko Н. П., Малыгина Е. В., Иванова О. А. Оценка возраста и потенциальной алмазоносности коренных источников по их глубинным минералам из ореолов рассеяния // Отечественная геология. 2022. № 6. С. 3–16.
- Похilenko Н. П., Афанасьев В. П. Перспективы выявления кимберлитов с промышленной алмазоносностью на территории Сибирской платформы / В кн.: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов XII Международной научно-практической конференции. М., 2023. С. 375–379.
- Afanasiev V. P., Pokhilenko N. P. Approaches to the diamond potential of the Siberian craton: A new paradigm // Ore Geology Reviews. 2022. V. 147. 104980. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104980>

5. *Morkel J., Vermaak M. K. G.* The role of swelling clay in kimberlite weathering // *Mineral Processing and Extractive Metallurgy*. 2006. 115:3. P. 150–154. DOI: 10.1179/174328506X109121.
6. *Agasheva E.* Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform // *Minerals*. 2021. 11. 339. <https://doi.org/10.3390/min11040339>.
7. *Калашников В. В., Ковалев Л. Н.* Геологические работы в Республике Саха (Якутия) за 100 лет // *Руды и металлы*. 2022. № 2. С. 6–24. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10007.
8. *Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л.* Древний карст и его россыпная минерализация. М.: Наука, 1985. 175 с.
9. *Никунин И. И., Савко А. Д.* Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Воронеж: Воронежский государственный ун-т, 2009. № 56. 134 с.
10. *Никунин И. И.* Экспресс-приемы выделения тонкодисперсных минералов из цемента осадочных пород // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. № 1. С. 286–292.
11. *Шилин Д. М., Иванова В. П.* Хлоритосодержащие породы / В кн.: “Измененные околоврудные породы и их поисковое значение”. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148–193.
12. *Manuella F. C., Carbone S., Barreca G.* Origin of Saponite-Rich Clays in A Fossil Serpentinite-Hosted Hydrothermal System in The Crustal Basement of The Hyblean Plateau (Sicily, Italy) // *Clays Clay Miner.* 2012. 60. 18–31. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2012.0600102>
13. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Глинистые минералы: смектиты и смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. Тр. ГИН АН СССР, вып. 446. 214 с.
14. *Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Соболева С. В.* Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // *Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд*. Л.: Наука, 1979. С. 69–81.
15. *Подгаецкий А. В., Котельников Д. Д.* Кристаллохимические аспекты преобразования слоистых силикатов в кимберлитах трубки Катока, Ангола // *Руды и металлы*. 2006. № 1. С. 46–57.
16. *Ogorodova L. P., Kiseleva I. A., Mel'chakova L. V. et al.* Calorimetric determination of the enthalpy of formation of natural saponite // *Geochem. Int.* 2015. 53. 617–623.
17. *Dill H. G.* Kaolin: Soil, rock and ore: From the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 161. P. 16–129. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.003>.
18. *Saburo A., Norihiko K., Hiroshi H.* Hydrothermal clay minerals found in sediment containing yellowish-brown material from the Japan Basin // *Marine Geology*. 1996. V. 129. № 3–4. P. 331–336. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)83351-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)83351-2)
19. *Зинчук Н. Н., Соболева С. В., Котельников Д. Д.* Особенности слоистых силикатов из кимберлитов и вмещающих пород в зонах активного воздействия траппового магматизма (на примере Якутии) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 5. С. 1199–1202.
20. *Morkel J., Kruger S. J., Vermaak M. K. G.* Characterization of clay mineral fractions in tuffisitic kimberlite breccias by X-ray diffraction // *The Journal of The South African Institute of Mining and Metallurgy*. 2006. V. 106. P. 397–406.

## STRUCTURAL HETEROGENEITIES OF LITHIUM-BEARING LAYERED SILICATES OF PALEOCARST KIMBERLITES AND THEIR PROSPECTING VALUE (MIDDLE-MARKHINSKY DIAMOND-BEARING REGION, WESTERN YAKUTIA)

**Iv. Iv. Nikulin<sup>#</sup>, N. M. Boeva, Academician of the RS N. S. Bortnikov**

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: iinikulin@gmail.com*

Clay minerals formed as a result of hydrothermal activity within kimberlite pipes were redeposited into the horizons of the Lower Jurassic diamondiferous deposits of the near-facies facies. The mineral composition of the Lower Jurassic Dyakhtar sequence, composed of paleodeluvium and paleokarst deposits, has been studied in the immediate vicinity and at a distance from kimberlite pipes. Mixed-layer minerals with structural heterogeneities, in which an increased concentration (up to 0.1 wt %) of lithium is noted, were found in sections of erosion plumes of weathered varieties of kimberlite rocks. The thickness of sediments with such minerals decreases sharply at distances of more than 2 km from the desired kimberlite body. The identified features in the mineral composition of the deposits overlying kimberlite pipes can be used as new prospecting signs of diamond potential during geological exploration of primary sources of diamonds.

*Keywords:* structural heterogeneities, hydromica, smectite, diamond, karst, deluvium, kimberlite, Western Yakutia

## АЙОВАЙТ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ): КРИСТАЛЛОХИМИЯ И ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

© 2024 г. Е. С. Житова<sup>1,\*</sup>, Д. С. Михайленко<sup>2</sup>, член-корреспондент РАН И. В. Пеков<sup>3</sup>,  
А. В. Корсаков<sup>4</sup>, А. А. Золотарев<sup>4</sup>(мл.)

Поступило 20.02.2024 г.

После доработки 15.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

В составе позднегидротермальной минеральной ассоциации в кимберлитовой трубке Удачная (Якутия) установлена необычная разновидность айовайта, характеризующаяся аномально низким содержанием двухвалентных катионов:  $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})/\text{Fe}^{3+} \sim 2.75:1$ . На монокристалле изучена её кристаллическая структура: политип  $3R$ , пр. гр.  $R\bar{3}m$ ,  $a = 3.1213(3)$ ,  $c = 23.621(4)$  Å,  $V = 199.30(5)$  Å<sup>3</sup>;  $R^1 = 0.027$ . В некоторых кристаллах выявлена зональность, свидетельствующая о природном ионообмене, ведущие схемы которого  $2\text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$  и  $2\text{Cl}^- \rightarrow 2\text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$ . Это первый достоверно зафиксированный случай природного анионного обмена в минералах надгруппы гидроталькита. Реакция анионообмена проходит с увеличением межслоевого расстояния с 8.0 до 11.2 Å. Состав и характер зональности изученных кристаллов несёт информацию об эволюции химизма поздних низкотемпературных гидротермальных процессов.

**Ключевые слова:** айовайт, слоистый двойной гидроксид, группа гидроталькита, кристаллическая структура, кимберлитовая трубка Удачная

**DOI:** 10.31857/S2686739724070123

Минералы надгруппы гидроталькита – природные представители семейства слоистых двойных гидроксидов (СДГ). Это название отражает комбинацию двух катионов различного заряда (в большинстве случаев двух- и трёхвалентных, в отдельных случаях одно- и трёхвалентных), слоистую кристаллическую структуру и гидроксильную группу в качестве основного анионного радикала. Настоящая работа посвящена айовайту – одному из минералов надгруппы гидроталькита с двух- и трёхвалентными катионами. Их общая формула может быть представлена как  $[\text{M}^{2+}_{1-x}\text{M}^{3+}_x(\text{OH})_2]^{x+}(\text{A}^{n-})_{x/n}\cdot m\text{H}_2\text{O}$ , где

$\text{M}^{2+} = \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni}, \text{Ca}, \text{Zn}$  и  $\text{M}^{3+} = \text{Fe}, \text{Al}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Co}$ ;  $x$  соответствует соотношению  $\text{M}^{2+}/(\text{M}^{2+} + \text{M}^{3+})$  и как правило находится в диапазоне 0.2–0.33;  $\text{A}^{n-}$  – анион;  $\text{H}_2\text{O}$  – межслоевые молекулы воды, содержание которых ( $m$ ) может варьировать. В природе известны СДГ со следующими видеообразующими анионами, располагающимися в межслоевом пространстве:  $(\text{CO}_3)^{2-}$ ,  $(\text{OH})^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $(\text{SO}_4)^{2-}$ ,  $(\text{Sb}(\text{OH})_6)^-$  и  $(\text{Fe}_2\text{S}_4)^{2-}$ . Там же помимо анионов и молекул воды могут находиться положительно заряженные катионные комплексы  $[\text{Na}(\text{H}_2\text{O})_6]^+$  и  $[\text{Ca}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$  (группа вермландита). Минералы надгруппы гидроталькита подразделяются на восемь групп, различающихся отношением  $\text{M}^{2+}:\text{M}^{3+}$  и типом межслоевого аниона [1].

Айовайт – представитель группы гидроталькита, входящей в надгруппу гидроталькита. Его идеализированная формула –  $\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}\text{Cl}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . Согласно идеальной модели, металл-гидроксильные слои в нём построены из катионов  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в соотношении  $\text{M}^{2+}:\text{M}^{3+} = 3:1$ , находящихся в октаэдрическом окружении  $\text{OH}$ -групп, а в межслоевом пространстве расположены анионы  $\text{Cl}^-$  и молекулы

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. акад. Заваринского Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет, Геологический факультет, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>5</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: zhitova\_es@mail.ru

$(\text{H}_2\text{O})^0$  (детали см. в [2]). Однако реальное атомное строение айовайта сложнее; получение убедительных данных о нём и выявление закономерных связей между химическим составом и структурой этого и родственных ему минералов этой группы требуют систематического изучение различных их разновидностей.

Отдельный интерес представляют анионообменные свойства СДГ. Надо отметить, что у минералов в целом они фиксируются редко и практически не охарактеризованы, в отличие от не-плохо изученных катионообменных свойств [3]. Синтетические СДГ обладают ярко выраженными анионообменными свойствами, за что они именуются также “анионными глинами”. Набор анионов у них гораздо шире, чем у природных СДГ (см. выше). Так, из неорганических анионов в СДГ известны  $\text{AsO}_4^{3-}$ ,  $\text{BO}_3^{3-}$ ,  $\text{BrO}_3^-$ ,  $\text{IO}_3^-$ ,  $\text{MoO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SeO}_3^{2-}$ ,  $\text{SeO}_4^{2-}$ ,  $\text{VO}_4^{3-}$  и др. [4].

Многие природные СДГ недостаточно охарактеризованы несмотря на то, что (1) имеющиеся данные говорят об их значительном внутриструктурном кристаллохимическом разнообразии, и (2) члены надгруппы гидроталькита в целом являются хорошими индикаторами ряда физических и химических параметров минералообразования в низкотемпературных гидротермальных и экзогенных системах. Их индикаторный потенциал в генетической минералогии, пока в должной мере не использующийся, весьма значителен, и в т.ч. применим для изучения низкотемпературных рудообразующих процессов и выявления механизмов взаимодействий “вода (флюид, рассол, раствор)–порода”. Особенно информативным представляется исследование состава анионной части природных СДГ, что, например, хорошо показано для хромистых минералов надгруппы гидроталькита [5–7].

Айовайт – наиболее распространённый и единственный образующий значительные скопления из минералов надгруппы гидроталькита с [2, 5, 8–10]. Он был впервые описан как поздний минерал в серпентинитах в округе Су, Айова, США [8], однако большая часть находок айовайта связана с крупными месторождениями, в первую очередь рудными, разных типов. На территории России он встречен в скарновом Коршуновском железорудном месторождении в Иркутской области, Талнахском Pt–Pd–Cu–Ni–сульфидном месторождении в Красноярском крае [2, 9] и кимберлитовой трубке Удачная в Якутии [11], а из зарубежных объектов это крупное Cu–U–апатит–вермикулитовое–месторождение Палабора, приуроченное



Рис. 1. Кристалл зелёного айовайта, врастаящий в крупный кристалл гипса (вскрытая полость в кимберлите, трубка Удачная).

к карбонатитам одноимённого щёлочно-ультраосновного комплекса в ЮАР [11]. 10 генетический тип айовайтовой минерализации связан с изменёнными офиолитами, где этот минерал встречается в значительном количестве и обычно характеризуется высоким содержанием примесного Сг. Примеры – разрабатываемое никелевое месторождение в ультраосновном комплексе горы Кейт (Калгурули, Западная Австралия) [6] и хромитоносные серпентинизированные ультрабазиты Казнахтинского массива в Теректинском хребте на Горном Алтае [5].

Настоящая статья посвящена кристаллохимии и природным посткристаллизационным (ионообменным) преобразованиям необычной разновидности айовайта из кимберлитовой трубки Удачная в Якутии.

Кимберлитовая трубка Удачная – крупнейшее в России месторождение алмаза, разрабатываемое с 1967 года и в целом хорошо изученное. Она расположена в центральной части Сибирского кратона в пределах Далдыно-Алакитский алмазоносной провинции. Трубка Удачная подразделяется на Западное и Восточное тела, различающиеся возрастом, петрографо-минералогическими и петрохимическими особенностями [12].

В трубке Удачная описано три новых минерала: земкорит  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  и два гидроксида с  $\text{Fe}^{2+}$  – амакинит  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  [13] и кулигинит  $\text{Fe}_3\text{Mg}(\text{OH})_6\text{Cl}$  [11]. Последний обнаружен в пустотах и прожилках в кимберлите с глубины более 500 м, и с ним ассоциируют айовайт, изученный в настоящей работе (рис. 1), и его карбонатный аналог – пироаурит  $\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . Для этой поздней

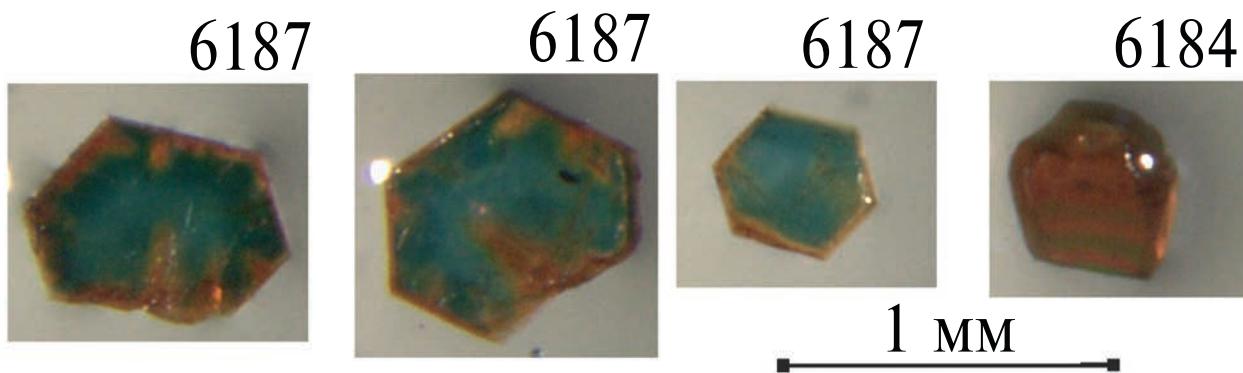


Рис. 2. Кристаллы изученных в настоящей работе минералов надгруппы гидроталькита из кимберлитовой трубы Удачная. Обр. 6184 – однородный по составу и свойствам айовайт, а в обр. 6187 хорошо видна цветовая зональность кристаллов, отвечающая химически разнородным минералам (см. текст).

Таблица 1. Химический состав айовайта из кимберлитовой трубы Удачная

Образец	6184	6187 зелёное ядро кристалла <sup>(4)</sup>	6187 коричневая кайма кристалла <sup>(5)</sup>
Оксид		мас. %	
MgO	27.05	33.48	29.78
FeO <sub>общ</sub>	23.97	20.96	19.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.5	21.7	19.6
FeO	9.7	1.5	1.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0.56	0.46
Cl	10.88	6.85	2.55
CaO	–	0.16	1.97
SO <sub>3</sub>	–	5.66	11.35
H <sub>2</sub> O <sup>(1)</sup>	19.80	20.40	18.26
H <sub>2</sub> O <sup>(2)</sup>	9.90	10.20	9.12
–O=Cl <sub>2</sub>	–2.56	–1.61	–0.60
Сумма	98.25	98.83	94.08 <sup>(3)</sup>
	число атомов на формулу (а.ф.), рассчитанную на 8 атомов Mg+Fe+Al		
Mg	4.88	5.86	5.8
Fe <sup>2+</sup>	1.0	0.1	0.2
Fe <sup>3+</sup>	2.1	1.9	1.9
Al	–	0.08	0.07
Cl	2.23	1.36	0.57
Ca	–	0.02	0.28
SO <sub>3</sub>	–	0.50	1.12
H <sub>2</sub> O	16.00	16.00	16.00
H <sub>2</sub> O	4.00	4.00	4.00
$\Sigma M^{2+}$	5.86	6.01	5.99
$\Sigma M^{3+}$	2.14	1.99	2.01
$M^{2+}/M^{3+}$	2.74:1	3:1	3:1

Примечание. <sup>(1)</sup> Соответствует OH, рассчитано по стехиометрии: 2(OH)<sup>–</sup> на 1 катион металл-гидроксильного слоя.

<sup>(2)</sup> Соответствует H<sub>2</sub>O, может варьировать, рассчитано согласно идеальной формуле. <sup>(3)</sup> В сумму анализа входит также 0.07 мас. % SiO<sub>2</sub> (= 0.01 а.ф. Si). Низкая сумма анализа может быть связана с более высоким содержанием воды, что характерно для минералов группы глаукокеринита. <sup>(4)</sup> Смесь айовайта (доминирует) с его сульфатными аналогами близкого состава – предположительно, “Mg-хонесситом” и маунткейтитом. <sup>(5)</sup> Смесь сульфат-доминантных СДГ (“Mg-хонессит”, маунткейтит и эрсонит, судя по содержанию Ca и отражениям с  $d_{00n} \sim 11$  Å) при подчиненном количестве айовайта.  $\Sigma M^{2+}$  – сумма двухвалентных металлов,  $\Sigma M^{3+}$  – сумма трёхвалентных металлов. Прочерк означает содержание компонента ниже предела обнаружения.

**Таблица 2.** Кристаллографические характеристики, данные эксперимента и результаты уточнения кристаллической структуры айовайта из кимберлитовой трубы Удачная, образец 6184

Кристаллографические данные	
Сингония, пр. гр.	Тригональная, $R-3m$
Параметры элементарной ячейки $a, c$ (Å)	3.1213(3), 23.621(4)
Объем элементарной ячейки (Å <sup>3</sup> )	199.30(5)
$D_{\text{выч}}, \text{г/см}^3$	2.216
Коэффициент поглощения, $\mu$ (мм <sup>-1</sup> )	2.050
Сбор данных (эксперимент)	
Дифрактометр, Температура (К)	Bruker Apex II Duo; 293
Излучение, длина волны (Å)	MoK $\alpha$ , 0.71073
2 $\theta$ диапазон сбора данных (°)	5.174 – 71.682
$h, k, l$ диапазон	–5→5, –5→5, –37→32
Число отражений: измеренных ( $N_1$ ), $R_{\text{int}} / \text{независимых с } I \geq 2\sigma(I) (N_2)$	1196, 0.0270 / 149
Структурное уточнение	
Количество уточняемых параметров	16
$R_1, wR_2$ по $N_1$	0.0293, 0.0747
$R_1, wR_2$ по $N_2$	0.0278, 0.0741
S	1.165
$\Delta\rho_{\text{min}}/\Delta\rho_{\text{max}}, \text{e\AA}^{-3}$	–0.32, 0.66

ассоциации была предложена такая последовательность минералообразования: серпентин → кальцит → кулигинит + айовайт + галит + барит + кальцит + гипс → галит. Срастания айовайта и кулигинита предположительно образовались в результате низкотемпературных (<100°C) гидротермальных/метасоматических процессов изменения пород с участием хлорсодержащих растворов [10, 14]. Отметим, что пироаурит был и ранее известен в трубке Удачная-Восточная [15].

В настоящей работе изучены два образца из трубы Удачная (рис. 2): обр. 6184 (коричневые гексагональные таблитчатые кристаллы) и обр. 6187 (голубые гексагональные пластинки с коричневой каймой).

Химический состав кристаллов (табл. 1) изучен электронно-зондовым методом на микронализаторе Hitachi S-3400N при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 0.5 нА.

Спектры комбинационного рассеяния света (КР) айовайта получены с использованием спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (лазер Ar<sup>+</sup>,  $\lambda = 514.5$  нм, 50-кратное увеличение объектива). КР-спектры регистрировали при комнатной температуре в диапазоне 4000–100 см<sup>-1</sup>, максимальная мощность 50 мВт, мощность на образце 8 мВт.

Порошковые рентгенограммы получены с помощью монокристального дифрактометра

Rigaku Raxis Rapid II (геометрия Дебая–Шерпера, излучение CoK $\alpha$ ). Накопление данных происходило с вращающегося по оси ф образца в течение 600 с. Полученные рентгенограммы были обработаны с использованием программы osc2xrd [16].

Монокристаллы, пригодные для определения кристаллической структуры, обнаружены только в образце 6184, для которого получен полный массив монокристальных данных (условия сбора данных в табл. 2). Интенсивности скорректированы с использованием программного обеспечения Bruker APEX2, кристаллическая структура минерала определена и уточнена в программном комплексе SHELX [17]. Предпринимались и попытки структурного исследования образца 6187, но найти монокристаллы подходящего качества в нем не удалось.

По химическому составу (табл. 1) кристаллы в образце 6184 гомогенны и отвечают айовайту, в то время как кристаллы в образце 6187 демонстрируют зональность по химическому составу (табл. 1, рис. 2, 3, Д1), которая согласуется с наблюдаемой визуально цветовой зональностью (рис. 2). Центральная зона кристаллов по составу соответствует айовайту (табл. 1), а краевые части существенно обогащены S и менее существенно обогащены Ca (табл. 1).

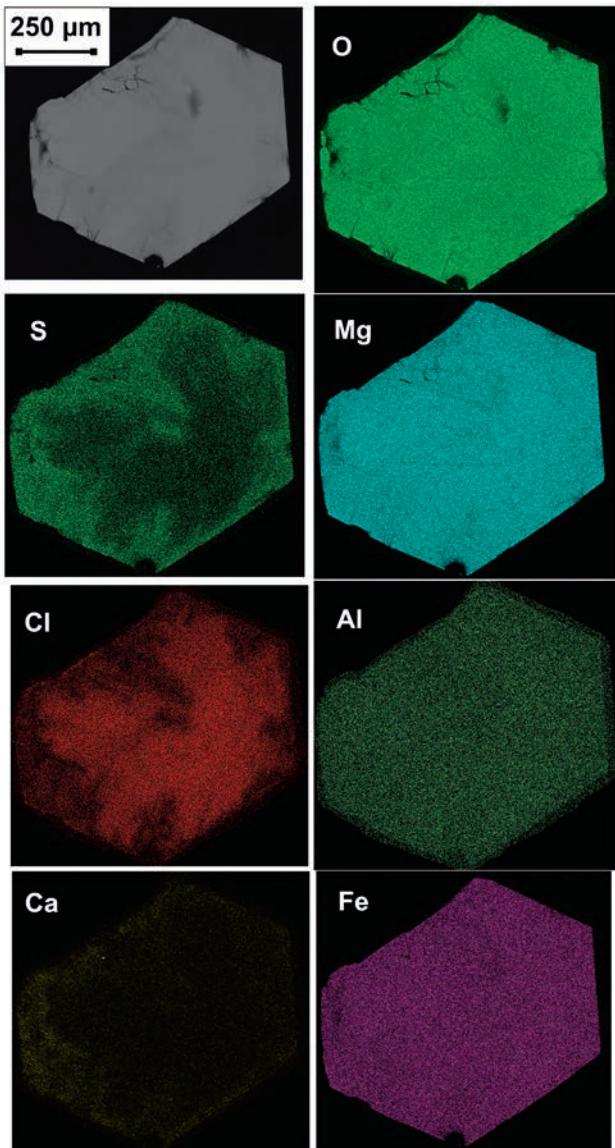


Рис. 3. Изображение зонального кристалла из образца 6187 под сканирующим электронным микроскопом в отражённых электронах и карты распределения отдельных элементов (в их характеристическом рентгеновском излучении) в этом кристалле.

КР-спектр образца 6184 содержит только полосы колебаний функциональных групп, характерных для айовайта – это валентные O–H-колебания, деформационные колебания H–O–H и решёточные моды. В КР-спектре образца 6187 помимо этих полос наблюдаются полосы, соответствующие симметричным и асимметричным колебаниям C–O и симметричным колебаниям  $S^{6+}$ –O (табл. 3, рис. 4) в составе групп  $(SO_4)^{2-}$  и  $(CO_3)^{2-}$ . Это подтверждает, что образец 6184 гомогенный, в отличие от образца 6187, где центральная часть кристалла Cl-доминантная

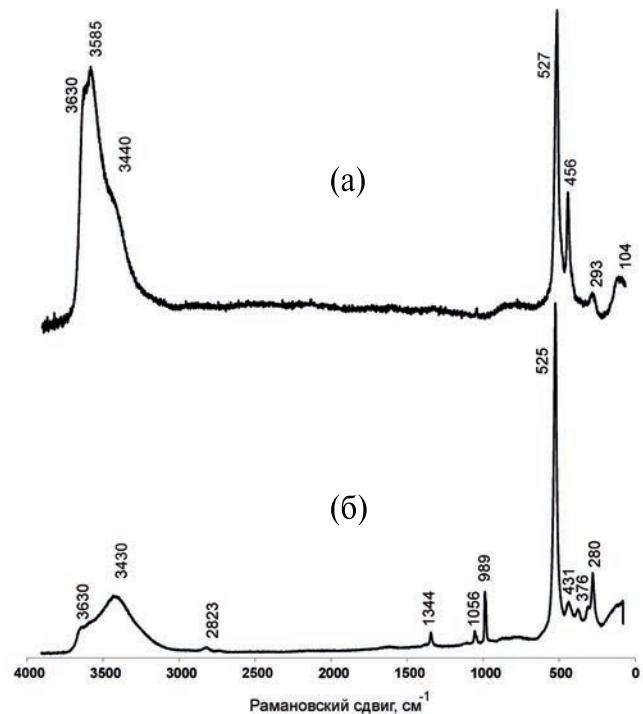


Рис. 4. КР-спектры минералы надгруппы гидроталькита из кимберлитовой трубы Удачная: (а) айовайт, образец 6184; (б) полифазный образец 6187.

(айовайт), а в краевых частях среди анионов сульфат преобладает над хлором, и присутствует карбонат (при сохранении состава катионной части, как показали электронно-зондовые данные).

При интерпретации данных порошковой рентгенографии большая роль отведена величине межслоевого расстояния (между двумя метал-гидроксильными слоями) –  $d_{00n}$  и его половине –  $d_{00n/2}$ . Данный параметр зависит как от природы аниона (через его размер и заряд), так и от общего заряда слоя, определяемого соотношением  $M^{2+}:M^{3+}$ .

На порошковой рентгенограмме образца 6184 наблюдается набор отражений, характерный для айовайта (рис. 5). Однако  $d_{00n} = 7.94 \text{ \AA}$ , что меньше, чем у ранее изучавшихся образцов айовайта ( $\sim 8.05 \text{ \AA}$ ,  $M^{2+}:M^{3+} = 3:1$ ) [2, 11], но существенно больше, чем у хлормагалюминита  $Mg_4Al_2(OH)_{12}CO_3 \cdot 3H_2O$  ( $\sim 7.70 \text{ \AA}$ ,  $M^{2+}:M^{3+} = 2:1$ ) [18]. Это свидетельствует в пользу величины отношения  $M^{2+}:M^{3+} \sim 2.75:1$  в образце 6184, что далее использовалось нами при разделении общего количества Fe на  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  (табл. 1). Политип айовайта идентифицирован как 3R.

На рентгенограммах образца 6187 присутствует два типа рефлексов: (1) интенсивные узкие рефлексы, определенно отвечающие айовайту,

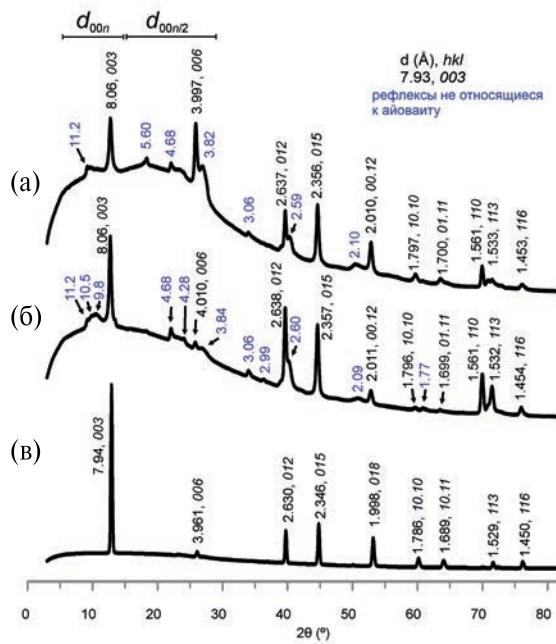


Рис. 5. Порошковые рентгенограммы минералов надгруппы гидроталькита из кимберлитовой трубы Удачная: (а, б) разные кристаллы из образца 6187; (в) однородный айовайт, образец 6184.

и (2) широкие малоинтенсивные, но тем не менее чётко наблюдаемые рефлексы, которые могут быть отнесены к СДГ разных типов, одни из которых характеризуются меньшим межслоевым расстоянием, чем у айовайта, а другие – большим (рис. 5, табл. 4, Д1). Набор узких рефлексов соответствует стехиометрическому айовайту-3R с  $d_{00n} = 8.06 \text{ \AA}$  [2, 10]. Рефлексы айовайта с индексами  $hkl$  003, 006 и 012 осложнены “плечами”, которые соответствуют фазе с  $d_{00n} \sim 7.74 \text{ \AA}$ , скорее всего, пироауриту – карбонатному аналогу айовайта  $[\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}][\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ , что согласуется с присутствием полос колебаний С–О в КР-спектрах (табл. 4). Во втором наборе рефлексов широкая линия соответствует диапазону межслоевых расстояний от 11.2 до 9.8  $\text{\AA}$  (рис. 5 а, б). Далее следуют максимумы с  $d_{00n/2}$  ( $\text{\AA}$ )  $\sim 5.60, 4.68, 4.28 \text{ \AA}$ . Фаза с наибольшим  $d_{00n} \sim 11.2 \text{ \AA}$  предположительно отнесена к эрссониту  $[\text{Mg}_7\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{18}][\{\text{Ca}(\text{H}_2\text{O})_6\}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}]$  (табл. 4) – минералу группы вермландита: это предполагается в т.ч. с учётом присутствия Ca (табл. 1). Фаза с  $d_{00n} \sim 10.5 \text{ \AA}$  предположительно идентифицирована как маунткеййтит

$[(\text{Mg}_{1-x}\text{Fe}^{3+}_x)(\text{OH})_2][(\text{SO}_4)_{x/2} \cdot n\text{H}_2\text{O}]$  ( $x < 0.5$ ,  $n > 3x/2$ ); она явно не отличается чёткой стехиометрией и даёт рефлекс  $d_{00n/2}$  большой ширины, что скорее всего вызвано присутствием дополнительных молекул воды (которые могли

обусловить и понижение суммы анализа: табл. 1) и катионных комплексов. Набор отражений с  $d_{00n/2}$  от 4.28 до 4.68  $\text{\AA}$ , вероятнее всего, соответствует минералам группы вудвардита с разупорядоченными сульфатными группами в межслоевом пространстве (табл. 4), например, т.н. “Mg-хонесситу”  $[\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}][(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ . Надо отметить, что СДГ с сульфатной группой (в частности группа вудвардита) имеют слабую дифракционную способность, их дифракционные картины характеризуются большой полушириной рефлексов, это связано с тем, что сульфатная группа по ряду параметров (предположительно симметрия и распределение заряда) плохо совместима с октаэдрическими слоями основного каркаса. Поэтому в результате замещение хлора на сульфатную группу кристалличность образца падает, но это не может характеризовать условия ионообменного процесса, а связано именно с природой аниона. Таким образом, наряду с айовайтом в изученном образце определённо находится сразу несколько сульфатных СДГ, различающихся между собой присутствием/отсутствием кальция и степенью гидратации. Для точной их идентификации у нас не хватает количественных химических данных, но предположить, к каким минералам они относятся, мы можем с достаточно высокой вероятностью (см. текст выше и табл. 4).

Полученный массив монокристалльных данных был проиндицирован в пространственной группе  $R\bar{3}m$ ,  $a = 3.1213(3)$ ,  $c = 23.621(4) \text{ \AA}$ ,  $V = 199.30(5) \text{ \AA}^3$ . Кристаллическая структура решена и уточнена до  $R_1 = 0.027$  для 149 независимых отражений с  $I \geq 2\sigma(I)$ . Параметры эксперимента и структурного уточнения представлены в табл. 2. Координаты, параметры смещения атомов и заселённости позиций приведены в табл. 5, а избранные межатомные расстояния – в сопроводительных материалах табл. Д2.

Особенностью образца 6184 является не только более низкое, чем для большинства образцов айовайта, содержание Mg, который существенно замещается Fe, но и меньшее общее количество двухвалентных катионов:  $(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})/\text{Fe}^{3+} \sim 2.75:1$ . Отклонение величины отношения  $M^{2+}:M^{3+}$  от 3:1 в меньшую сторону в целом нехарактерно для айовайта. Среди минералов надгруппы гидроталькита Mg–Fe-члены с  $\text{Mg}:\text{Fe}^{3+} = 2:1$ , т.е. 2:1 аналоги айовайта или пироаурита, неизвестны, что позволяет предполагать кристаллохимические ограничения для их образования. Нами впервые установлен айовайт с  $M^{2+}:M^{3+} < 3:1$  и показана его

**Таблица 3.** Полосы в КР-спектрах изученных минералов и их отнесение

Наша работа		Литературные данные			
<b>1</b>	6184	<b>2</b>	6187	<b>3</b>	6187
				<b>4</b>	[2]
					[5]
3630 пл	3630	3630	~3640	3659	3650
3585	3430	3430	~3590		3564
3440 пл			~3460	3411	
					О–Н-валентные колебания
					О–Н-валентные колебания
					О–Н-валентные колебания
					О–Н-валентные колебания
					О–Н-валентные колебания
					О–Н-валентные колебания
					Деформационные колебания молекул воды
					Асимметричным С–О-валентные колебания
					Симметричные валентные колебания группы $\text{CO}_3^{2-}$
					$\text{CO}_3^{2-}$
					Симметричные валентные колебания группы $\text{SO}_4^{2-}$
					$\text{M-OH}$
					Решеточные моды, в
					частности, симметричные колебаниям связей
					$\text{Mg-O-Mg}$
527	525	526	526	529	530
456	431	431	431	453	453
376	371	371	371	375	375
					Решеточные моды
					Решеточные моды
					Решеточные моды
293	295	279	279	283	253
104 пл	104	103	103	102	102
					Решеточные моды
					Решеточные моды

Примечание. 1 – айовайт, трубка Удачная, образец 6184; 2 – смесь айовайта с другими минералами налгруппы гидроталькита, трубка Удачная, образец 6187; 3 – айовайт, Коршуновское месторождение. Иркутская обл.; 4 – айовайт, Талнахское месторождение, Красноярский край; 5 – обогащённый Сгайловайт, Геректинский хр., Горный Алтай – наши данные из работ [2, 5].

**Таблица 4.** Идеальные химические формулы и диагностические рефлексы порошковых рентгенограмм (соответствующие межслоевым расстояниям  $d$ ) слоистых двойных гидроксидов, установленных или предполагаемых в образце 6187 из кимберлитовой трубы Удачная

Минерал	Химическая формула (1)	$M^{2+}$	$M^{3+}$	$A^{n-}$	$d_{000}; d_{00n/2}; d_{00m/4} (\text{\AA})$	Источник
Айовайт	$[\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}]_{[\text{Cl}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}]}$	Mg	Fe	Cl	8.06; 4.00, 2.01 8.06, 4.01, 2.01	[2, 11, настоящая работа]
Пироаурит	$[\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}]_{[\text{CO}_3\cdot 4\text{H}_2\text{O}]}$	Mg	Fe	$\text{CO}_3$	$\sim 7.74$ (пл); 3.82 $\sim 7.74$ (пл); 3.84	[1]
“Mg-хонессит”	$[\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{16}]_{[(\text{SO}_4)\cdot 4\text{H}_2\text{O}]}$	Mg	Fe	$\text{SO}_4$	9.4-8.6; 4.68-4.28	[1]
Маунткейтит <sup>(2,3)</sup>	$[(\text{Mg}_{1-x}\text{Fe}^{3+}_x)(\text{OH})_2]_{[(\text{SO}_4)_{x/2}\cdot n\text{H}_2\text{O}]}$ ( $x < 0.5$ , $n > 3x/2$ )	Mg	Fe	$\text{SO}_4$ , дополнительные молекулы $\text{H}_2\text{O}$ , подчиненное содержание катиона (возможно)	$\sim 10.50$	[1]
Эрссонит	$[\{\text{Ca}(\text{H}_2\text{O})_6\}(\text{SO}_4)_{2/3}\cdot 12\text{H}_2\text{O}]$	Mg	Fe	$\text{SO}_4$ и катионные комплексы $\text{Ca}(\text{H}_2\text{O})_6$	11.2; 5.60	[20]

Примечание. <sup>(1)</sup> в формате [металл-гидроксильный слой][межслоевое наполнение]; <sup>(2)</sup> содержит дополнительные межслоевые молекулы  $\text{H}_2\text{O}$  (по сравнению с “Mg-хонесситом” и другими членами группы вудвардита), что увеличивает межслоевое расстояние; <sup>(3)</sup> в разных источниках приводятся различные формулы маунткейтита; возможно небольшое содержание катионов в межслоевом пространстве; пл – плечо.  $A^{n-}$  – анион.

**Таблица 5.** Координаты атомов, изотропные параметры атомных смещений ( $U_{\text{eq}}$ ,  $\text{\AA}^2$ ) и заселённости атомных позиций в структуре айовайта из кимберлитовой трубы Удачная, образец 6184

Атом	Позиция Вайкова	$x$	$y$	$z$	$U_{\text{eq}}$	Октаэдрический слой		Расчётная формула
						Межслоевые позиции		
$M(\text{Mg})$	$3a$	0	0	0	0.018(3)	0.72(1)	2.16(2)	
$M(\text{Fe})$	$3a$	0	0	0	0.0096(17)	0.28(1)	0.84(2)	
O1	$6c$	$1/3$	$2/3$	$0.04309(7)$	$0.0163(4)$	1	6.00	
H1	$6c$	$1/3$	$2/3$	$0.0835(8)$	$0.08(2)$	1	6.00	
O2	$18g$	$0.151(5)$	$2/3$	$1/6$	$0.059(5)$	$0.132(2)$	$2.38(4)^*$	
C11	$18h$	$0.744(4)$	$0.256(4)$	$0.1669(11)$	$0.084(10)$	$0.0394(3)$	$0.709(8)^*$	

Примечание. \* заселённости межслоевых позиций показывают, что хлор преимущественно расположен в позиции C11, однако заселённость позиции C11 ниже определенного электронно-зондовым методом содержания хлора, а заселённость межслоевой позиции кислорода выше. Это скорее всего связано с тем, что часть хлора (около 16%) расположена в позиции O2. Учёт этого фактора, пересчёт оставшегося числа электронов на молекулы воды и разделение железа на двух- и трёхвалентное согласно балансу заряда, даёт следующую расчётную формулу при  $Z = 3/8 [\text{Mg}_{5.765}\text{Fe}_{2+}^{3+} 0.135(\text{OH})_{16}]_{[\text{Cl}_{2.245}(\text{OH})_{16}]} \cdot 4.48(\text{II})(\text{H}_2\text{O})$  (общее содержание железа –  $\text{Fe}_{2.27(5)}$ ).

структурно-топологическая идентичность обычному айовайту; различия наблюдаются лишь в размерах ячейки.

Цветовая зональность кристаллов, в т.ч. такая, как в образце 6187 (рис. 2) – не редкость для айовайта (похожая картина отмечена для образцов из Палаборы [10]), однако ранее её природа не была предметом изучения. Нами в настоящей работе впервые показано, что такая зональность может быть свидетельством существенных химических различий, вплоть до того, что центральная и краевые части кристалла представлены имеющими тесную структурную связь, но разными по анионному составу минералами. Для зональных кристаллов в образце 6187 не зафиксировано значимых различий в распределении между зонами Fe, Mg, Al, т.е. элементов, входящих в состав металл-гидроксильных слоёв. В то же время, центральная и краевая части кристаллов сильно отличаются межслоевым наполнением: составом анионной части, содержанием крупных катионов (Ca) и, судя по косвенным признакам, количеством молекул воды. Это обстоятельство наряду с характером границ между зонами (рис. 2 и 3) позволяет заключить, что состав краевых частей претерпел изменение вследствие природного анионного обмена. Особенно показательно в этом отношении развитие сульфатных фаз вокруг трещины (рис. 2, два левых кристалла), что не может быть объяснено ростовой зональностью, но очень типично для продуктов ионообмена в нарушенных трещинами крупных кристаллах [3]. Анионообмен в нашем айовайте характеризуется заменой  $\text{Cl}^-$  на  $\text{SO}_4^{2-}$ ; спорадически вместе с сульфатным анионом входит катионный комплекс  $[\text{Ca}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ . Проделённые ранее анионообменные эксперименты на минерале надгруппы гидроталькита таковите  $\text{Ni}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$  показали [19], что замещение аниона возможно уже при комнатной температуре в 0.1 М растворах  $\text{HCl}$ ,  $\text{HNO}_3$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Известно также, что  $\text{Cl}$ -доминантные формы более подвержены анионному обмену, чем  $\text{CO}_3$ -доминантные [19]. Апроксимируя это на природные процессы, можно заключить, что в нашем случае анионный обмен мог проходить как в гидротермальных условиях, так и на гипергенной стадии в результате реакции с рассолами. Обращает на себя внимание, что ион-замещенная часть кристаллов обогащена в первую очередь сульфатной группой и кальцием, что соответствует составу гипса, который кристаллизовался позже зелёного айовайта и “запечатывал” его кристаллы (рис. 1). Вероятно, что анионный обмен на айовайте мог происходить

с теми же растворами, из которых кристаллизовался гипс.

Таким образом, достоверно зафиксирован первый пример природного анионного обмена в минералах надгруппы гидроталькита. Упрощённые зарядово-сбалансированные схемы главных ионообменных реакций (без учёта возможного участия групп  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{H}_2\text{O}^0$ ) на айовайте из кимберлитовой трубки Удачная можно, базируясь на наших электронно-зондовых данных, представить так: (1)  $2\text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ ; (2)  $2\text{Cl}^- \rightarrow 2\text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$ . Способность членов надгруппы гидроталькита к анионному обмену в природе представляется интересной с точки зрения использования этих минералов как геолого-генетических индикаторов. Они могут быть полезны для решения вопросов эволюции химизма поздних процессов, в т.ч. происходивших на рудных месторождениях.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят двух анонимных рецензентов за ценные замечания и редакцию журнала.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 22-77-10036 с использованием оборудования Научного Парка СПбГУ, Ресурсные Центры “Рентгенодифракционные методы исследования” и “Геомодель”, финансирование которых осуществляется в рамках государственных заданий АААА-А19-119091190094 и 95439487, соответственно. Отбор образцов был осуществлен за счёт базового проекта ИГМ СО РАН 122041400241-5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mills S. J., Christy A. G., Génin J.-M. R., Kameda T., Colombo F. Nomenclature of the hydroxylite supergroup: natural layered double hydroxides // Mineralogical Magazine. 2012. V. 76. P. 1289–1336.
2. Zhitova E. S., Chukanov N. V., Pekov I. V., Zolotarev A. A., Shilovskikh V. V., Bocharov V. N. Crystal chemistry of iowaite,  $\text{Mg}_6\text{Fe}^{III}_2(\text{OH})_{16}\text{Cl}_2 \times 4\text{H}_2\text{O}$ , a natural layered double hydroxide // Applied Clay Science. 2023. V. 243. AN. 107070.
3. Pekov I. V., Chukanov N. V. Microporous framework silicate minerals with rare and transition elements: Minerogenetic aspects // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 57. P. 145–171.
4. Goh K. H., Lim T. T., Dong Z. Application of layered double hydroxides for removal of oxyanions: a review // Water research. 2008. V. 42(6–7). P. 1343–1368.

5. Житова Е. С., Пеков И. В., Чуканов Н. В., Япакурт В. О., Бочаров В. Н. Минералы системы стихтит—пироаурит—айовайт—вудаллит из серпентинитов Теректинского хребта (Горный Алтай, Россия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61(1). С. 47–59.
6. Grguric B. A., Madsen I. C., Pring A. Woodallite, a new chromium analogue of iowaite from the Mount Keith nickel deposit, Western Australia // Mineralogical Magazine. 2001. V. 65. P. 427–435.
7. Melchiorre E. B., Bottrill R., Huss G. R., Lopez A. The early Earth geochemical and isotope record of serpentizing environments from Archean stichtite ( $Mg_6Cr_2(OH)_{16}[CO_3] \cdot 4H_2O$ ) // Precambrian Research. 2018. V. 310. P. 198–212.
8. Kohls D. W., Rodda J. L. Iowaite, a new hydrous magnesium hydroxide-ferric oxychloride from the Precambrian of Iowa // American Mineralogist. 1967. V. 52. P. 1261–1271.
9. Мазуров М. П., Корнева Т. А., Житова Л. М., Истомин В. Е., Пальчик Н. А., Столповская В. Н., Титов А. Т. Айовайт Коршуновского месторождения (Сибирская платформа) // Записки РМО. 2000. Ч. 129(3). С. 80–85.
10. Braithwaite R. S. W., Dunn P. J., Pritchard R. G., Paar W. H. Iowaite, a re-investigation // Mineralogical Magazine. 1994. V. 58. P. 79–85.
11. Mikhailenko D. S., Korsakov A. V., Rashchenko S. V., Seryotkin Y. V., Belakovskiy D. I., Golovin A. V. Kulliginite, a new hydroxychloride mineral from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia: Implications for low-temperature hydrothermal alteration of the kimberlites // American Mineralogist. 2018. V. 103. P. 1435–1444.
12. Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов А. В., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. М.: Недра, 1991.
13. Козлов И. Т., Левицкий П. П. Амакинит — новый минерал из группы брусиата-пирохроита // Записки ВМО. 1962. Ч. 91(1). С. 72–77.
14. Rezvukhin D. I., Alifirova T. A., Golovin A. V., Korsakov A. V. A plethora of epigenetic minerals reveals a multistage metasomatic overprint of a mantle orthopyroxenite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. V. 10(3). AN. 264.
15. Ровша В. С., Футергендлер С. И. Пироаурит из кимберлитов Якутии // Записки ВМО. 1963. Ч. 92(3). С. 354–359.
16. Бритвин С. Н., Доливо-Добровольский Д. В., Кржисжановская М. Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Записки РМО. 2017. Ч. 146(3). С. 104–107.
17. Sheldrick G. M. Crystal structure refinement with SHELXL // Acta Cryst. 2015. V. C71. P. 3–8.
18. Zhitova E. S., Krivovichev S. V., Pekov I. V., Yapas-kurt V. O. Crystal chemistry of chlormagaluminite,  $Mg_4Al_2(OH)_{12}Cl_2(H_2O)_2$ , a natural layered double hydroxide // Minerals. 2019. V. 9(4). AN. 221.
19. Bish D. L. Anion-exchange in takovite: applications to other hydroxide minerals // Bulletin de Minéralogie. 1980. V. 103(2). P. 170–175.
20. Zhitova E. S., Chukanov N. V., Jonsson E., Pekov I. V., Belakovskiy D. I., Vigasina M. F., Zubkova N. V., Van K. V., Britvin S. N. Erssonite,  $CaMg_7Fe^{3+}_2(OH)_{18}(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ , a new hydro-talcite-supergroup mineral from Långban, Sweden // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85(5). P. 817–826.

## IOWAITE FROM THE UDACHNAYA KIMBERLITE PIPE (YAKUTIA): CRYSTAL CHEMISTRY AND POST-CRYSTALLIZATION TRANSFORMATIONS

E. S. Zhitova<sup>a, #</sup>, D. S. Mikhailenko<sup>b</sup>, Corresponding Member of the RAS I. V. Pekov<sup>c</sup>,  
A. V. Korsakov<sup>d</sup>, A. A. Zolotarev<sup>d</sup> (Jr.)

<sup>a</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

<sup>b</sup>Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation

<sup>c</sup>Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation

<sup>d</sup>Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>e</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: zhitova\_es@mail.ru

An unusual variety of iowaite, characterized by an anomalously low content of divalent cations:  $(\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{3+})/\text{Fe}^{3+} \sim 2.75:1$ , was identified as part of the late hydrothermal mineral association in the Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia). Its crystal structure was studied on a single crystal: polytype 3R, sp. gr.  $R\bar{3}m$ ,  $a = 3.1213(3)$ ,  $c = 23.621(4)$  Å,  $V = 199.30(5)$  Å<sup>3</sup>;  $R_1 = 0.027$ . In some crystals, zoning has been revealed, indicating natural anion exchange with the main reactions  $2\text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$  and  $2\text{Cl}^- \rightarrow 2\text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$ . This is the first reliably recorded case of natural anion exchange in minerals of the hydrotalcite supergroup. The anion exchange reaction occurs with an increase in the interlayer distance from 8.0 to 11.2 Å. The composition and character of zoning of the studied crystals provides information about the evolution of the chemistry of late low-temperature processes.

*Keywords:* iowaite, layered double hydroxide, hydrotalcite group, crystal structure, Udachnaya kimberlite pipe

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОСТОЧНОЙ ПАССИВНОЙ ЧАСТИ СДВОЕННОГО ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2024 г. С. Ю. Соколов<sup>1,\*</sup>, А. П. Денисова<sup>1,2</sup>, И. С. Патина<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 19.02.2024 г.

Поступило 19.02.2024 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Изучение особенностей неотектонических деформаций осадочного чехла и сейсмичности сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс показало, что его южный трог развивается в режиме транстенсии, а северный – в режиме транспрессии. Признаки активности в строении верхней части разреза осадков отмечены в восточных пассивных частях разлома на удалении не менее 150 км от рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. В осадочном разрезе южного трога проявлены дислокации сбросовой кинематики, отмечены признаки увеличенной скорости осадконакопления и присутствуют оползневые обломочные отложения вблизи склонов трога. В осевой части северного трога установлен медианный хребет со складчатыми структурами, перекрытыми осадками с угловым несогласием. Разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. В северном троге на современном этапе формируется цепочка выступов медианного хребта при выжимании глубинного вещества и сопутствующими деформациями осадочного чехла.

**Ключевые слова:** трансформный разлом Чарли Гиббс, деформации осадочного чехла, сейсмичность, геодинамический режим, сейсмоакустический разрез

**DOI:** 10.31857/S2686739724070131

### ВВЕДЕНИЕ

Сдвоенный трансформный разлом Чарли Гиббс (ЧГ) (рис. 1) расположен в Северной Атлантике и смещает осевую часть Срединно-Атлантического хребта (САХ) на ~340 км на ~52°25' с. ш. Эта структура включает небольшой (до 40 км) спрединговый сегмент между северным и южным трогами ЧГ на ~31°50' з. д. (см. рис. 1). Трансформных разломов, сегментирующих осевую часть САХ на его протяжении в ~16 тыс. км со смещением по активной части разлома 300 км и более, не так много. Они в основном сосредоточены в Экваториальном и Центральном сегментах Атлантики и получили название “разломы-терминаторы” [4]. Позже эти протяжённые структуры, как правило, состоящие из нескольких трансформных трогов [5], стали обозначать термином “мегатрансформы” [6]. Для Северной Атлантики ЧГ является

единственной подобной структурой. Особое значение такие разломы имеют потому, что разделяют сегменты САХ с разными возрастами начала спрединговых процессов [7] и длительностью термальной эволюции мантии от раскола континента до настоящего времени. По данным индексированных магнитных аномалий [8] сегмент САХ к югу от ЧГ начал раскрываться от 130 до 108 млн лет назад, а сегмент к северу от ЧГ – 59 млн лет. Это означает, что длительное время пассивные части ЧГ представляли собой границу океан–континент трансформного типа. Данный вид границ в Атлантическом океане, возникающий из-за разностей начала спрединговых процессов, встречается часто. Это отражено в известных атласах палеореконструкций [9].

Причиной, вызвавшей раскрытие Атлантики к северу от ЧГ, стало воздействие Исландского плюма [10], но оно не является основной движущей силой раскола и дальнейшего дрейфа литосферных плит [11]. Плюм в осевой зоне САХ к северу от ЧГ с большим смещением к западу от южного сегмента САХ упирается в структурный барьер, препятствующий вдольосевому

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

\*E-mail: sysokolov@yandex.ru

перетеканию на юг прогретого и частично расплавленного вещества мантии. Это подтверждается данными сейсмической томографии [12] и построенному по ним глубинному разрезу вдоль САХ [13]. Указанные различия свойств мантии к северу и югу от ЧГ выражаются в различном характере базальтового магматизма и, как следствие, в различной морфологии структур грядового рельефа дна в районе ЧГ и примыкающих сегментов САХ [14], а также наложенных на него небольших вулканических построек центрального типа. В строении межразломного пространства внутри ЧГ по данным [14] участвуют габбро, дуниты и перидотиты. Таково в общих чертах происхождение и морфология фундамента, на котором формируется осадочный чехол из материала, привносимого в троги с востока на запад контурными течениями из Арктики [15].

Гетерогенное строение коры и верхней мантии в геодинамически активных районах приводит к дифференцированной подвижности блоков литосферы, надёжно устанавливаемой по тектоническим деформациям слабо консолидированного осадочного чехла [7, 17]. Зоны их развития закартированы в 50-м и 53-м рейсах ГИН РАН на НИС “Академик Николай Страхов” [14, 16]. Их особенностью является наличие деформаций вне активной части ЧГ. Деформации установлены в восточных пассивных частях трансформного разлома на удалениях до 150 км от сочленения активной части с осью САХ. Факты тектонической активности в структурах, определённых в теории как пассивные, необходимо исследовать для актуализации модели тектогенеза в океане. Целью данной работы является иллюстрация различных геодинамических режимов в трогах пассивной части ЧГ и интерпретация их генезиса.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

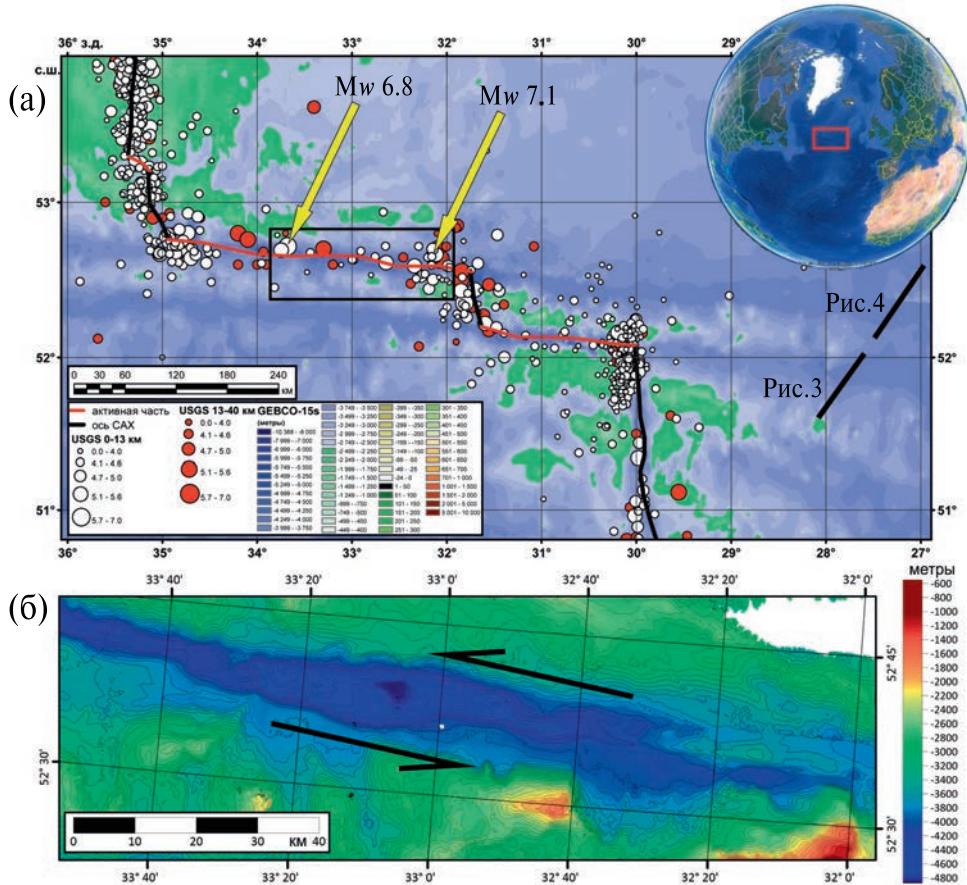
Сейсмичность является одним из главных признаков геодинамической активности структуры САХ и чётко оконтуривает активные в настоящий момент сегменты. Она сгруппирована вдоль трансформного разлома и примыкающих к нему сегментов САХ (см. рис. 1). Наиболее сильные глубокофокусные события представлены вдоль активных частей разломной системы, а частые мелкофокусные события проявлены вдоль рифтовых сегментов. Вдоль разлома проявлены события со сдвиговым механизмом, а рифтовые сегменты активны в основном за счёт сбросовых событий в океанской структуре

растяжения [14]. Особенностью распределения сейсмичности по данным [1] являются плотные обособленные кластеры, практически полное отсутствие мелкофокусных событий в ряде сегментов и доминирование глубокофокусных событий, которые особенно проявлены в трансформной зоне (см. рис. 1).

Мелкофокусная сейсмичность сгруппирована в компактные кластеры со средним интервалом 70–80 км вдоль САХ. Это, по-видимому, соответствует среднему интервалу сфокусированного апвеллинга прогретого вещества в иерархически организованных спрединговых ячейках (см. рис. 1). Глубокофокусная сейсмичность сосредоточена в основном вдоль нетрансформных смещений на флангах САХ и в центре активной части ЧГ, где по данным [2] отмечены события с магнитудой до 7.1 Mw (см. рис. 1). Природа этих событий связана не с магмогенерацией, а исключительно со сдвиговыми тектоническими смещениями плит, прилегающих к САХ. Они вносят главный вклад в энерговыделение вдоль геодинамически активных зон океана с пассивным типом окраин. Выделившаяся энергия в рифтовых сегментах имеет фоновое значение. Основное тектоническое энерговыделение сосредоточено не в зонах магматической аккреции коры, где действуют конвенциональные движущие силы дрейфа плит (ridge push), а в области трения плит на трансформной межплитной границе ЧГ.

Отметим, что на южный трог ЧГ (см. рис. 1) наложен плотный мелкофокусный кластер, который указывает на распространение процессов магмогенерации через трог в межразломный хребет. Кроме того, ось данного кластера не совпадает с осью САХ. Она смешена на ~10 км в западном направлении и развернута по часовой стрелке на ~10° таким образом, что направление растяжения не совпадает с ориентацией пассивной части южного трога ЧГ, ортогонального САХ. Северный трог ЧГ представлен более редкими в пространстве событиями с большей магнитудой и сдвиговыми механизмами, что указывает на более вязкую литосферу. Сейсмичность, таким образом, показывает возможность различий в геодинамических режимах в трогах сдвоенной трансформной системы.

Двукратная асимметрия полускоростей спрединга (рис. 2 а) позволяет предположить, что может иметь место дрейф блока Северо-Американской плиты на запад вместе со структурой САХ, сопровождающийся перескоком осей его сегментов на запад. Признаки этого процесса



**Рис. 1.** Район сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс. (а) – сейсмичность по данным [1, 2], рельеф дна по данным [3], положения разрезов рис. 3 и рис. 4, на врезке общее положение района исследований в Северной Атлантике, прямоугольником показано положение планшета рис. 1 б с детальным рельефом; (б) – левосдвиговая впадина пулл-апарт по данным многолучевой батиметрии 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2020) на оси северного трансформного трога.

читаются по распределению сейсмичности (см. рис. 1 а) и по рельефу дна [14]. Несмотря на право-сдвиговую кинематику смещения плит, при-мыкающих к северному трогу ЧГ, указанная асимметрия может создать вдоль него локальные условия для левого сдвига и образования впади-ны пулл-апарт (см. рис. 1 б). Значения полуско-ростей спрединга (мм/год) вдоль изохроны 4 млн лет, показанные парой для западного и восточ-ного флангов САХ, построенные по данным [8], отображены на рис. 2 б. Из этих данных следует, что в Северной Атлантике в целом наблюдается асимметрия полускоростей с превышением зна-чений на восточном фланге САХ [13]. Есть не-сколько сегментов, где асимметрия практически исчезает (см. рис. 2 б), которые увязаны в рабо-те [13] с наличием ответвлений суперплюмов под осью САХ. Но наибольший интерес представля-ют области, где имеет место инверсия асимме-трии полускоростей (см. рис. 2 б), и значения на

западном фланге превышают значения на вос-точном. Одним из таких сегментов является об-ласть непосредственно к северу от ЧГ, и, по всей видимости, это создаёт условия формирования локальной левосдвиговой кинематики вдоль се-верного трога ЧГ.

## ДЕФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Сейсмоакустический разрез восточной пас-сивной части южного трога ЧГ показан на рис. 3. В средней части трога его эффективная глубин-ность достигает 85 метров. В разрезе проявлены дислокации, характерные как для сдвигового па-рагенеза, отличающиеся симметричным сбросо-вым рисунком смещений, оперяющих основной трансформный сдвиг в оси депрессии, так и для сбросов около бортов трога. По данным [17] при наличии разности в скоростях спрединга в бло-ках литосферы на противоположных крыльях

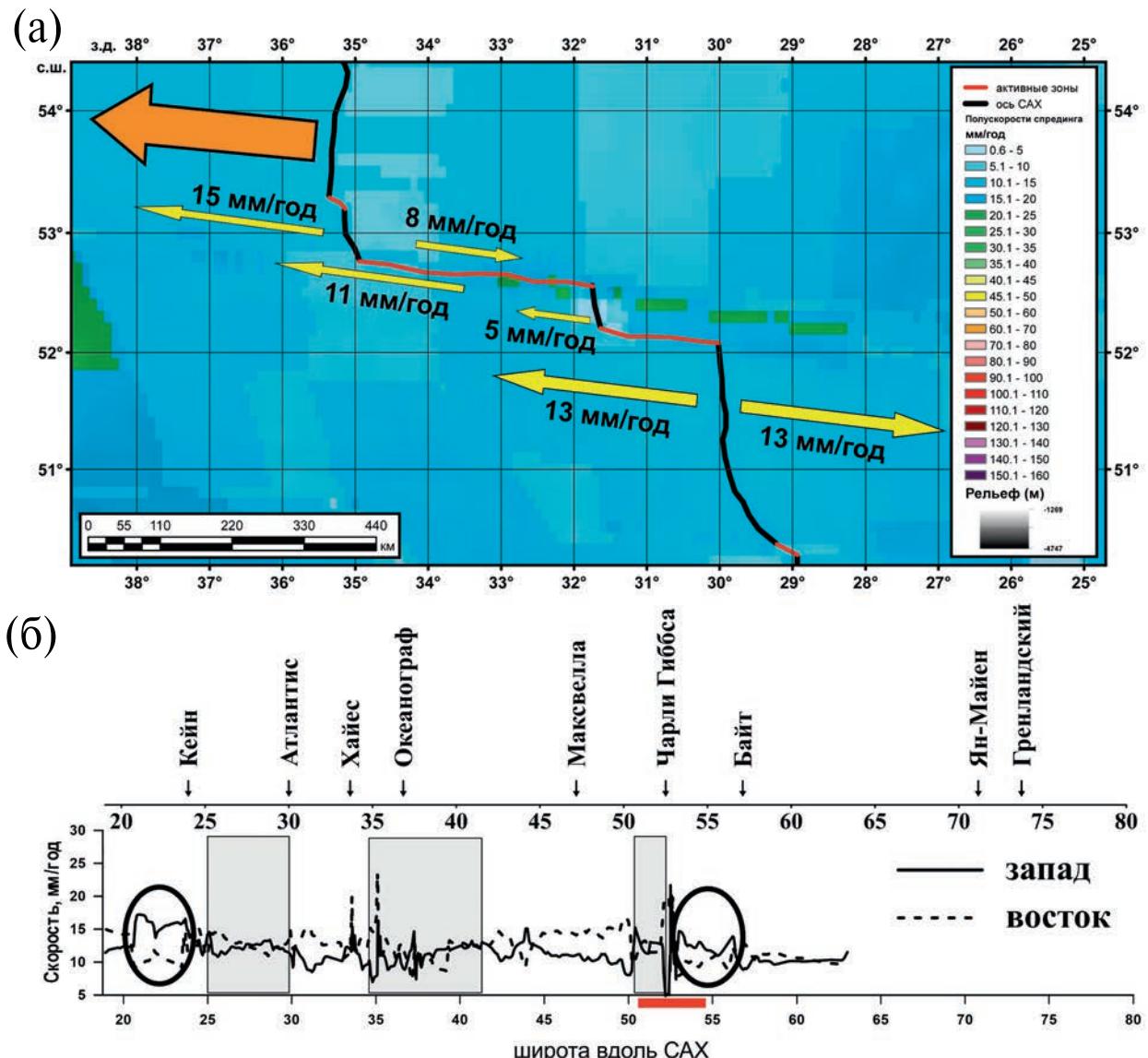


Рис. 2. Асимметрия полускоростей спрединга в районе разлома Чарли Гиббс. (а) – полускорости спрединга по данным [8], жёлтыми стрелками показаны характерные значения, оранжевой стрелкой показано возможное смещение Северо-Американской плиты вместе с осью САХ; (б) – области инверсии асимметрии полускоростей спрединга по данным [8] вдоль изохронны 4 млн лет вдоль флангов САХ в Северной Атлантике (овалы) и области практически симметричных значений (серые прямоугольники), красной линией выделено положение фрагмента рис. 2 а на оси САХ, приведено положение пересечений основных трансформных разломов с осью САХ и их названия.

трансформного разлома, в его пассивной части могут существовать сдвиговые смещения, компенсирующие эту разницу. Отметим наличие на южном борту слоёв с акустической мутностью, характерной для обломочных отложений, возникающих при хаотичном накоплении слабо консолидированных осадков разного гранулометрического состава. Они накапливаются на бортах трога в результате переноса терригенного материала контурными течениями [15] и имеют неустойчивый профиль. В условиях тектонической

активности структуры и её близости к очагам сейсмичности, появление таких аномалий в акустически стратифицированной толще является типичным. Разрез осадков депрессии (см. рис. 3) также отличается увеличением мощности двух приповерхностных слоёв с выраженной акустической прозрачностью. Такая запись фиксируется в условиях современного прогибания в структуре трога при повышенных скоростях накопления слабо консолидированной осадочной толщи с однородным гранулометрическим составом.

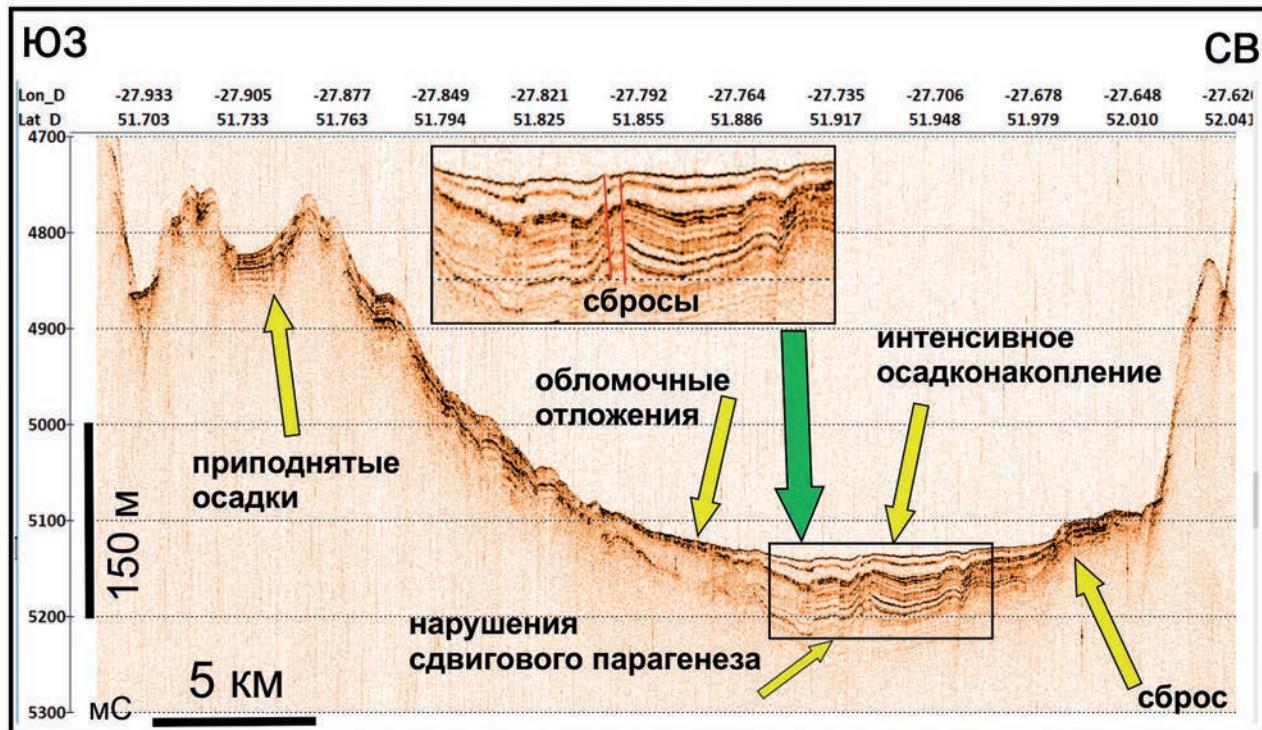


Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустического разреза ANS53-50 на пересечении южного трога разлома Чарли Гиббс, полученный профилографом EdgeTech 3300 с сигналом типа CHIRP в диапазоне частот от 2 до 5 кГц. Положение фрагмента приведено на рис. 1. Пояснения элементов, указанных стрелками, даны в тексте.

Запись имеет акустически прозрачное отображение в волновом поле разреза.

Наблюдаемая конфигурация рефлекторов указывает на существование современной транстенсии в пассивной части южного трансформного трога ЧГ на удалениях  $\sim 150$  км от активного рифтового сегмента (см. рис. 3). Полученные данные пока не позволяют оценить, на каком удалении от активных структурных элементов САХ происходит полное затухание сдвиговых смещений в пассивных частях трансформного разлома. Над осью сдвига наблюдается максимальное прогибание трога. Северный борт трога осложнён сбросовыми нарушениями, которые достаточно распространены в пассивных частях разломов [17]. Южный борт содержит возвышенности с сохранившимися ненарушенными стратифицированными осадочными телами на вершинах. При этом в основании склона наблюдаются осадочные тела с акустической мутностью, которая обычно свойственна обломочным отложениям, возникающим, в частности, вследствие схода оползней.

Вышесказанное даёт дополнительный аргумент в пользу локального подъёма на южном борту трога, которое может возникать из-за

изостатической компенсации при растяжении. При условии, когда сегмент САХ и южный трог ЧГ практически ортогональны (см. рис. 1), но ось кластера мелкофокусной сейсмичности, показывающая современную ориентацию растяжения, развернута по часовой стрелке на  $\sim 10^\circ$  относительно САХ, в троге, помимо сдвиговых смещений может иметь место растяжение в субмеридиональном направлении.

Разрез через северный трансформный трог ЧГ показан на рис. 4. В его осевой части выделяется медианный хребет, в обрамлении которого в осадках видны складки, указывающие на современное протыкание хребтом осадочной толщи. Складка с северного борта медианного хребта имеет в замке угловое несогласие с рефлектором, залегающим на глубине около 6 мс поверх разрушенного эрозией замка складки. Осадочный слой, для которого этот рефлектор является подошвой, также деформирован над складкой, что указывает на продолжающееся вертикальное движение хребта и примыкающей к нему осадочной толщи. В связи с этим разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. Эту точку зрения подкрепляет наличие осадков с акустической мутностью к югу от

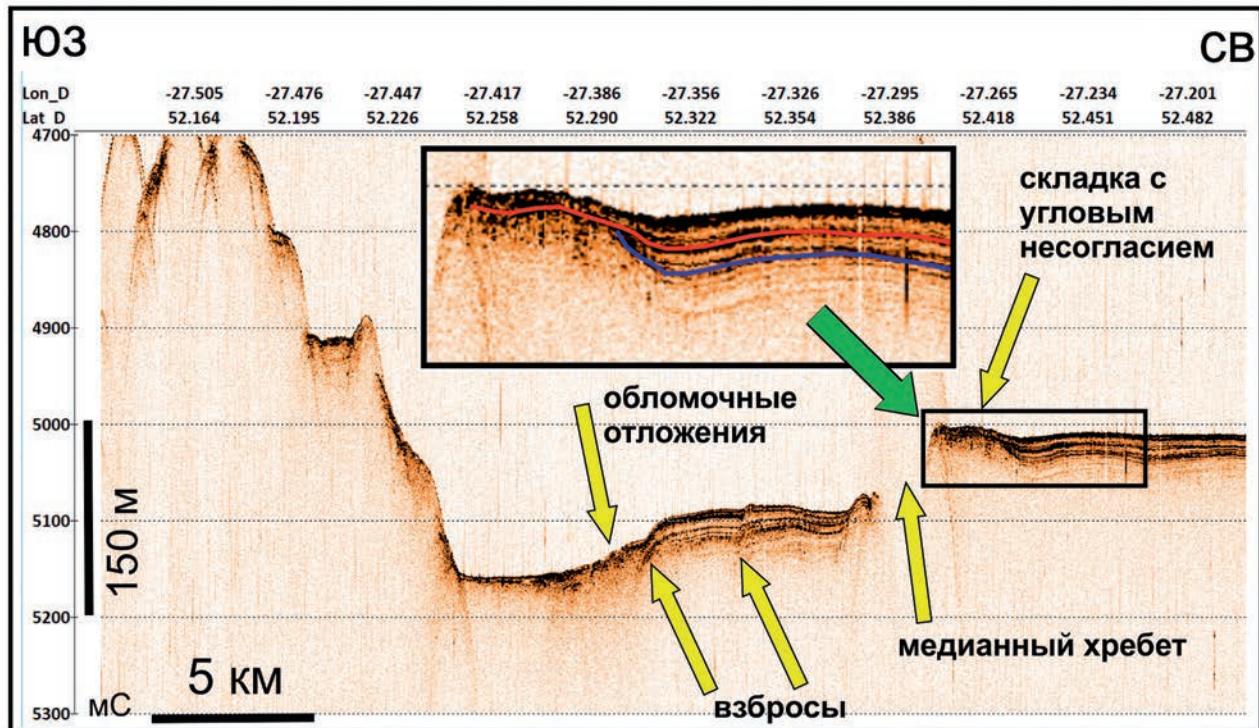


Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического разреза ANS53-50 на пересечении северного трога разлома Чарли Гиббс, полученный профилографом EdgeTech 3300 с сигналом типа CHIRP в диапазоне частот от 2 до 5 кГц. Положение фрагмента приведено на рис. 1. Пояснения элементов, указанных стрелками, даны в тексте.

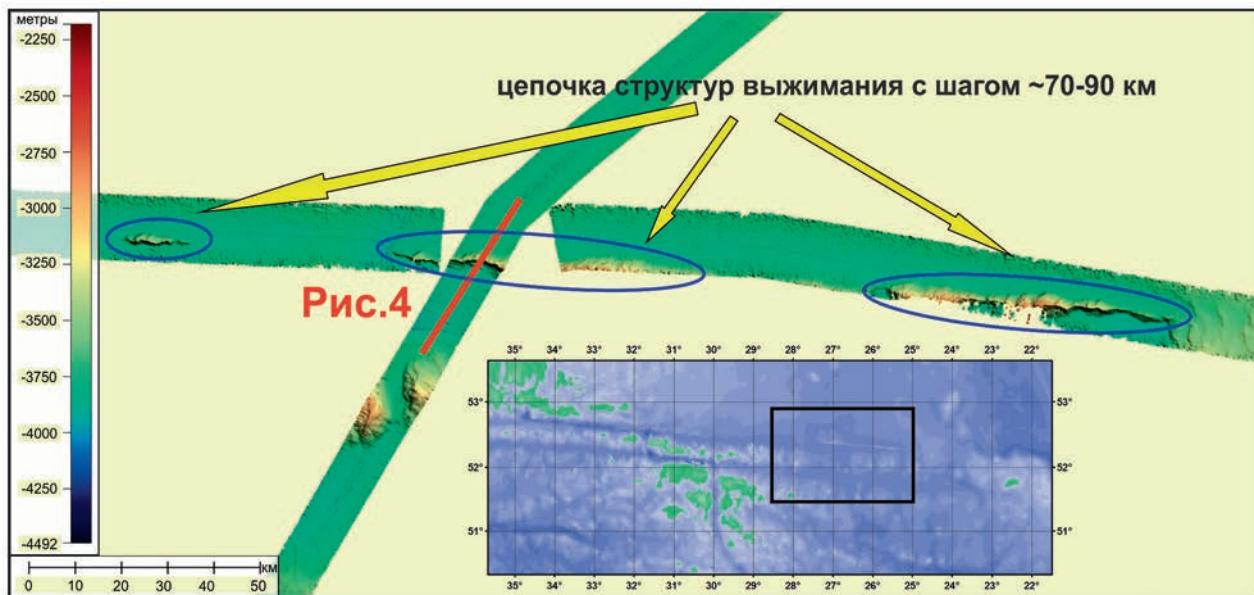


Рис. 5. Полосы озвучивания рельефа дна по данным многолучевого эхолота 50-го и 53-го рейсов НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2020, 2022) в северном троге разлома Чарли Гиббс. На врезке показано положение основного планшета в районе восточных пассивных частей трансформного разлома. Показано положение разреза рис. 4. Пояснения структур выжимания даны в тексте.

приподнятого сегмента со стратифицированными осадками. Таким образом, можно заключить, что северный трог ЧГ находится на современном этапе в условиях транспрессии, которая сопровождается формированием медианного хребта при выжимании глубинного вещества и формированием специфических деформаций осадочного чехла.

Наблюдаемая на разрезе вкрест простирания северного трога структура выжимания является звеном цепочки подобных структур, расположенных в восточной пассивной части ЧГ с шагом 70–90 км (рис. 5). Полагаем, что их выдавливание в условиях сжатия и некомпенсированной разницы скоростей спрединга в пассивной части разлома может формировать аналогичные медианные структуры на удалениях в первые сотни километров от активной части. Необходимы исследования аналогов из других трансформных разломов.

Акустическая стратификация верхней части разреза осадочных комплексов в восточных пассивных частях ЧГ хорошо выдержана в пределах трога, но наблюдаются локальные увеличения мощностей [14], которые имеют места в замках антиформ. Вблизи выступов фундамента запись приобретает акустически мутный характер. Это указывает на более интенсивный процесс отложения материала при образовании канальных дрифтов (channel drifts) и привнос материала с расположенных рядом склонов, формирующий хаотичную структуру осадочного тела за счёт миграции придонного течения Северо-восточной глубинной воды (СВГВ) [15] и склоновых оползневых процессов. Факторы, формирующие аномалии волнового поля в акустически стратифицированной толще, носят комплексный характер, зависящий как от гидрологического режима, так и от современных тектонических процессов.

## ВЫВОДЫ

1. Результаты изучения современных неотектонические деформаций осадочного чехла и сейсмичности показывают, что южный трог ЧГ развивается в режиме транстенсии, а северный в режиме транспрессии. Признаки активности в строении верхней части разреза осадков отмечены в восточных пассивных частях сдвоенного трансформного разлома ЧГ на удалении не менее 150 км от активной зоны САХ.

2. В осадочном разрезе южного трога ЧГ проявлены дислокации транстенсионного парагенеза, выявлены признаки увеличенной скорости

осадконакопления и накопления оползневых обломочных отложений вблизи склонов трога. На северном борту проявлены сбросы, на южном – ненарушенные стратифицированные осадочные тела на выступах фундамента.

3. В осевой части северного трога ЧГ установлен медианный хребет со складчатыми структурами, перекрытыми осадками с угловым несогласием. Разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. Северный трог ЧГ находится на современном этапе в условиях транспрессии, которая сопровождается формированием медианного хребта при выжимании глубинного вещества и деформациями осадочного чехла.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу судна НИС “Академик Николай Страхов” и научному составу 50-го и 53-го рейсов (ГИН РАН, 2020, 2022) за самоотверженный труд в тяжёлых условиях, сделавший возможным получение полевых материалов, использованных в настоящей работе.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с темой госзадания FMMG-2023-0005 “Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. USGS Search Earthquake Catalog. 2022. (Выборка 2022.11.17) <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>
2. Aderhold K., Abercrombie R. E. The 2015 Mw 7.1 earthquake on the Charlie-Gibbs transform fault: Repeating earthquakes and multimodal slip on a slow oceanic transform // GRL. 2016. V. 43. P. 6119–6128. DOI: 10.1002/2016GL068802
3. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>)
4. Пущаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницин Ю. Н., Базилевская Е. С. Разломные зоны Центральной Атлантики // Труды ГИН. 1995. Вып. 495. 160 с.
5. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A. N. B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // GSA. Geology. 2002. V. 30. No 1. P. 11–14. doi: 10.1130/0091-7613(2002)
6. Сколотнев С. Г., Санфилиппо А., Пейве А. А., Мучини Ф., Соколов С. Ю., Сани К., Добролюбова К. О., Феррандо К., Чамов Н. П., Перцев А. Н., Грязнова А. С., Шолухов К. Н., Бич А. С. Новые данные по строению

- нию мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 29–32. DOI: 10.31857/S2686739720030184
7. Соколов С. Ю., Чамов Н. П., Хуторской М. Д., Сулантьев С. А. Индикаторы интенсивности геодинамических процессов вдоль Атлантико-Арктической рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 302–319. DOI: 10.5800/GT-2020-11-2-0476
  8. Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. doi: 10.1029/2007GC001743.
  9. Scotese C. Atlas of Earth History. Vol. 1. Paleogeography. Arlington: PALEOMAP Project, 2001. 58 p. ISBN: 0-9700020-0-9
  10. Dang Z., Zhang N., Li Z. X., Huang C., Spencer C. J., Liu Y. Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent break-up // Nature Communications. Earth & Environment. 2020. 1:51. DOI: 10.1038/s43247-020-00052-z.
  11. Storey B. The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland // Nature. 1995. V. 377. P. 301–308. 10.1038/377301a0.
  12. Schaeffer A. J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophys. J. Int. 2013. V. 194. № 4. P. 417–449.
  13. Соколов С. Ю., Добролюбова К. О., Турко Н. Н. Связь поверхностных геологического-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмомагнитографии // Геотектоника. 2022. № 2. С. 3–20. DOI: 10.31857/S0016853X22020060
  14. Skolotnev S. G., Sanfilippo A., Peyve A. A., Nestola Y., Sokolov S. Yu., Petracchini L., Dobrolyubova K. O., Basch V., Pertsev A. N., Ferrando C., Ivanenko A. N., Sani C., Razumovskiy A. A., Muccini F., Bich A. S., Palmiotti C., Brusilovsky Yu. V., Bonatti E., Sholukhov K. N., Cuffaro M., Veklich I. A., Dobrolyubov V. N., Ligi M. Seafloor Spreading and Tectonics at the Charlie Gibbs Transform System (52–53°N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary Results from R/V A. N. Strakhov Expedition S50 // Ofioliti. 2021. V. 46 (1). P. 83–101. DOI: 10.4454/ofioliti.v46i1.539
  15. Баширова Л. Д., Дорохова Е. В., Сивков В. В., Андерсен Н., Кулешова Л. А., Матуль А. Г. Палеотечения в районе разлома Чарли-Гиббс в позднечетвертичное время // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 491–502.
  16. Пейве А. А., Соколов С. Ю., Иваненко А. Н., Разумовский А. А., Патина И. С., Боголюбский В. А., Веклич И. А., Денисова А. П., Добролюбов В. Н., Докашенко С. А., Иванова Е. С., Лапина С. А., Нагумов И. А., Никитин Н. С., Уразмуратова З. Ф. Аккремия океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого” спрединга // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163. DOI: 10.31857/S2686739722602083
  17. Соколов С. Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. (Труды ГИН РАН: вып. 618) М.: Научный мир, 2018. 269 с.

# GEODYNAMIC REGIME OF THE CHARLIE GIBBS TWIN TRANSFORM FAULT EASTERN PASSIVE PART (NORTH ATLANTIC)

S. Yu. Sokolov<sup>a, #</sup>, A. P. Denisova<sup>a, b</sup>, I. S. Patina<sup>a</sup>

*Presented by Academician of the RAS K.E. Degtjarev February 19, 2024.*

<sup>a</sup>*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sysokolov@yandex.ru*

Modern features of the geodynamic regime, defined from neotectonic deformations of the sedimentary cover and seismicity, show that the southern trough of the Charlie Gibbs twin transform fault develops in the transtension mode, and the northern one in the transpression mode. Features of activity in the structure of the sedimentary section upper part were noted in the eastern passive parts of the fault at a distance of at least 150 km from the active rift zone of MAR. Dislocations of normal fault kinematics, signs of increased sedimentation rate and mass transport deposits of landslide processes near the slopes of the trough are manifested in the sedimentary section of the southern trough. Median ridge with folded structures overlain by sediments with angular unconformity is established in the axial part of the northern trough. Faults south of the ridge are interpreted as thrusts. At the present stage, the Northern trough is accompanied by the formation of a piercement structures chain of the median ridge during the compression of deep matter and concomitant deformations of the sedimentary cover.

**Keywords:** Charlie Gibbs transform fault, sedimentary cover deformations, seismicity, geodynamic regime, seismoacoustic section

## ВКЛЮЧЕНИЕ КОКЧЕТАВИТА В КРИСТАЛЛЕ АЛМАЗА ИЗ ВЕНЕСУЭЛЫ – СВИДЕТЕЛЬСТВО СУБДУКЦИИ МАТЕРИАЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

© 2024 г. А. В. Корсаков<sup>1</sup>, Д. С. Михайленко<sup>1,2,\*</sup>, А. О. Серебрянников<sup>1</sup>,  
А. М. Логвинова<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН Д. П. Гладкоуб<sup>3</sup>

Поступило 14.02.2024 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

В рамках нашего исследования детально изучены кристаллы алмаза из россыпного месторождения Гуаниамо (Венесуэла) с многочисленными минеральными включениями. Включения в изученных алмазах представлены типичным набором минералов-индикаторов эклогитового парагенезиса: омфацитом, гранатом, кианитом, коэситом и рутилом. Помимо одиночных минеральных включений были диагностированы полифазные включения. Минеральные ассоциации полифазных включений, соседствующих на расстоянии менее 100 микрометров в пределах одной ростовой зоны, могут значительно отличаться. Так, в одном из исследованных кристаллов алмаза полифазные включения представлены следующими ассоциациями: санидин–доломит–анатаз и магнетит–рутил–доломит–апатит–кокчетавит–графит. Следует отметить, что это первая находка кокчетавита в виде включения в кристаллах алмаза кимберлитового происхождения. Ранее эта гексагональная полиморфная модификация  $KAlSi_3O_8$  была диагностирована лишь в минералах пород континентальной коры, образовавшихся в условиях высокобарического или ультра-высокобарического метаморфизма. Таким образом, присутствие кокчетавита в виде включений в кристаллах алмаза, выносимых кимберлитами, позволяет сделать вывод о субдукции материала континентальной коры на мантийные глубины и о его важной роли в метасоматических изменениях пород верхней мантии.

**Ключевые слова:** алмаз, коэсит, кокчетавит, К-кимрит, КР-картирование, субдукция континентальной коры

**DOI:** 10.31857/S2686739724070141

### ВВЕДЕНИЕ

Алмаз и минеральные включения в нём являются источником ценной информации о вещественном составе мантии Земли и процессах, протекающих на различных глубинах.

Многолетние исследования позволили выявить и подтвердить существование двух основных типов материнского субстрата для кристаллизации включений, диагностируемых в кристаллах алмазах: Р-тип – перидотитовый

(оливин, ортопироксен, клинопироксен, хромит) и Е-тип – эклогитовый (коэсит, омфацит, грос-сулляр-альмандиновый гранат, кианит, рутил). Коэсит – высокобарическая полиморфная модификация  $SiO_2$  – является типичным минералом эклогитового парагенезиса [1, 2] и свидетельствует о субдукционной природе протолита [3].

В настоящее время данные о коэситсодержащих кристаллах алмаза немногочисленны (описано ~250 включений). Это связано с преобладанием кристаллов алмаза перидотитового парагенезиса [2]. Но даже среди включений эклогитового парагенезиса включения коэсита в кристаллах алмаза достаточно редки [2]. Наибольшее количество включений коэсита в алмазе диагностировано в кристаллах алмаза из Венесуэлы (22% от общего числа включений) и лампроитовой трубки Аргайл (19%) [2]. Высокие содержания кристаллов алмаза эклогитового парагенезиса в месторождениях Венесуэлы

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварзикова Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>3</sup>Институт Земной Коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: pazilovdenis@igm.nsc.ru

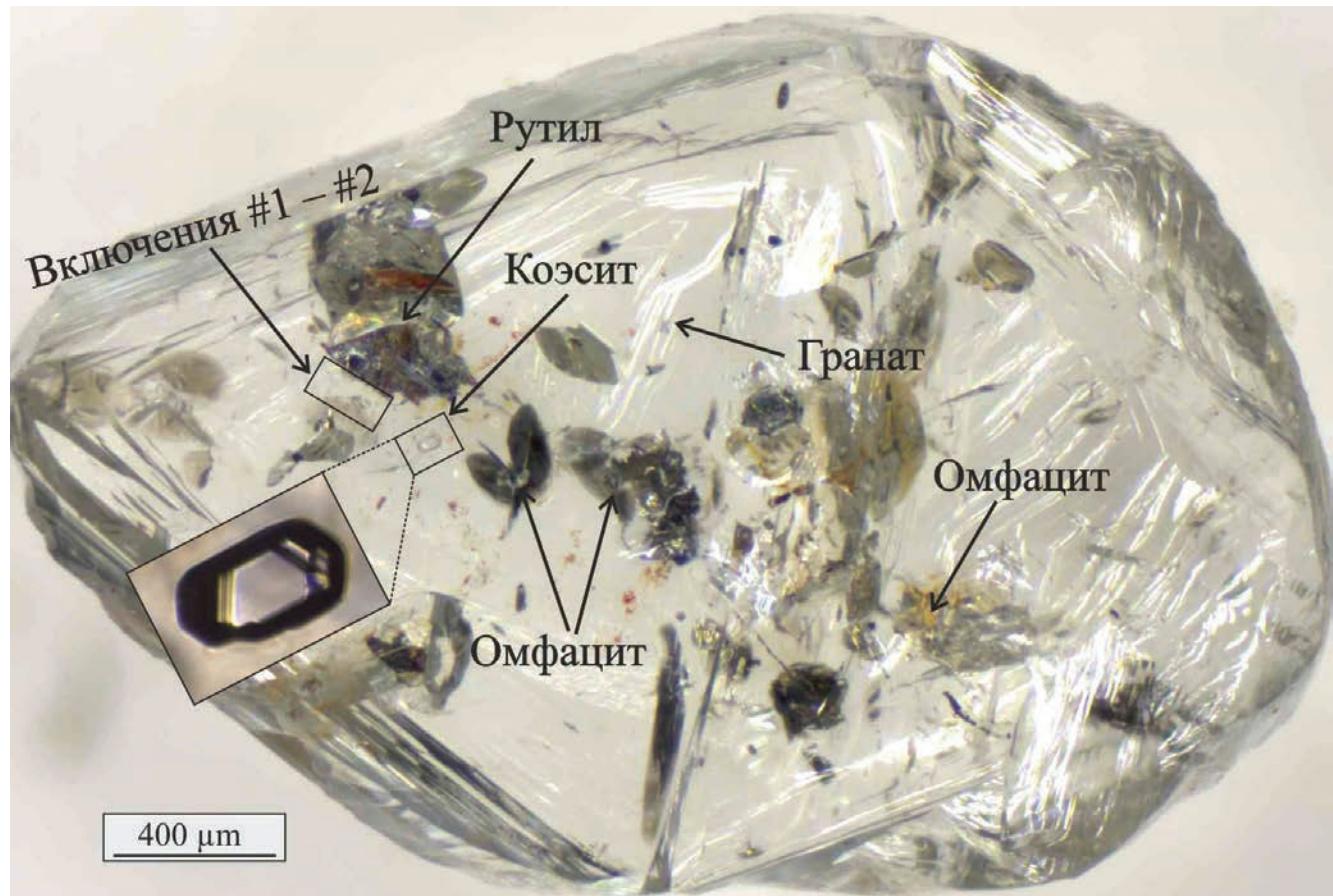
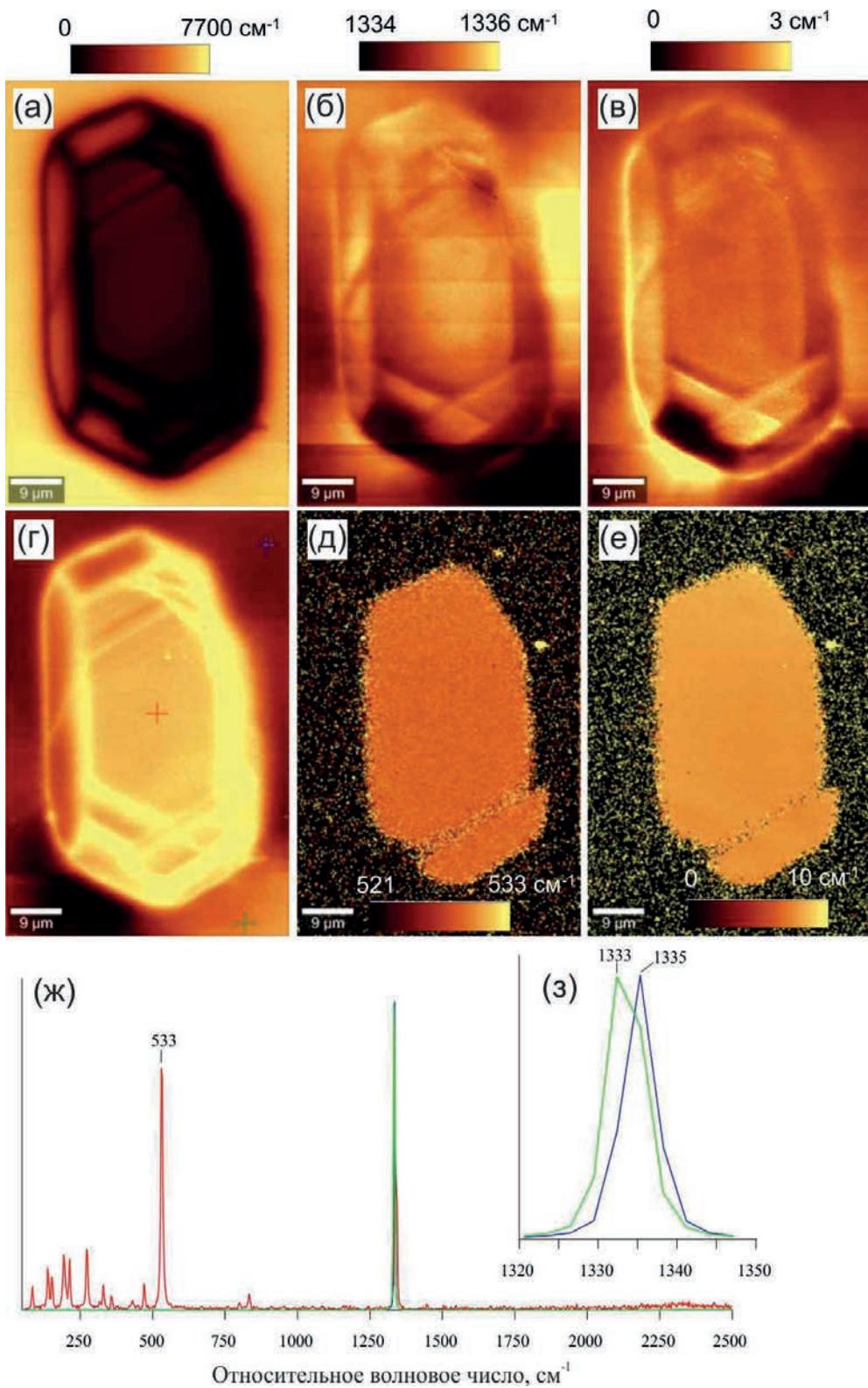


Рис. 1. Фотография изученного кристалла алмаза из Венесуэлы с минеральными включениями. Чёрными рамками выделены фрагменты кристалла алмаза с включением коэсита (рис. 2) и существующих полифазных включений калиевых минералов (рис. 3, 4).

позволили Н. В. Соболеву с соавторами [4] высказать предположение о необычном составе глубинной литосферной мантии в этом районе и значительном вкладе субдукционных базальтов в её образовании. Наряду с широко распространёнными включениями коэсита в кристаллах алмаза из Венесуэлы также отмечаются находки санидина [4]. Санидин редко встречается в первичных ассоциациях ксенолитов, выносимых кимберлитовыми расплавами ([3] и ссылки в этой работе). Напротив, в породах континентальной коры калиевый полевой шпат ( $KAlSi_3O_8$ ) является важным и широко распространённым минералом. Кокчетавит имеет такой же состав и является гексагональной полиморфной модификацией  $KAlSi_3O_8$ . Впервые этот минерал был найден в виде включений в порфиробластах граната и клинопироксена высокобарических карбонатно-силикатных алмазоносных пород Кокчетавского массива [5]. С. Л. Хвангом с соавторами [5] были предложены две модели образования этого минерала: (i) дегидратация  $K$ -кимрита ( $KAlSi_3O_8 \cdot H_2O$ ); (ii) метастабильная

раскристаллизация высокобарических расплавов, образовавшихся при частичном плавлении пород континентальной коры. Найдки кокчетавита совместно с жидкой водой во флюидных и полифазных включениях позволили А. О. Михно с соавторами [6] предположить, что образование кокчетавита происходило за счёт разложения  $K$ -кимрита с обособлением воды в виде самостоятельной фазы. Вместе с тем находки кокчетавита в высокобарических породах континентальной коры [7], не испытавших метаморфизм сверхвысоких давлений, использовались в качестве свидетельств метастабильной кристаллизации этого минерала из высокобарического расплава. Однако экспериментальные исследования показали, что его структура остаётся стабильной вплоть до 10 ГПа [8]. Таким образом, данный минерал может образовываться и оставаться стабильным в условиях верхней мантии, а наиболее благоприятными объектами для поиска кокчетавита являются включения в кристаллах алмаза. В данной работе мы представляем первую находку кокчетавита во включениях в кристалле



**Рис. 2.** Изображения, полученные с помощью КР-картирования и демонстрирующие остаточные напряжения в кристалле алмаза (а–г), где яркость показывает интенсивность выбранного пика в точке. Смещение алмазного пика ( $1332 \text{ cm}^{-1}$ ) и наиболее интенсивного коэситового пика ( $521 \text{ cm}^{-1}$ ) на  $4 \text{ cm}^{-1}$  и  $12 \text{ cm}^{-1}$ , соответственно, (рис. 2 б) указывает на значительные остаточные напряжения в алмазе вокруг включения коэсита и в самом включении (рис. 2 д, е). (ж)–(з) – представительные КР-спектры для кристалла алмаза и включения коэсита в нем (увеличенный фрагмент с рис. 1).

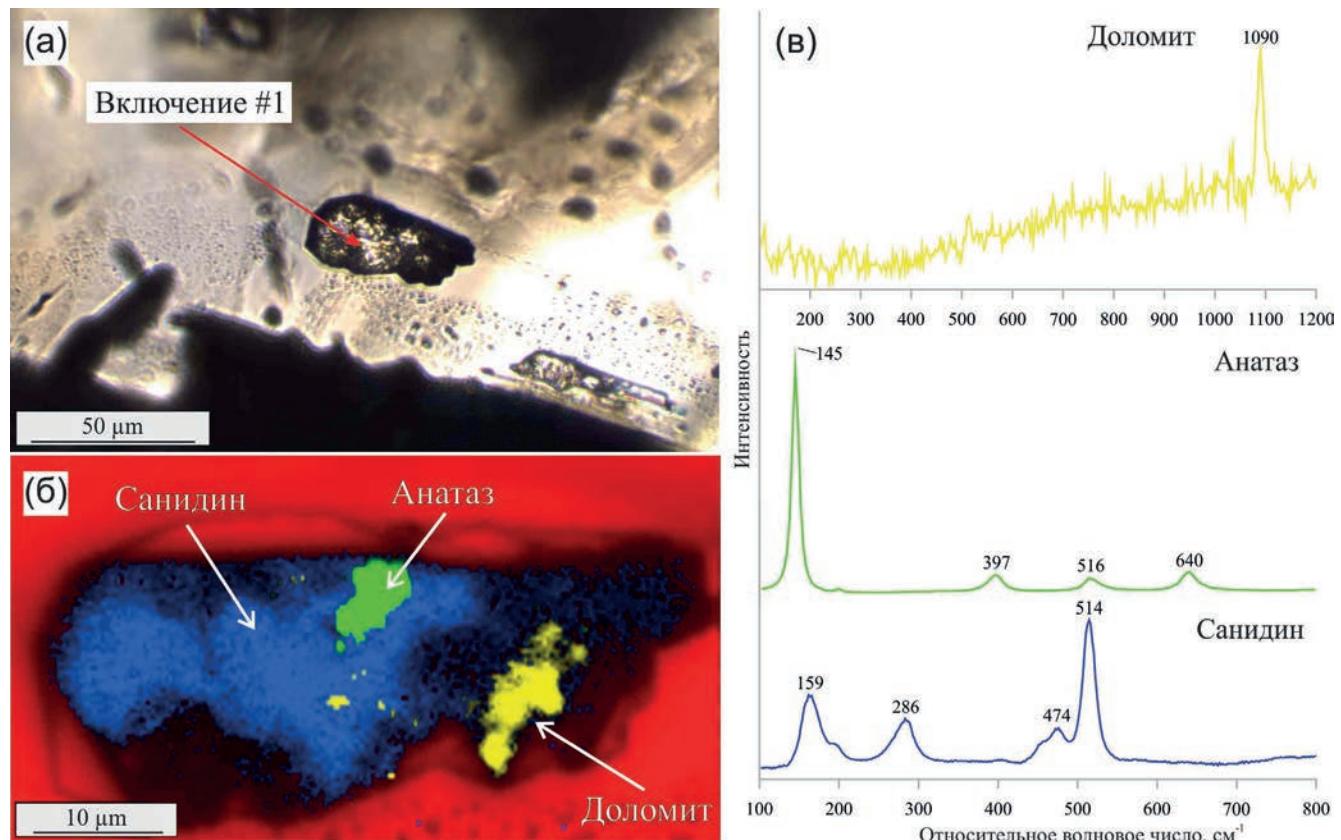


Рис. 3. Трёхфазное включение #1 в кристалле алмаза Vn-65. (а) фотография в проходящем свете; (б) КР-карта, демонстрирующая минеральный состав включения (цвета соответствуют спектрам на рисунке в); (в) КР-спектры минералов, идентифицированных во включении #1.

алмаза из кимберлитов Венесуэлы и рассматриваем возможные модели его образования.

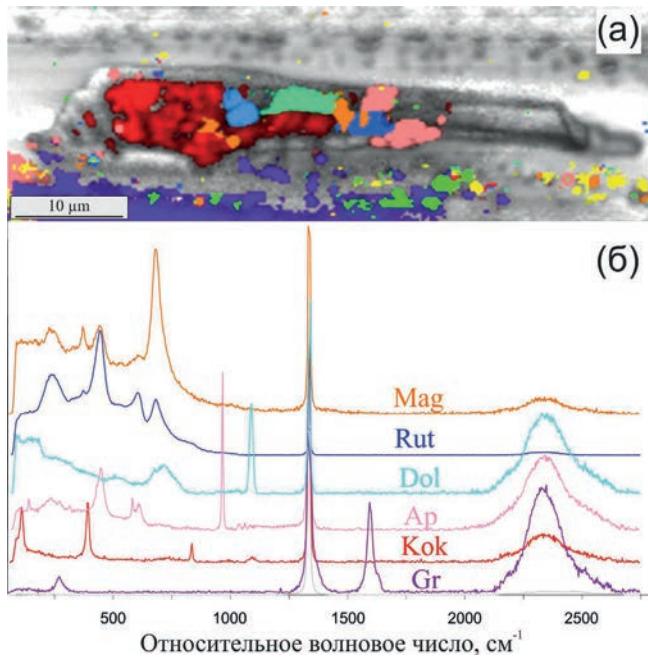
## МЕТОДИКА

Аналитические работы выполнены в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” (г. Новосибирск). Визуальное определение минеральных включений в кристаллах алмаза проводилось использованием микроскопа Olympus BX51, совмещённого с фото-видеокамерой высокого разрешения Olympus COLOR VIEW III. Идентификация минеральных включений проводилась методом КР-картирования с использованием автоматизированной системы Apyron (WITec) в ИГМ СО РАН. Данная система оснащена двумя лазерами: 488 и 633 нм. В данном исследовании был использован 633 нм лазер мощностью 30 мВт, так как при использовании 488 нм лазера люминесценция маскировала практически все КР-полосы, делая невозможной идентификацию включений. Площадь картирования зависела от размера включений, шаг картирования составлял 250 нм, интервал

накопления спектра – 100–2700 см<sup>-1</sup>, время накопления в каждой точке – 3 с. ИК-спектры кристаллов алмаза были получены при помощи спектрометра Bruker Vertex 70 FTIR с микроскопом HYPERION 2000 IR в диапазоне 5000–600 см<sup>-1</sup> (апертура 50×50 μм, спектральное разрешение 2 см<sup>-1</sup>).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Нами был изучен октаэдрический кристалл алмаза (3×4 мм) из россыпного месторождения Гуаниамо (Венесуэла) с многочисленными минеральными включениями (рис. 1). После изучения морфологических особенностей кристалл алмаза был приполирован с одной стороны для удобства изучения включений методом КР-картирования. В кристалле алмаза Vn-65 диагностирован полный набор минералов эклогитового парагенезиса – омфацит, гранат, кианит, коэсит и рутил (табл. 1). Методом конфокального КР-картирования были изучены не выведенные на поверхность кристалла три включения



**Рис. 4.** Полифазное включение #2 в алмазе Vn-65: (а) КР-карта включения #1 (цвета соответствуют спектрам на рисунке 4 б); (б) КР-спектры минералов, диагностированных во включении #2. Mag = магнетит, Rut = рутил, Dol = доломит, Ap = апатит, Kok = кокчетавит, Gr = графит.

коэсита и несколько полифазных включений (рис. 2–4).

Полифазное включение #1 размером 50×20 мкм состоит из доломита, санидина и анатаза (рис. 3). Полифазное включение #2 расположено на расстоянии менее 50 микрометров от первого и представлено преимущественно кокчетавитом, а также магнетитом, рутилом, апатитом, доломитом и графитом (рис. 3). Оба включения находятся в одной ростовой зоне с включением коэсита (рис. 1), что указывает на их совместное образование. Люминесценция исследованного кристалла алмаза в области водных колебаний ( $\sim 3600$  см<sup>-1</sup>) не позволила определить возможное присутствие воды в этих полифазных включениях. Анализ ИК-спектров центральной и краевой областей кристалла алмаза (рис. 5), а также области, содержащей полифазные включения, свидетельствует о присутствии в полифазном включении #2 небольшого количества жидкой воды. Вероятно, образование кокчетавита в данном включении могло происходить за счёт разложения К-кимрита при подъёме данного кристалла на поверхность. Ранее аналогичная модель образования кокчетавита была предложена для пород Кокчетавского массива [6].

Отсутствие каких-либо трещин и наличие сильного тангенциального напряжения в части алмаза, примыкающей к включению коэсита, свидетельствует о практически идеальных условиях сохранности исследуемых включений. Одно из закартированных включений коэсита имеет размеры 30×35 мкм и располагается в центральной части алмаза-хозяина. Оно характеризуется отрицательной формой кристалла алмаза (рис. 1). КР-спектры коэсита характеризуются основным (533 см<sup>-1</sup>) и дополнительным (274 см<sup>-1</sup>) пиками. Смещение основной моды коэсита в этом включении составляет 15.4 см<sup>-1</sup>, рассчитанное остаточное напряжение составляет 4.3 ГПа без каких-либо существенных вариаций по объему включения (рис. 2 д–е). Большое количество включений коэсита (6 штук, табл. 1) в одном кристалле алмаза указывает на широкое распространение коэсита в протолите, метасоматическое воздействие на который и привело к появлению алмаза.

Как было отмечено ранее, материнский субстрат для кристаллизации алмазов Венесуэлы значительно отличается от субстрата большинства алмазных месторождений мира [4]. В алмазах Венесуэлы минеральные включения эклогитового парагенезиса количественно преобладают над “перидотитовыми” [4, 9]. Этот факт объясняют специфичным строением глубинных частей литосферы – преобладанием субдукционных на мантийные глубины базальтов океанического дна. Включения эклогитового парагенезиса в венесуэльских алмазах характеризуются широким минеральным разнообразием и имеют достаточно широкий диапазон составов. Среди этого минералогического разнообразия были диагностированы включения граната, клинопироксена (омфацита), коэсита, санидина, (титано)-магнетита, флогопита и др. [4]. Вместе с тем следует отметить, что алмазоносные санидинсодержащие эклогиты весьма редки, к настоящему времени их находки известны лишь в кимберлитовой трубке Роберта Виктор [10]. Кроме того, в присутствии водосодержащего флюида калиевый полевой шпат является нестабильным и превращается в К-кимрит в поле стабильности алмаза [6]. Тем не менее, до сих пор данная фаза не была диагностирована в ксенолитах алмазоносных пород. Лишь в алмазосодержащих породах Кокчетавского массива Михно с соавторами [6] предположительно идентифицировали данную фазу методами КР-спектроскопии. Альтернативным источником калия в мантии могут выступать богатые этим элементом породы континентальной коры, примером которых являются

**Таблица 1.** Распространенность минеральных включений в аллювиальных кристаллах алмаза из Венесуэлы, согласно нашим данным и [Sobolev et al., 1998]

Минерал	Sobolev et al., 1998	Наши данные
Гранат	61	4
Омфацит	84	3
Кианит	—	1
Рутил	6	3
Коэсит	26	6
Санидин	4	2
Кокчетавит	—	3
Магнетит	9	1
Апатит	—	1
Доломит	—	2
Графит	—	3
Всего:	190 включений в 45 кристаллах алмаза	29 включений в 1 кристалле алмаза

породы Кокчетавского массива [11]. Именно в таких породах кокчетавит был найден впервые. Как отмечалось ранее, образование кокчетавита в полифазных включениях связывают с метастабильной раскристаллизацией высокобарических расплавов, происходящей при быстром подъёме ультравысокобарических пород [5]. Кимберлитовый расплав является одним из самых быстрых транспортёров мантийных пород на Земле: они поднимаются с глубин более 200 км в течение нескольких дней. Быстрый подъём кристаллов алмаза с захваченными расплавными включениями может способствовать образованию в них кокчетавита, но до сих пор данный минерал не был диагностирован в кристаллах алмаза кимберлитового происхождения. Следует отметить, что все находки кокчетавита были сделаны во включениях, состав которых оценивается как “гранитоидный” [7]. Субдуцируемые породы континентальной коры могут являться одним из субстратов, наиболее благоприятных для генерации высококалиевых гранитоидных расплавов [12]. В исследованных нами полифазных включениях кокчетавит сосуществует с ассоциацией, представленной доломитом, рутилом, магнетитом, апатитом и графитом (рис. 3). В одной ростовой зоне с этими полифазными включениями встречаются также однофазные включения граната и клинопироксена. Схожая ассоциация – гранат–клинопироксен–доломит–графит/алмаз – характерна для пород Кумды-Кольского месторождения, являющегося типичным проявлением результата (ультра-) высокобарического метаморфизма [11]. Большинство включений, содержащих кокчетавит в минералах из

высокобарических пород Кокчетавского массива, сложены слюдами (фенит, флогопит) – кристобалитом±кальцитом±апатитом±леллингитом [5]. В кристаллах алмаза из Венесуэлы нами обнаружена схожая ассоциация, что позволяет предполагать вовлечение субдуцированного материала континентальной коры в метасоматические процессы преобразования мантии Земли.

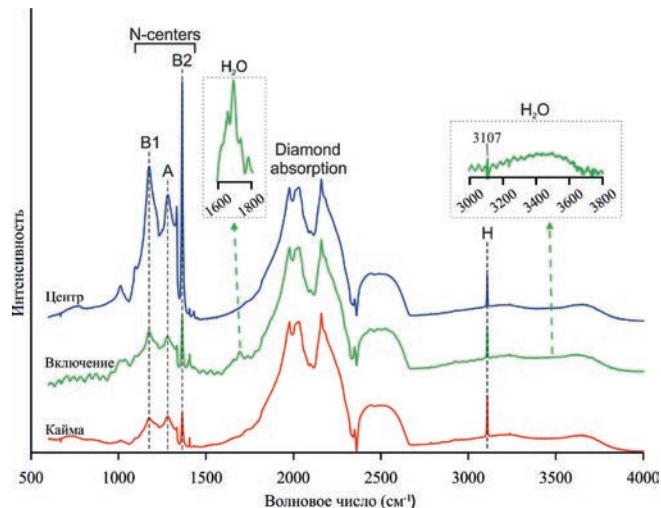
Субдукция океанической коры является более распространённым процессом по сравнению с субдукцией континентальных пород. При субдукции континентальной коры на различных глубинах происходит отделение от слэба флюидов или расплавов, обогащённых калием, летучими компонентами и несовместимыми элементами, которые в последующем оказывают значительное влияние на состав вышележащей мантии [12]. Так, следствием процесса континентальной субдукции стало формирование Кумды-Кольского месторождения технических алмазов [11].

Помимо значительного вклада в глобальный углеродный цикл субдукция континентальной коры приводит к образованию (ультра-) калиевых силикатных или силикатно-карбонатных расплавов [13, 14], которые играют важную роль в глубинном минералообразовании, включая алмазообразование. Участие расплавов/флюидов, обогащённых щелочами (в первую очередь калием), в процессе кристаллизации алмаза было описано в целом ряде работ (см. [14] и ссылки в этой работе). Калиевый клинопироксен с содержанием  $K_2O$  вплоть до 1.5 мас. % является минералом-идикатором сверхвысоких давлений

([11] и ссылки в этой работе). Ранее было отмечено повышенное содержание  $K_2O$  во включениях пироксена в алмазах Венесуэлы по сравнению с алмазами из других месторождений мира [15].

Исследования дефектно-примесного состава [16] и изотопного состава азота и углерода метаморфических кристаллов алмаза Кокчетавского массива позволили выявить ряд особенностей [17]. Азот в данных кристаллах находится преимущественно в С-центрах, а общая концентрация азота может достигать нескольких тысяч ppm [16, 17]. Стабильные изотопы углерода и азота в этих кристаллах алмаза убедительно свидетельствуют о метеосадочном происхождении источника углерода [16, 17]. Изотопный состав кислорода в минеральных включениях в кристаллах алмаза из Венесуэлы демонстрирует аномально высокие изотопные отношения –  $\delta^{18}O > 16\text{‰}$  [18]. Предполагается, что эти аномальные значения – результат субдукции изменённых базальтов океанического дна на мантийные глубины. Также важно отметить, что существует обратная зависимость между низким значением  $\delta^{13}C$  алмаза-хозяина ( $-11.5 - -22.3\text{‰}$ ) и высоким значением  $\delta^{18}O$  коэсита во включении [18]. Подобный изотопный состав углерода указывает на значительный вклад биогенного углерода, субдукционного на мантийные глубины. Стоит отметить, что такие низкие значения  $\delta^{13}C$  типичны для метаморфических алмазов, в образовании которых огромное значение играет углерод из осадочных пород [17]. Концентрация азота в исследованных кристаллах алмаза составляет  $\sim 100$  ppm в форме А-центров и  $\sim 285$  ppm В-центров. Суммарная концентрация азота не превосходит 400 ppm. Таким образом, высокая степень агрегации азота ( $\sim 74\%$ ) в этих кристаллах алмаза указывает на их отжиг  $\sim 1$  млрд лет при температуре 1100–1200°C [9], что может свидетельствовать об относительно древнем возрасте образования данных кристаллов.

Кимберлиты Венесуэлы, согласно [19], имеют протерозойский возраст (700–800 млн лет). Реконструкция вещественного состава разреза мантии Земли, территориально относящегося к Венесуэле, показала преобладание высокодеплетированных лерцолитов и гарцбургитов [20]. Протерозойская или более древняя субдукция метеосадков могла привести к некоторому обогащению истощённой мантии под Гуаниамо и послужить источником для образования алмазов с включениями корового источника [20]. Наиболее древними породами, окружающими



**Рис. 5.** ИК-спектры поглощения алмаза с минеральными включениями. Вынесенные отдельные фрагменты ИК-спектра демонстрируют присутствие, вероятно, жидкой воды в области с включениями кокчетавита. Центр – центральная часть кристалла алмаза. Кайма – краевая часть кристалла алмаза без видимых включений. Включение – соответствует области алмаза с полифазными включениями.

Гвианский щит, являются архейские метавулканические-осадочные, метеосадочные комплексы зеленокаменных поясов (2.7–2.5 млрд лет) и разделяющие их более древние мигматито-гнейсы с гранитами позднего архея. Вовлеченность этих комплексов в процессы субдукции могла привести к значительному обогащению мантии коровыми материалами, который впоследствии стал средой для кристаллизации алмазов с доминирующим количеством включений эклогитового парагенезиса, а также весьма специфичными изотопными характеристиками самих алмазов.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Н.М. Боевой – ответственному секретарю редколлегии журнала “ДАН. Науки о Земле” и двум анонимным рецензентам, которые помогли значительно улучшить статью.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ 21-77-10006.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Михайленко Д. С. и др.* Нахodka коэсита в алмазоносном кианитовом эклогите из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон) // ДАН. 2019. Т. 48. № 4. Р. 428–431.
2. *Соболев Н. В.* Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. Р. 95–104.
3. *Jacob D. E.* Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // Lithos. 2004. V. 77. № 1. P. 295–316.
4. *Sobolev N. V. et al.* Unusual upper mantle beneath Guaniamo, Guyana shield, Venezuela: Evidence from diamond inclusions // Geology. 1998. V. 26. № 11. P. 971–974.
5. *Hwang S.-L. et al.* Kokchetavite: a new potassium-feldspar polymorph from the Kokchetav ultrahigh-pressure terrane // Contrib Mineral Petrol. 2004. V. 148. № 3. P. 380–389.
6. *Mikhno A. O., Schmidt U., Korsakov A. V.* Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25. № 5. P. 807–816.
7. *Borghi A. et al.* The role of continental subduction in mantle metasomatism and carbon recycling revealed by melt inclusions in UHP eclogites // Science Advances. 2023. V. 9. № 11.
8. *Romanenko A. V. et al.* Compressibility and pressure-induced structural evolution of kokchetavite, hexagonal polymorph of  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , by single-crystal X-ray diffraction // American Mineralogist. 2024. (in press).
9. *Kaminsky F. V. et al.* Diamond from the Guaniamo area Venezuela // The Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. № 6. P. 1347–1370.
10. *Hardman M. F. et al.* Characterising the Distinct Crustal Protoliths of Roberts Victor Type I and II Eclogites // Journal of Petrology. 2021. V. 62. № 12. P. egab090.
11. *Sobolev N. V., Shatsky V. S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.
12. *Hermann J. et al.* Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // Lithos. 2006. V. 92. P. 399–417.
13. *Korsakov A. V., Theunissen K., Smirnova L. V.* Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions // Terra Nova. 2004. V. 16. P. 146–151.
14. *Korsakov A. V., Hermann J.* Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. № 1. P. 104–118.
15. *Kaminsky F. V. et al.* Diamond from the Los Coquitos Area, Bolivar State, Venezuela // The Canadian Mineralogist. 2006. V. 44. № 2. P. 323–340.
16. *De Corte K. et al.* Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // The Island Arc. 2000. V. 9. P. 284–303.
17. *Cartigny P. et al.* The origin and formation of metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan: a nitrogen and carbon isotopic study // Chemical Geology. 2001. V. 176. № 1–4. P. 265–281.
18. *Schulze D. J. et al.* Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite in diamond // Nature. 2003. V. 423. № 6935. – P. 68–70.
19. *Channer D. M. D., Egorov A., Kaminsky F.* Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous kimberlite sheets, south-west Venezuela // RBG. 2001. V. 31. № 4. P. 615–630.
20. *Schulze D. J. et al.* Layered mantle structure beneath the western Guyana Shield, Venezuela: Evidence from diamonds and xenocrysts in Guaniamo kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. № 1. P. 192–205.

## INCLUSION OF KOKCHETAVITE IN A DIAMOND CRYSTAL FROM VENEZUELA: AN EVIDENCE OF CONTINENTAL CRUST SUBDUCTION

A. V. Korsakov<sup>a</sup>, D. S. Mikhailenko<sup>a,b,‡</sup>, A. O. Serebryannikov<sup>a</sup>, A. M. Logvinova<sup>a</sup>,  
Corresponding Member of the RAS D. P. Gladkochub<sup>c</sup>

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>‡</sup>*E-mail: pazilovdenis@igm.nsc.ru*

We have examined in detail diamond crystals from the Guanyamo placer deposit (Venezuela) with numerous mineral inclusions. Inclusions in the studied diamonds are represented by a typical set of eclogite-paragenesis indicator minerals: omphacite, garnet, kyanite, coesite and rutile. In addition to single mineral inclusions, polyphaser inclusions have also been diagnosed. The mineral associations of polyphase inclusions adjacent to each other within a distance of less than 100 micrometres within the same growth zone can vary significantly. For example, in one of the diamond crystals studied, polyphase inclusions are represented by the following associations: sanidine – dolomite – anatase and magnetite – rutile – dolomite – apatite – kokchetavite – graphite. It should be noted that this is the first discovery of kokchetavite as an inclusion in diamond crystals of kimberlite origin. Previously, this hexagonal polymorphic modification of  $KAlSi_3O_8$  had only been diagnosed in minerals from continental crustal rocks formed under conditions of high or ultra-high mafic metamorphism. Thus, the presence of kokchetavite as inclusions in diamond crystals carried by kimberlites allows us to infer the subduction of continental crustal material to mantle depths and its important role in metasomatic alteration of upper mantle rocks.

**Keywords:** diamond, coesite, kokchetavite, K-cymrite, Raman imaging, subduction of the continental crust

УДК 551.466.3; 551.46.06

## ЭКСТРЕМАЛЬНОЕ ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

© 2024 г. Б. В. Дивинский<sup>\*</sup>, Я. В. Сапрыкина

Представлено академиком РАН М.В. Флинтом 12.02.2024 г.

Поступило 12.02.2024 г.

После доработки 27.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Цель работы – исследования экстремального штормового волнения в прибрежной зоне от п. Волна (район Керченского пролива) до Адлера на северо-восточном шельфе Чёрного моря за климатический отрезок времени. Основной метод исследований – численное моделирование с использованием спектральной волновой модели MIKE 21 SW. В результате расчётов получены ежечасные поля пространственных распределений основных волновых параметров по всей акватории Чёрного моря за период с января 1979 по декабрь 2023 гг., т.е. за последние 45 лет. Анализ проведён с учётом разделения волнового поля на две компоненты: чисто ветровое волнение и зыбь. В результате проведённых исследований установлено, что за последние 45 лет северо-восточное побережье Чёрного моря испытывало воздействие 41 шторма со значительными высотами волн, превышающими 5 м. Два ноябрьских шторма 2007 и 2023 гг. выделяются своими характеристиками. Значительные высоты смешанного волнения в них достигали отметок в 9 м, мощности – более 500 кВт/м. Средние высоты смешанного штормового волнения для всего побережья колеблются в пределах 4–6 м, средние мощности – порядка 150 кВт/м. Наибольшее волнение развивается в районах Анапы, Утриша и Идокопаса. Средние значения высот и мощностей чисто ветровых волн имеют общую тенденцию уменьшаться при движении с северо-западной части побережья на юго-восточную, зыби – наоборот, увеличиваться. В прибрежной зоне обнаруживаются несколько сравнительно однородных участков по степени развития в них чисто ветровых волн и зыби. В структуре среднего штормового волнения между п. Волна и Анапой абсолютно доминирует ветровое волнение. Между мысами Мысхако и Идокопас вклад ветровых волн в общую энергию волнения в 2–2.5 раза превышает вклад зыби. Между Архипо-Осиповкой и Туапсе энергия чисто ветрового волнения незначительно превышает энергию зыби. Далее, южнее Туапсе вклад зыби становится преобладающим. По соотношению вклада ветровых волн и зыби в пределах всего побережья явно выделяются два района: в окрестностях Анапы общий волновой климат практически полностью определяется ветровым волнением, Адлера – зыби.

**Ключевые слова:** Чёрное море, экстремальный шторм, ветровое волнение, зыбь, численное моделирование, волновой климат

**DOI:** 10.31857/S2686739724070159

### ВВЕДЕНИЕ

Поверхностное ветровое волнение – один из определяющих факторов безопасности морского транспорта, освоения шельфовой зоны, развития прибрежных динамических процессов. Морское волнение непосредственно влияет на инфраструктуру, экологию и рекреационный потенциал побережья. Наибольший интерес (как теоретический, так и чисто практический)

представляет изучение экстремального волнения, разрушительного в силу своей природы.

На Чёрном море под влиянием глубоких циклонов могут развиваться крайне опасные штормы со значительными высотами волн, в глубоководной части превышающими 12 м [1–6]. В наибольшей степени последствия прохождения экстремальных штормов испытывает прибрежная зона. По информации из открытых источников, в результате ноябрьского шторма 2023 г. в северо-восточной части Чёрного моря береговой инфраструктуре причинён крайне значительный ущерб, связанный с повреждением железнодорожных путей, разрушением

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия  
\*E-mail: divin@ocean.ru

набережных, причалов, эллингов, жилых домов, пляжных кафе. В Адлерском районе пострадали 8 из 13 пляжей, Анапе – 30, Геленджике – 69. Восстановление пляжной инфраструктуры Сочи обойдется в более чем 200, Севастополя – порядка 700 млн руб. Предварительная сумма общего ущерба, нанесенного только регионам Крыма в результате разгула стихии, составляет почти 40 млрд рублей.

Задачи планирования хозяйственной деятельности и предупреждения последствий опасных явлений природы нуждаются в информации об основных параметрах штормового волнения в прибрежной зоне, основанных на климатических данных. В условиях практически полного отсутствия действующих мониторинговых станций (в пределах юрисдикции России, имеем в виду), измеряющих характеристики морских волн, единственным методом исследований выступает математическое моделирование. Современные волновые модели хорошо себя зарекомендовали в приложении к любым акваториям Мирового океана в широком диапазоне пространственно-временной изменчивости.

Определим задачи настоящего исследования:

- выявить наиболее сильные штормы, развившиеся на северо-восточном побережье Чёрного моря за последние 45 лет, с 1979 по 2023 гг.;
- получить статистические характеристики основных параметров ветрового волнения (значительных высот волн и мощностей волнения) в выбранных точках прибрежной зоны черноморского побережья России (материковой части);
- проанализировать пространственные особенности распределений этих характеристик.

Отметим, что в структуре общего поверхностного волнения можно выделить, как правило, две основные компоненты, а именно чисто ветровое волнение, развитие которого приурочено к локальному полю приводного ветра, и зыбь, распространяющиеся вне зон генерации или же с фазовой скоростью, превышающей скорость ветра. При этом в условиях открытого океана волны зыби могут распространяться на многие сотни и даже тысячи километров. В замкнутом Чёрном море зыбь может быть только местной.

Статистические характеристики параметров чисто ветрового волнения и зыби различаются. По сравнению с волнами зыби ветровые волны обладают (как правило и для условий Чёрного моря) большими высотами и меньшими периодами. В связи с этим гидродинамические последствия воздействия ветровых волн и зыби на

пляжи и сооружения в прибрежной зоне могут быть различными. К примеру, низкочастотные волны зыби могут генерировать опасные явления на защищённых акваториях (низкочастотные колебания). Недавние исследования показали [7], что ветровые волны и зыбь по-разному влияют на перераспределение и транспорт донных осадков, определяя или эрозию, или аккумуляцию донного материала.

В связи с этим, анализ штормовой активности на северо-восточном побережье Чёрного моря проведён с учётом разделения волнового поля на две компоненты (ветровое волнение и зыбь). Основной метод исследований – численное моделирование.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Расчёты климатических характеристик поверхностного волнения проведены с помощью современной спектральной волновой модели Датского Гидравлического института MIKE 21 SW [8]. Подробное описание модели, детали верификации, а также вопросы настройки модели для автоматического разделения компонент морского волнения изложены в работах [9, 10].

Выделим некоторые моменты:

- в модели MIKE 21 SW реализованы основные физические механизмы, связанные с рождением, трансформацией и затуханием ветрового волнения;
- неравномерная расчётная сетка, состоящая из 10 тыс. расчётных элементов, покрывает акваторию Чёрного и Азовского морей;
- исходные поля ветра представляют собой выборку из массива данных ERA5, распространяемых Европейским центром среднесрочных прогнозов (<http://apps.ecmwf.int>). Географически расчётная область ограничена координатами 27–42° в. д. и 40.5–47.5° с. ш. с пространственным разрешением в 0.25°, дискретность по времени – 3 часа.
- 50 спектральных частот распределены в диапазоне волновых периодов от 1.6 до 17.3 с и подчиняются соотношению  $f_n = f_0 C^n$  ( $f_0 = 0.055$  Гц,  $C = 1.05$ ,  $n = 1, 2, \dots, 50$ ); разрешение модели по направлениям составляет 11.25°;
- разделение общего волнения на компоненты (чисто ветровые волны и зыбь) выполнено с использованием критерия, учитывающего “возраст” волн.

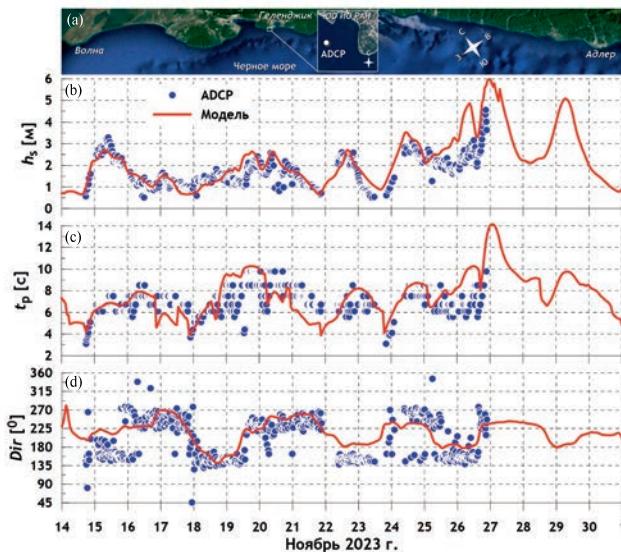


Рис. 1. Положение станции ADCP (а), значительные высоты волн (б), периоды пика спектра (с), средние направления волнения (д) за ноябрь 2023 г.

Корректность используемой модели подтверждена также на основании экспериментальных данных, полученных во время прохождения сильнейшего шторма в ноябре 2023 г. Параметры волн регистрировались донной станцией ADCP RDI WH 600 кГц (Teledyne RD Instruments), расположенной на глубине 23 м на траверсе Голубой бухты г. Геленджика (рис. 1 а) и входящей в состав гидрофизического полигона ИО РАН [11]. На рис. 1 б, с, д отображены временные ряды, соответственно, значительных высот волн, периодов пика спектра, средних направлений распространения волн за ноябрь 2023 г. Синие точки – экспериментальные данные, красные линии – результаты моделирования.

Как следует из рис. 1, используемая модель хорошо воспроизводит основные параметры поверхностного волнения (высоты волн, периоды, направления). К сожалению, 26 ноября, во время экстремального шторма, станция ADCP вышла из строя. Последняя величина значительных высот волн, записанная прибором, составила 4.5 м. Необходимо отметить, что сами по себе данные ADCP вряд ли можно назвать эталонными. В штормовых условиях в толще воды перемещается огромное количество водорослей, плавника, просто мусора (пластик и пр.), служащие рассеивателями акустических сигналов. Тем не менее, качественное и количественное (в целом) соответствие модельных данных натурным позволяет утверждать, что спектральная волновая модель, охватывающая всё море, вполне

пригодна для исследований ветрового волнения в прибрежной зоне.

Результатом проведённых расчётов стал массив пространственных полей основных параметров общего (смешанного) волнения, а также его компонент за климатический отрезок времени в 45 лет, с января 1979 г. по декабрь 2023 г. Временная дискретность полей – 1 час.

Основными анализируемыми параметрами в нашем случае будут максимальные значительные высоты волн в штормах, а также максимальные мощности волнения. Заметим, что мощность служит весьма показательной характеристикой, поскольку является функцией двух основных интегральных параметров волнения, а именно высоты и периода. Мощность является энергетической характеристикой штормов и оценивается выражением [12]:

$$E = \frac{\rho g^2}{64\pi} h_s^2 t_e \approx \left( 0.5 \frac{kW}{m^3 \cdot s} \right) h_s^2 t_e,$$

где  $h_s$  – значительная высота волн,  $t_e$  – т.н. “энергетический” период волн,  $\rho$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения. “Энергетический” период – это период монохроматической волны с мощностью, эквивалентной мощности данного нерегулярного волнения.  $t_e$  принимается равным  $0.9t_p$  ( $t_p$  – период пика спектра). Мощность волнения выражается в киловаттах на метр волнового фронта.

На первом этапе анализируется общая волновая активность на северо-восточном шельфе за период 1979–2023 гг. и выделяются штормы, в которых величины значительных высот волн смешанного волнения превышают 5 м. Пороговое значение в 5 м принято по нескольким соображениям: (1) высоты волн такого размера характеризуют сильное волнение; (2) количество выбранных штормов должно обеспечивать статистическую значимость результатов.

Далее выбираются расчётные точки (всего 21 точка), расположенные вдоль побережья, в которых для каждого шторма находятся максимальные высоты значительных волн смешанного волнения и его компонент (чисто ветрового волнения и зыби), а также соответствующие максимальные мощности. Положение расчётных точек указано на рис. 2.

Расстояние по прямой между крайними пунктами (п. Волна и г. Адлер) составляет порядка 320 км. Глубина воды в каждой точке – 23 м.

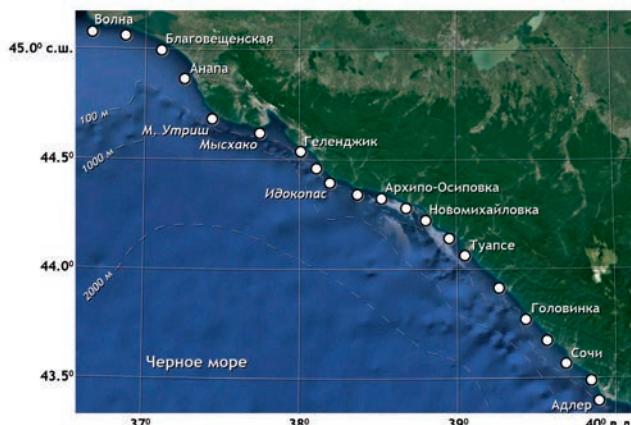


Рис. 2. Положение расчётных точек вдоль северо-восточного побережья Черного моря.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам численного моделирования за последние 45 лет (с 1979 по 2023 гг.) выявлен 41 шторм с превышением значительной высоты волн в них отметки в 5 м. Параметры пяти наиболее сильных штормов приведены в табл. 1.

Шестой по своей силе шторм наблюдался в январе 2007 г. и уже существенно уступал по своим характеристикам:  $E = 242 \text{ кВт/м}$ ,  $h_s = 6.9 \text{ м}$ .

Как следует из табл. 1, два шторма, 2007 и 2023 гг., по своим характеристикам значительно превосходят другие штормы. При этом по мощности доминирует шторм 2007 г., максимальной значительной высоте волн – событие 2023 г. Вполне вероятно, что развитие штормового волнения в этих двух штормах соответствует максимально возможному “идеальному” сочетанию условий волнообразования: длины разгонов, времени действия, пространственной устойчивости и скорости воздушных потоков.

Направления волнения по всей прибрежной полосе, естественно, несколько различны, общим при этом является сектор волнения на глубокой воде. Генеральное направление всех штормов – от юго-западного до западного.

Отметим, что, как показали исследования различных авторов [9, 13–15], Чёрное море не относится к самым бурным акваториям. Среднегодовая мощность поверхностного волнения на Чёрном море составляет порядка 3–4 кВт/м. Для сравнения: западное побережье Шотландии испытывает воздействие штормового волнения со среднегодовыми показателями в  $\sim 40 \text{ кВт/м}$  [16].

Три шторма из пяти сильнейших (табл. 1) приходились на ноябрь. На рис. 3 приведены

Таблица 1. Основные характеристики наиболее сильных штормов за период с 1979 по 2023 гг.

N	Год	Месяц	Максимальные значения	
			$E, \text{ кВт/м}$	$h_s, \text{ м}$
1	2007	11	518	9.0
2	2023	11	510	9.1
3	1988	3	372	8.0
4	1992	11	351	7.9
5	2000	1	346	7.9

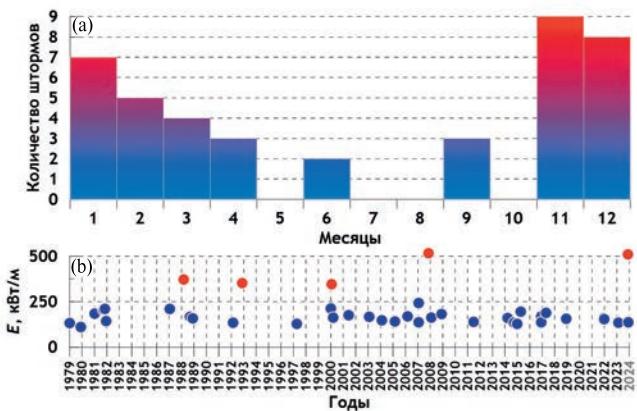


Рис. 3. Распределение количества штормов ( $h_s > 5 \text{ м}$ ) по месяцам (а) и время формирования каждого шторма (б).

гистограмма количества штормов по месяцам (а) и время формирования каждого шторма (б).

Как следует из рис. 3 а, зима – самый бурный сезон (ожидаю, естественно), ноябрь – самый бурный месяц в году. Также обращает на себя внимание то обстоятельство, что в мае, июле, августе и октябре за последние 45 лет экстремальные штормы не развивались. За рассматриваемый климатический отрезок времени промежуток с 2000 по 2008 гг. является самым штормовым (рис. 3 б), на него приходится почти треть всех зарегистрированных штормов.

Типичная картина трансформации полей штормового волнения на Чёрном море приведена на рис. 4, где отображены карты распределений значительных высот волн общего (смешанного) волнения, а также его компонент за период прохождения шторма 26–27 ноября 2023 г.

Как видно из рис. 4, 26 ноября вся центральная часть моря находится под влиянием развивающихся ветровых волн с высотами порядка 10 м. В ночь с 26 на 27 ноября основной удар стихии приходится на северо-восточное побережье между Анапой и южнее Геленджика. В это же время

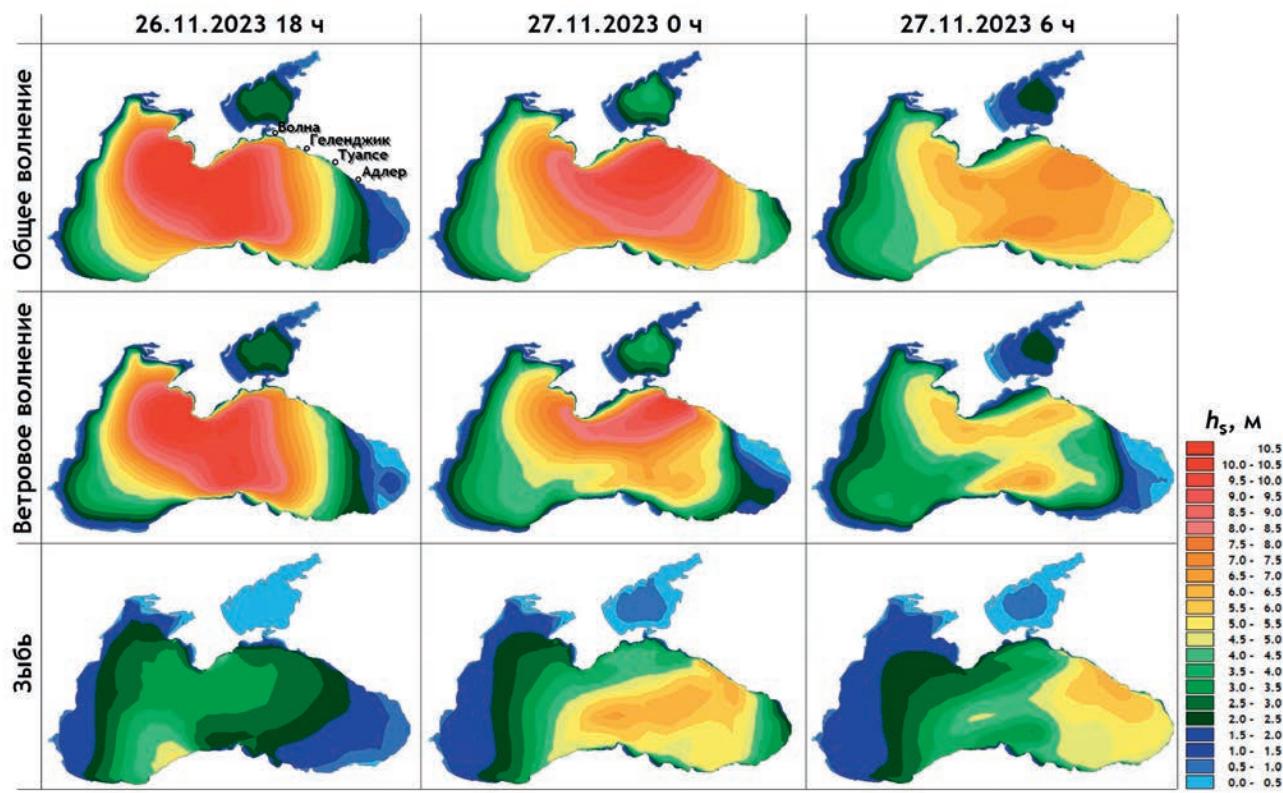


Рис. 4. Поля значительных высот волн на Чёрном море 26-27.11.2023 г.

в восточной части Чёрного моря формируется сильная зыбь с высотами до 6 м. К утру 27 ноября, с ослаблением циклона, уменьшаются высоты ветровых волн, но по-прежнему ощущима зыбь в районе Туапсе–Адлер.

На рис. 5 в иллюстративной форме представлены максимальные значения значительных высот волн и мощностей компонент волнения в расчётных точках побережья для пяти сильнейших штормов из табл. 1: (а, б) – ноябрь 2007 г., (с, д) – ноябрь 2023 г., (е, ф) – март 1988 г., (г, ћ) – ноябрь 1992 г., (и, ѕ) – январь 2000 г.

Рис. 5 наглядно демонстрирует основные пространственные особенности распределений максимальных характеристик штормов. На северо-восточном побережье наибольшее воздействие ветровых волн испытывают районы выдвинутых в море мысов Утриш и Идокопас, а также Анапы, расположенной северо-восточнее Утриша. По мере продвижения на юго-восток высоты и мощности ветровых волн падают, одновременно возрастает роль зыби. Как правило, наиболее мощная зыбь приходится на п. Головинка несколько южнее Туапсе. Если для всех пяти экстремальных штормов картина

распределения максимальных  $h_s$  и  $E$  ветрового волнения, в принципе, одинакова, то распределения характеристик зыби несколько различаются. Причина этого, скорее всего, в смене внешних атмосферных условий, приводящих к формированию нового волнового поля и затуханию старой зыби.

Ноябрьский шторм 2007 г. (рис. 5 а, б) характеризуется как экстремальным развитием ветровых волн, так и зыби. В марте 1988 г., в третьем по силе общего (смешанного) волнения шторме (рис. 5 е, ф), наблюдалась небольшая (относительно, конечно) зыбь. В январе 2000 г. (пятый шторм, рис. 5 и, ѕ) на м. Утриш пришёлся удар стихии с наибольшими показателями как ветровых волн, так и зыби.

Тем не менее, данные рис. 5 позволяют выявить основные тенденции трансформации компонент смешанного волнения на всём протяжении береговой зоны: при движении с СЗ (п. Волна) на ЮВ (г. Адлер) высоты и мощности ветровых волн уменьшаются, зыби – наоборот, возрастают.

На рис. 6 и 7 представлены, соответственно, некоторые статистические характеристики

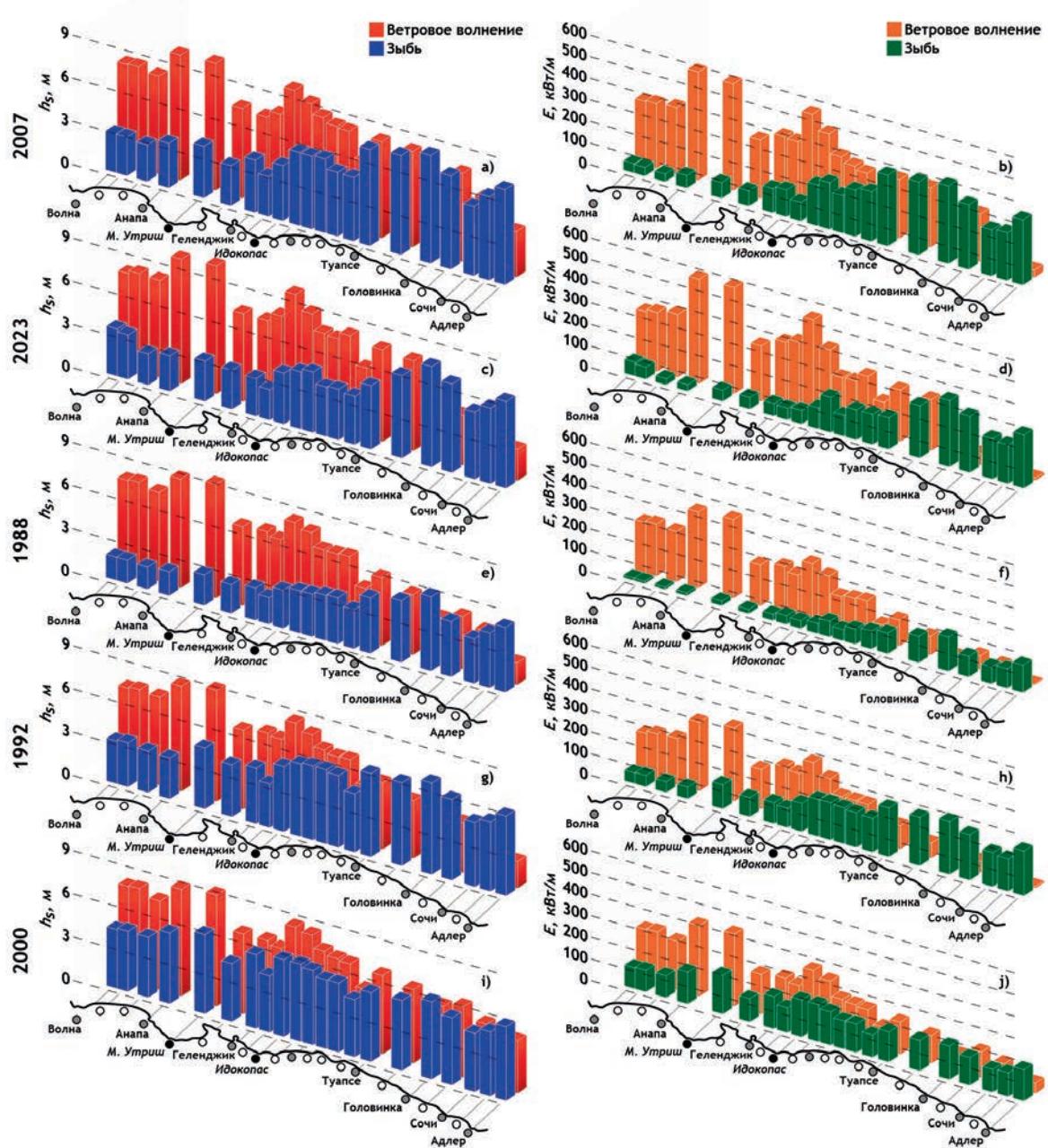


Рис. 5. Максимальные значения значительных высот волн (левая колонка) и мощностей (правая) чисто ветрового волнения и зыби в пяти сильнейших штормах.

максимальных значительных высот волн и мощностей в экстремальных штормах за период с 1979 по 2023 гг. для общего (смешанного) волнения и его компонент (чисто ветровых волн и зыби). Напомним, статистики получены после обработки данных по 41 шторму. Для смешанного волнения приведены средние и максимальные значения, для ветровых волн и зыби – средние, минимальные, максимальные, а также 25 и 75% квартили распределений.

Как следует из рис. 6, 7, во время прохождения экстремальных штормов ЮЗ–З-направлений наибольшее волнение развивается в районах Анапы, Утриша и Идокопаса. В этих местах значительные высоты смешанного волнения могут достигать отметок в 9 м, мощности – более 500 кВт/м. Для сравнения: в урагане Wilma, пронесшемся над Мексиканским заливом в 2005 г., максимальная мощность волнения составила 814 кВт/м [17]. Средние высоты смешанного

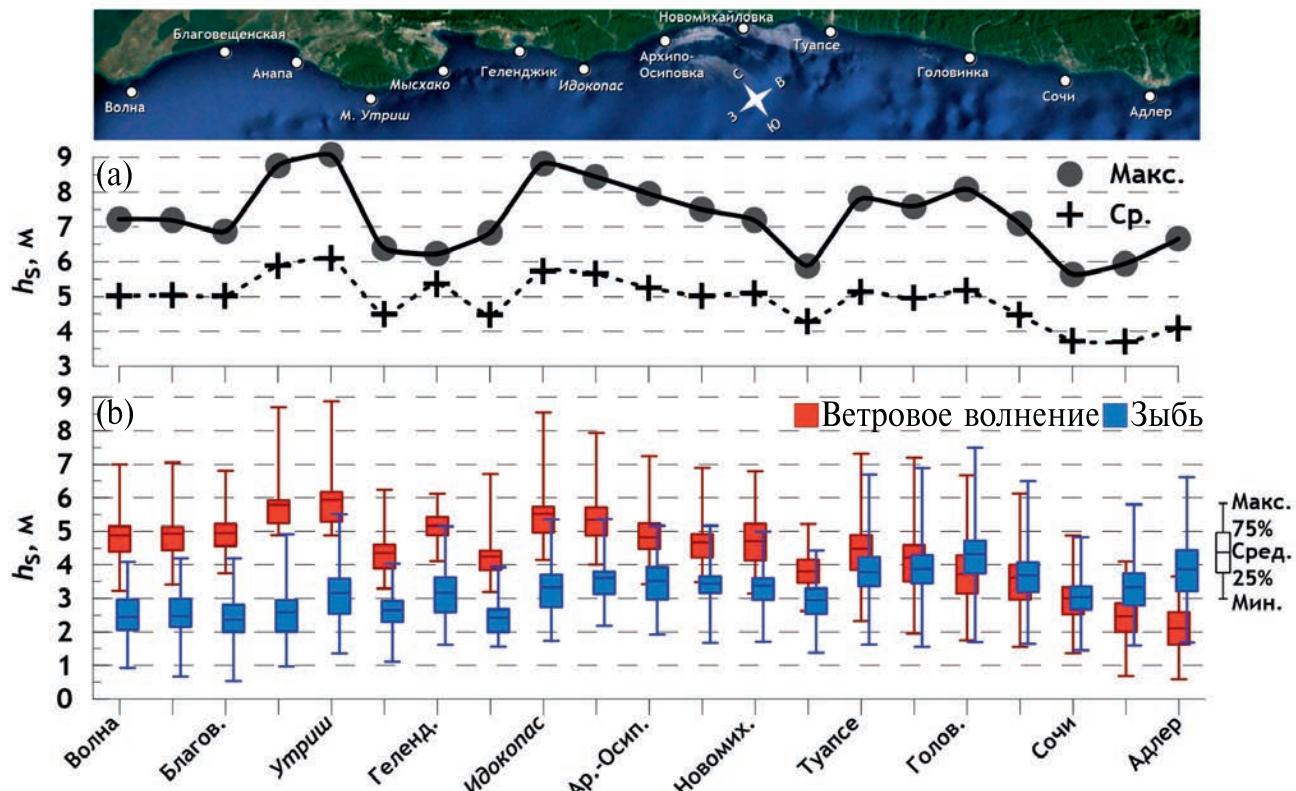


Рис. 6. Статистические характеристики максимальных значительных высот волн в экстремальных штормах за период с 1979 по 2023 гг. (а) – общее (смешанное) волнение, (б) – компоненты волнения.

волнения для всего побережья колеблются в пределах 4–6 м (рис. 6 а), средние мощности – порядка 150 кВт/м (рис. 7 а). Наиболее опасные ветровые волны также формируются в окрестностях Анапы, Утриша и Идокопаса, зыби – на участке от Туапсе до Головинки, а также в районе Адлера (рис. 6 б, 7 б). В Головинке волны зыби могут достигать 7.5 м, Адлере – 6.5 м.

Сравнительно небольшие размахи между 25 и 75% квартилями говорят о том, что половины выборок довольно близко группируются вокруг среднего значения.

Средние значения высот и мощностей ветровых волн имеют общую тенденцию уменьшаться при движении с северо-западной части побережья на юго-восточную, зыби – увеличиваться. Весьма показателен в этом отношении рис. 8, на котором приведены отношения средних мощностей ветровых волн  $E_w$  и зыби  $E_s$  вдоль северо-восточного побережья Чёрного моря.

Как следует из рис. 8, вдоль рассматриваемого побережья обнаруживаются несколько сравнительно однородных участка. В структуре штормового волнения в среднем (это важно) между п.

Волна и Анапой абсолютно доминирует ветровое волнение. Между мысами Мысхако и Идокопас вклад ветровых волн в общую энергию волнения в 2–2.5 раза превышает вклад зыби. Между Архипо-Осиповкой и Туапсе энергия чисто ветрового волнения лишь немногим превышает энергию зыби. Южнее Туапсе вклад зыби становится преобладающим. В масштабах всего побережья выделяются два района: в окрестностях Анапы волновой климат практически полностью определяется ветровым волнением, Адлера – зыби.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целью настоящей работы явились исследования экстремального штормового волнения на северо-восточном шельфе Чёрного моря за климатический отрезок времени. Основной метод исследований – численное моделирование. Объект исследований – прибрежная зона от п. Волна (район Керченского пролива) до Адлера.

Расчёты климатических характеристик поверхности волнения проведены с помощью современной спектральной волновой модели MIKE 21

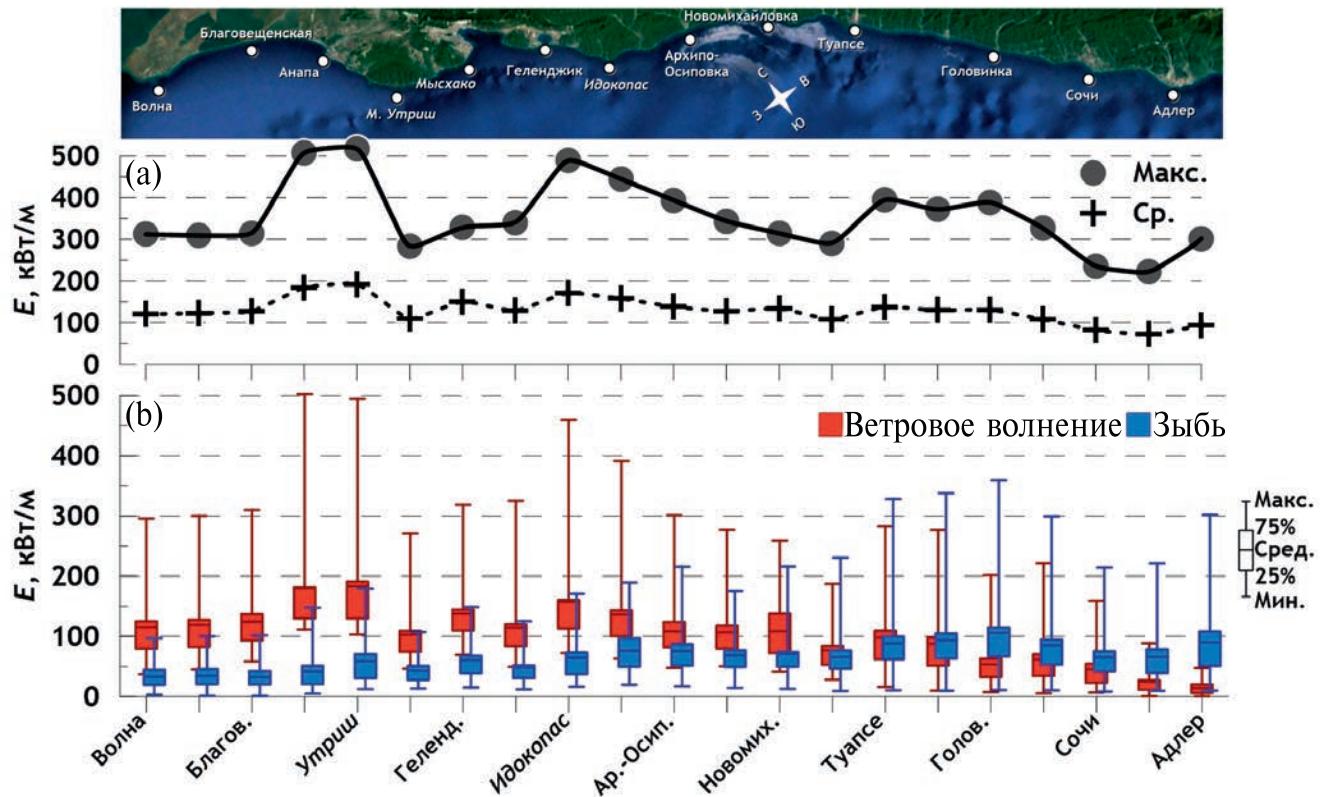


Рис. 7. Статистические характеристики максимальных мощностей в экстремальных штормах за период с 1979 по 2023 гг. (а) – общее (смешанное) волнение, (б) – компоненты волнения.

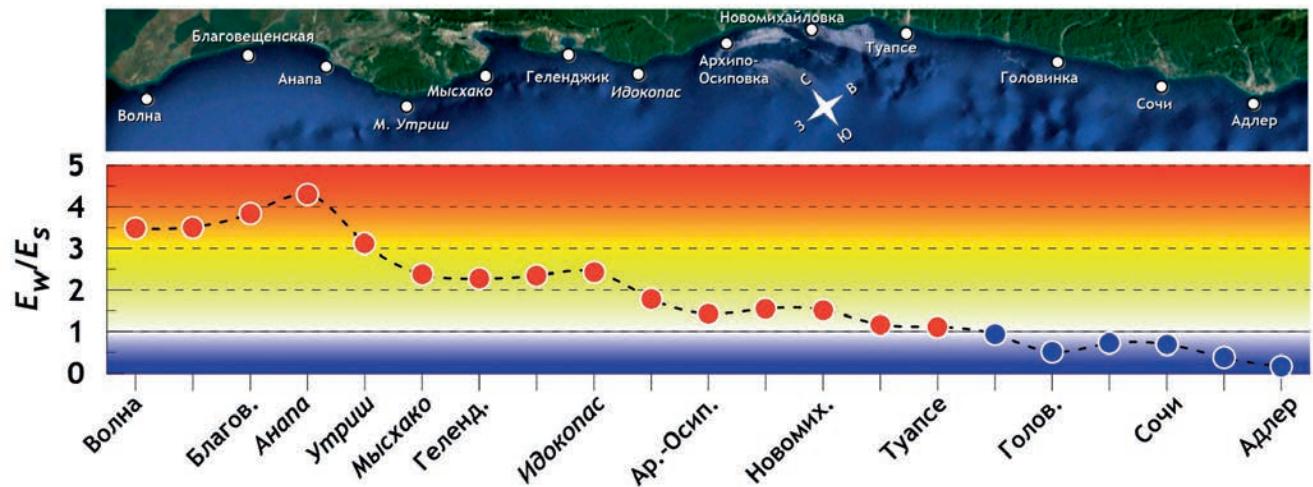


Рис. 8. Отношение средних мощностей ветровых волн и зыби вдоль побережья.

SW. В результате расчётов получены ежечасные поля пространственных распределений основных волновых параметров по всей акватории Чёрного моря за период с января 1979 по декабрь 2023 гг., т.е. за последние 45 лет. Анализ проведён с учётом разделения волнового поля на две компоненты: чисто ветровое волнение и зыбь.

#### Основные результаты:

- За последние 45 лет северо-восточное побережье Чёрного моря испытalo воздействие 41 шторма со значительными высотами волн, превышающими 5 м.
- Два ноябрьских шторма 2007 и 2023 гг. значительно превосходят своими характеристиками

остальные штормы. Значительные высоты смешанного волнения достигали отметок в 9 м, мощности – более 500 кВт/м. Возможно, указанные величины являются предельными для степени развития штормового волнения в прибрежной зоне.

3. Самым бурным месяцем в году является ноябрь. В мае, июле, августе и октябре за последние 45 лет экстремальные штормы не зафиксированы. Период с 2000 по 2008 гг. является самым штормовым, на него приходится почти треть всех зарегистрированных штормов.

4. Средние высоты смешанного штормового волнения для всего побережья колеблются в пределах 4–6 м, средние мощности – порядка 150 кВт/м.

5. Наибольшее волнение (в пределах рассматриваемой прибрежной полосы) развивается в районах Анапы, Утриша и Идокопаса.

6. Средние значения высот и мощностей чисто ветровых волн имеют общую тенденцию уменьшаться при движении с северо-западной части побережья на юго-восточную, зыби – наоборот, увеличиваться.

7. В прибрежной зоне обнаруживаются несколько сравнительно однородных участка по степени развития в них чисто ветровых волн и зыби. В структуре среднего штормового волнения между п. Волна и Анапой абсолютно доминирует ветровое волнение. Между мысами Мысхако и Идокопас вклад ветровых волн в общую энергию волнения в 2–2.5 раза превышает вклад зыби. Между Архипо-Осиповкой и Туапсе энергия чисто ветрового волнения незначительно превышает энергию зыби. Далее, южнее Туапсе вклад зыби становится преобладающим.

8. По соотношению вклада ветровых волн и зыби в пределах всего побережья явно выделяются два района: в окрестностях Анапы общий волновой климат практически полностью определяется ветровым волнением, Адлера – зыбию.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, проект № 24-27-00082.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов В. В., Комаровская О. И. Атлас экстремального ветрового волнения Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 59 с.

2. Polonsky A. B., Fomin V. V., Garmashov A. V. Characteristics of wind waves of the Black Sea // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. 2011. 8. P. 108–112. ISSN 1025-6415.
3. Нестеров Е. С. Экстремальные волны в океанах и морях. М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2015. 64 с. ISBN 978-5-91070-065-3.
4. Rusu E. Reliability and Applications of the Numerical Wave Predictions in the Black Sea // Frontiers in Marine Science. 2016. V. 3. Article 95. DOI: 10.3389/fmars.2016.00095.
5. Van Vledder G., Akpinar A. Spectral partitioning and swells in the Black Sea / In P. Lynett (Ed.), Proceedings of the 35th International Conference on Coastal Engineering: Antalya, Turkey. 2016. V. 35. P. 199–212.
6. Divinsky B. V., Fomin V. V., Kosyan R. D., Ratner Yu. D. Extreme wind waves in the Black Sea // Oceanologia. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2019.06.003>
7. Divinsky B. V., Kosyan R. D. Influence of the climatic variations in the wind waves parameters on the alongshore sediment transport // Oceanologia. 2020. V. 62. № 2. P. 1902019.199. DOI: 10.1016/j.oceano.2019.11.002
8. DHI Water & Environment. 2007. MIKE 21, Spectral Wave Module.
9. Divinsky B., Kosyan R. Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years // Cont. Shelf Res. 2017. 136. P. 1–19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008>
10. Divinsky B., Kosyan R. Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // Oceanologia. 2018. 60. P. 277–287. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006>
11. Зацепин А. Г., Островский А. Г., Кременецкий В. В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 16–29. DOI: 10.7868/S0002351513060163.
12. Boyle G. Renewable energy: power for a sustainable future. Second ed. Oxford University Press, 2004. 452 p. ISBN 0-19926178-4.
13. Akpinar A., Ihsan Kömürcü M. Assessment of wave energy resource of the Black Sea based on 15-year numerical hindcast data // Applied Energy. 2013. 101. P. 502–512.
14. Aydogan B., Ayat B., Yüksel Y. Black Sea wave energy atlas from 13 years hindcasted wave data // Renewable Energy. 2013. 57. P. 436–447.
15. Rusu L. Assessment of the Wave Energy in the Black Sea Based on a 15-Year Hindcast with Data

- Assimilation // Energies. 2015. 8. P. 10370–10388; doi: 10.3390/en80910370.
16. Wave energy in the UK: Status review and future perspectives // Renewable and Sustainable Energy Reviews. Elsevier, 2021. DOI: 10.1016/j.rser.2021.110932.
17. *Ulloa M., Silva R., Mariño-Tapia I.* Partitioning the Extreme Wave Spectrum of Hurricane Wilma to Improve the Design of Wave Energy Converters // Sustainability. 2023. 15. 7414. <https://doi.org/10.3390/su15097414>

## EXTREME WIND WAVES ON THE NORTHEASTERN SHELF OF THE BLACK SEA

B. V. Divinsky<sup>#</sup>, Y. V. Saprykina

*Presented by Academician of the RAS M.V. Flint February 12, 2024.*

*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: divin@ocean.ru*

The research objective is an investigation of extreme storm waves in the coastal zone from Volna Village (Kerch Strait area) to Adler on the north-eastern Shelf of the Black Sea over a climatic time span. The primary research method is numerical modelling using the MIKE 21 SW spectral wave model. As a result of calculations, hourly fields of spatial distributions of key wave parameters were obtained for the Black Sea area from January 1979 to December 2023, i.e., for the past 45 years. The analysis was conducted considering the separation of the wave field into two components: wind waves and swell. The research revealed that over the last 45 years, the north-eastern coast of the Black Sea experienced the impact of 41 storms with significant wave heights exceeding 5 meters. Two November storms in 2007 and 2023 were truly extreme, with significant sea wave heights reaching 9 meters and power exceeding 500 kW/m. Average heights of storm waves along the coast varied between 4–6 meters, and average power was around 150 kW/m. The highest waves developed in the areas of Anapa, Utrish, and Idokopas. Average values of heights and powers of wind waves showed a general tendency to decrease when moving from the northwest coast to the southeast, while swell, on the contrary, increased. Several relatively homogeneous sections in terms of the development of wind waves and swell were identified in the coastal zone. In the structure of average storm waves between Volna and Anapa, wind waves absolutely dominate. Between Cape Myskhako and Idokopas, the contribution of wind waves to the total wave energy exceeds swell by 2–2.5 times. Between Arkhipo-Osipovka and Tuapse, the energy of wind waves slightly surpasses the energy of swell. Further, south of Tuapse, the contribution of swell becomes predominant. In terms of the ratio of the contribution of wind waves and swell along the coast, two distinct regions stand out: near Anapa, the overall wave climate is determined by wind waves, while in Adler, it is determined by swell.

**Keywords:** Black Sea, extreme storm, wind waves, swell, numerical modelling, wave climate

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ЗОНЫ СТАБИЛЬНОСТИ ГИДРАТОВ МЕТАНА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

© 2024 г. Р. Б. Шакиров, В. А. Лучин, Е. А. Петрова\*

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 24.02.2024 г.

Поступило 24.02.2024 г.

После доработки 11.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

На основе всей доступной океанологической информации (131 286 станций, выполненных с 1929 по 2020 гг.) впервые для Охотского моря представлены пространственные закономерности распределения параметров верхней границы зоны стабильности гидратов метана (температура воды, солёность, глубина залегания верхней границы в водной толще). Рассмотрена модель зоны стабильности газогидратов (ЗСГГ), эквивалентная зоне стабильности гидратов метана. Показано, что в Охотском море минимальная температура воды и минимальное заглубление верхней границы зоны стабильности газогидратов (менее 1°C и 300–320 м соответственно) выделяются у восточного склона о-ва Сахалин. Максимальная температура воды и максимальное заглубление верхней границы (1.5–1.7°C и 340–350 м соответственно) характерны для района, прилегающего к центральным и северным проливам Курильской гряды, а также над склоном полуострова Камчатка. Значения солености на верхней границе ЗСГГ в Охотском море варьируют в довольно узких пределах от 33.4 до 33.6 psu, что достаточно близко к принятым нами условиям стабильности гидрата метана в морской воде. Выделена акватория, где в толще вод отсутствуют термобарические условия для формирования и существования гидратов метана.

**Ключевые слова:** газогидраты, метан, верхняя граница зоны стабильности, температура воды, солёность, Охотское море

**DOI:** 10.31857/S2686739724070169

Газовые гидраты (ГГ) – кристаллические соединения, образующиеся при определённых термобарических условиях из воды и газа, с низкой молекулярной массой. В ГГ молекулы газа заключены в кристаллические ячейки, состоящие из молекул воды, удерживаемых водородной связью. При понижении давления или повышении температуры водородная связь легко распадается. Кроме термобарических условий, важными факторами гидратообразования являются и другие, например, литологические: наличие пористых и проницаемых осадочных пород [1, 2].

Зона стабильности газогидратов (ЗСГГ) – часть литосферы и гидросферы Земли, где термобарические и литолого-геохимические условия удовлетворяют устойчивому существованию ГГ определённого состава. Верхняя граница

образования ГГ в акваториях всегда находится в толще воды, нижняя – в толще осадочных пород [1, 3].

ГГ крайне чувствительны к изменениям внешних параметров среды. Даже при небольших изменениях температуры или давления возможна их диссоциация, которая сопровождается освобождением огромного количества газа в свободной фазе: 1 м<sup>3</sup> газогидрата даёт около 160 м<sup>3</sup> метана [1, 4]. По разным оценкам, в Мировом океане сосредоточено до 98% всех ресурсов ГГ, в то время как на суше – оценки снижаются до 2%. ЗСГГ на акваториях Мирового океана приурочена к районам с глубинами от 200 м для приполярных регионов и от 500–700 м для экваториальных [5].

Известные залежи и проявления ГГ обычно представлены метаном с незначительными примесями других газов (этан, пропан, бутан, диоксид углерода и др.). Например, содержание метана в гидратах, поднятых в Охотском море,

составило 97.80%, этана – 0.04%, двуокиси углерода – 0.09% [6]. Присутствие даже небольшого процента газообразных гомологов метана смещает границу фаз в область более высоких температур, а наличие пропана в смеси газов оказывает максимальное влияние на равновесную температуру по сравнению с другими газами [7].

Помимо изучения природных ГГ как потенциального ресурса углеводородного сырья, исследование районов их залегания имеет большое значение в рамках экологических и климатических аспектов. При повышении придонной температуры воды происходит уменьшение мощности ЗСГГ, что может вызвать диссоциацию ГГ и привести к выделению метана [2, 8]. Газ, высвобождающийся при разложении гидрата, поступает в придонные воды. Затем он течениями, диффузией и пузырьковым переносом мигрирует в атмосферу, усиливая парниковый эффект [9]. Поскольку метан является мощным парниковым газом (радиационный эффект  $\text{CH}_4$  превосходит  $\text{CO}_2$  в 28–34 раза [4]), такой выброс может иметь серьёзные климатические последствия [2, 5].

К настоящему времени сведений по пространственным изменениям параметров верхней границы зоны стабильности ГГ в толще вод Охотского моря нет. В работе [10] представлены картографические схемы (включая Охотское море) распределения ГГ, придонных температур воды и прогноз возможного распределения (да/нет по термобарическим условиям) гидратов метана (ГМ) в Арктике и северной части Мирового океана (от 45° до 90° с. ш.). Базовые данные для расчётов включали: температуру придонной воды; минерализацию пластовой воды (34.5 psu и 0 psu) и состав газа-гидратообразователя (100% метана).

Знание глубины залегания верхней границы ЗСГГ необходимо:

- для моделирования динамики растворения всплывающих пузырьков газа в водной толще [11, 12];

- при моделировании сценариев реакции ГГ на изменения температуры воды и оценки возможности выделения метана в экосистему (необходимыми условиями являются положение границ (верхней и нижней) и протяжённость ЗСГГ) [2, 13, 14];

- для оценки чувствительности ГГ к изменению внешних факторов среды (их диссоциация и образование зависят от расстояния от верхней границы до дна) [15];

- для планирования поисковых работ по обнаружению и исследованию ГГ на морских акваториях [16];

- для классификации “факелов” на мелководные и глубоководные [12].

Целью авторов является выявление закономерностей пространственного распределения параметров верхней границы зоны стабильности гидратов метана (температуры воды, солёности, глубины залегания верхней границы в толще вод) на основе всей доступной океанологической информации в Охотском море.

В настоящем исследовании рассматривается только верхняя граница ЗСГГ в водной толще. Для её расчёта были использованы данные глубоководных океанологических наблюдений в Охотском море: батометрические наблюдения (OSD), CTD-наблюдения и данные дрейфующих буев проекта “Argo”, данные Mechanical Bathythermograph Data (MBT) и наблюдения Expendable Bathythermograph Data (XBT). Дополнительно, с сайта GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans: <https://www.gebco.net/>) выбирали значения глубины места выполнения каждой океанологической станции.

После исключения недостоверных и дублированных данных, в результате которых массиве океанологической информации осталось 131 286 станций, выполненных с 1929 по 2020 гг. Вся акватория Охотского моря в целом достаточно хорошо освещена наблюдениями. Однако океанологических станций, выполненных в холодный период года на акватории моря, очень мало. Особенно это актуально для обширного шельфа, который в зимний период покрыт льдом. Поэтому с января по апрель в северной и западной частях моря данные наблюдений практически отсутствуют.

Верхнюю границу ЗСГГ определяли пересечением равновесной кривой диссоциации ГГ (которая, помимо термобарических условий, зависит от состава газа и солёности) с кривой распределения температуры в толще воды. Исходя из материалов экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН в Охотском море, а также публикаций [6, 16], в настоящей работе мы предполагаем, что основным компонентом ГГ является чистый метан. Условия стабильности ГМ взяты из работы [8] для системы “чистый метан–морская вода” (100%  $\text{CH}_4$ ;  $S=33.5$  psu). Как следует из работы [5], при различных принимаемых значениях солёности (от 0 до 36 psu) равновесная кривая стабильности ГМ смещается на десятки

метров. В этой связи можно отметить, что принятые нами условия (по солёности) наиболее подходят к акватории Охотского моря.

Отметим, что расчёт глубины залегания верхней границы ЗСГГ выполнялся на всех 131 286 станциях. При этом, на преобладающей части станций (99 105), произведённых на мелководных участках Охотского моря, верхняя граница ЗСГГ не выделяется. Вертикальные распределения температуры на этих океанологических станциях, а также значения придонного давления свидетельствуют о том, что в воде этой мелководной части моря нет соответствующих условий для образования и стабильного состояния ГГ. Необходимые термобарические условия были выявлены только на 32 181 станции. По географическому положению периферийных станций этого массива данных (32 181 станция) была определена внешняя граница распространения зоны стабильности гидратов метана в водной толще Охотского моря.

Расчёты средних годовых значений всех параметров верхней границы ЗСГГ выполнялись в пределах трапеций  $0.35^\circ \times 0.55^\circ$  по меридиану и параллели соответственно. В каждой трапеции применялось медианное осреднение исходных данных. Отметим также, что при расчётах средних многолетних статистических характеристик во всех трапециях (для нормирования вклада суточных, многосерийных станций, а также возможных дублированных значений) выполнялась следующая операция. Вначале в каждой трапеции проводилось осреднение всех данных, выполненных за конкретные сутки. Полученные средние за сутки значения в дальнейших расчётах климатических величин принимались с единичным вкладом.

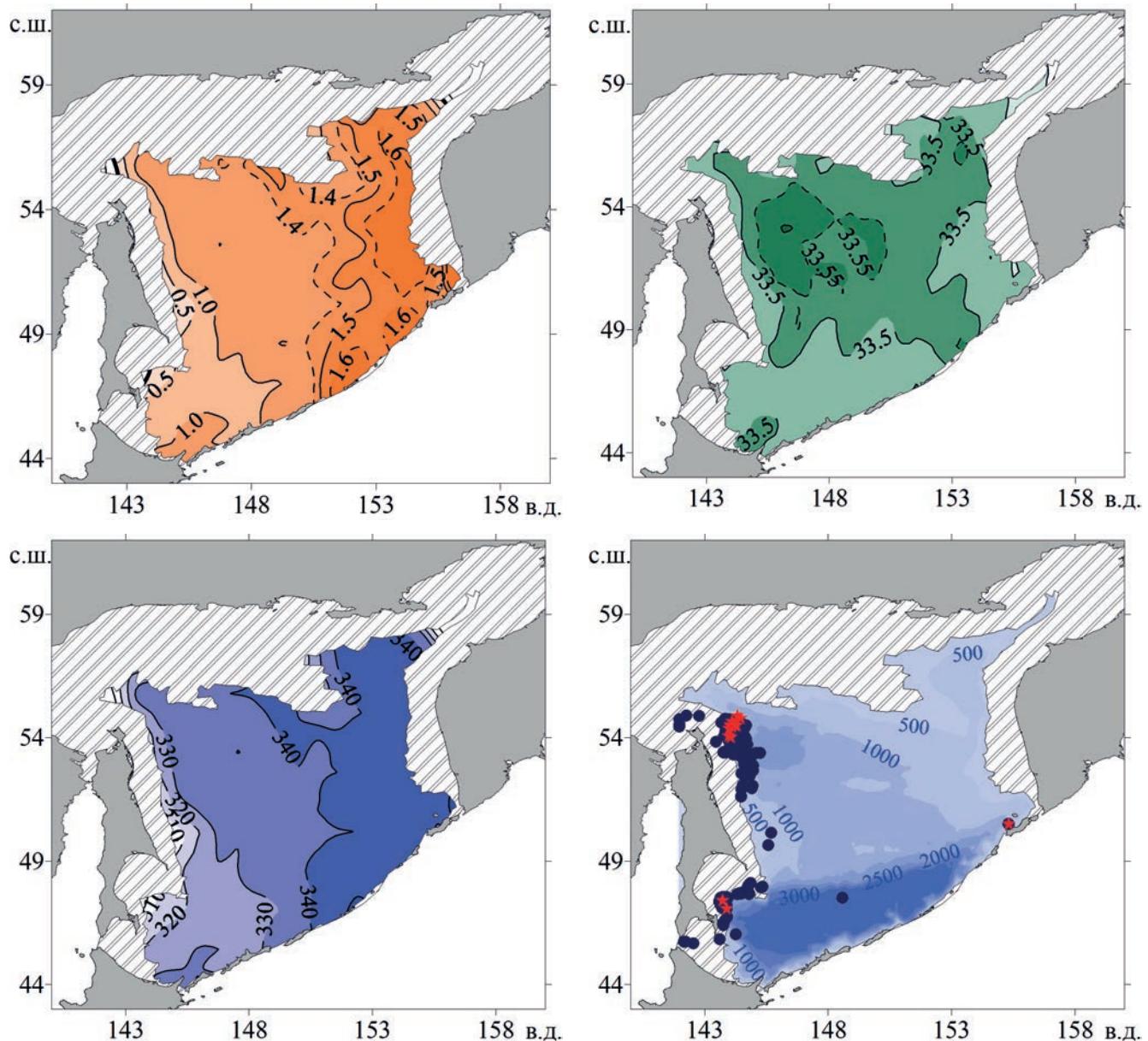
Результаты проведённых нами расчётов глубины залегания верхней границы ЗСГГ сравнивались с положением нижней границы деятельного слоя вод Охотского моря, на которой сезонные колебания температуры воды статистически не значимы [17]. Было получено, что на преобладающей части Охотского моря верхняя граница ЗСГГ расположена существенно глубже, чем нижняя граница деятельного слоя. Исключением является только зона вблизи Курильской гряды и локальный регион над впадиной ТИНРО.

На рис. 1 представлено пространственное распределение параметров верхней границы ЗСГГ. По значениям температуры на верхней границе ЗСГГ исследуемую акваторию можно разделить на две части, границей между которыми является изотерма  $1.4^\circ\text{C}$  (рис. 1 а). В сравнительно тёплом

восточном секторе моря максимальные значения температуры воды ( $1.5\text{--}1.7^\circ\text{C}$ ) выделяются в проливах Курильской гряды (с прилегающей к ним акваторией Охотского моря) и в прислоновых районах западной Камчатки. Термический режим этих регионов определяется адвекцией тихоокеанских вод, а также интенсивным приливным перемешиванием в проливах, в результате которого происходит передача тепла на глубину верхней границы ЗСГГ с выше- и нижележащих горизонтов. Пространственные распределения температуры воды на верхней границе ЗСГГ также хорошо согласуются с циклонической системой течений в море, представленной в работах [18–20].

В холодном секторе моря область с наиболее низкими значениями температуры (менее  $1^\circ\text{C}$ ) на верхней границе ЗСГГ выделяется в крайней западной части моря. На севере эта акватория ограничена каньоном, расположенным к югу от острова Ионы и банки Кашеварова, а на юге – склоном залива Терпения. Эта область формируется за счёт двух основных факторов. Во-первых, осенне-зимней конвекции и образования льда на северном шельфе моря. Эта плотная и переохлаждённая шельфовая вода формируется зимой в прибрежных районах северо-западной части моря и имеет наиболее низкую температуру воды в Охотском море [21, 22], а затем системой течений перемещается в район материкового склона. Дополнительным эффектом, при формировании области пониженных значений температуры воды в крайней западной части исследуемого региона, является интенсификация приливных и непериодических течений над материковым склоном моря, а также на мелководьях вблизи острова Ионы и банки Кашеварова. По конфигурации изотермы  $1^\circ\text{C}$  выделяется перемещение переохлаждённых вод на юг (до параллели мыса Анива), а затем на восток (в соответствии с циклонической системой движения вод в море).

Как следует из рис. 1 б, значения солёности на верхней границе ЗСГГ в Охотском море варьируют в довольно узких пределах от 33.4 до 33.6 psu, что достаточно близко к принятым нами условиям стабильности гидрата метана в морской воде, согласно [8]. Минимальные значения солёности на верхней границе ЗСГГ выделяются на периферийных участках Охотского моря (рис. 1 б). Исключением являются локальные участки, где происходит основное поступление тихоокеанских вод в море (вблизи центральных и северных проливов Курильской



**Рис. 1.** Пространственное распределение средних годовых значений параметров верхней границы ЗСГГ: (а) – температура воды ( $^{\circ}\text{C}$ ); (б) – солёность (psu); (в) – глубина положения верхней границы ЗСГГ в Охотском море (м). (г) – известные скопления ГГ (1), подтверждены прямыми методами, и “факелов” (2) метана (цифрами даны глубины в метрах). Заштрихована акватория, где в толще вод отсутствуют благоприятные термобарические условия для формирования и существования ГГ.

гряды). Область с повышенной солёностью у полуострова Сиретоко на острове Хоккайдо связана с адвекцией соленых вод из Японского моря течением Соя. Здесь повышенные значения солёности формируются за счёт взаимодействия и вертикального перемешивания вод течения Соя и собственных вод Охотского моря [21, 22], что приводит к росту температуры и солёности (рис. 1 а, б).

Самая обширная область с пониженной солёностью (и низкой температурой воды)

наблюдаются у склона о. Сахалин и в западной части Курильской котловины Охотского моря. Здесь, как известно [21, 22], на формирование солёности воды доминирующее влияние оказывают придонные шельфовые воды северо-западной части моря (с низкой температурой и солёностью), которые формируются в результате осенне-зимней конвекции. Эта стационарная область с пониженными значениями солёности восточнее Сахалина также зависит от адвекции сравнительно пресных вод, режим

которых находится в сильной зависимости от стока р. Амур. Как следует из конфигурации области с соленостью ниже 33.5 psu (рис. 1 б), по мере достижения этой опреснённой воды южной части моря, происходит её выход в Тихий океан, что способствует формированию в его северо-западной части промежуточной водной массы с пониженной солёностью [21, 22]. Более того, согласно существующим схемам течений моря [18–20], на южной периферии циклонического круговорота вод моря происходит перемещение этих распреднённых вод на восток до меридиана центральных проливов Курильской гряды.

Глубина залегания верхней границы ЗСГГ в Охотском море (рис. 1 в) находится в полном соответствии с рассмотренными выше океанологическими условиями и представленными основными факторами их формирования (осенне-зимняя конвекция, боковое и вертикальное перемешивание на границах течений и в проливах Курильской гряды, адвекции тихоокеанских вод и вод Японского моря, а также интенсификации приливных и непериодических течений в районах резких перепадов глубин) и изменяется от 300 до 350 м. Причём, максимально она заглублена (до 340–350 м) вблизи центральных и северных проливов Курильской гряды. Если следовать конфигурации изолиний 330 и 340 м, то топография верхней границы ЗСГГ ограничивает, соответственно, западную и восточную периферии циклонического круговорота вод Охотского моря (рис. 1 в).

Следует отметить, что полученное нами (на всех картах рис. 1) деление акватории Охотского моря на благоприятные/неблагоприятные условия для образования и существования ГГ хорошо согласуется с данными работ [10, 23]. В тоже время, представленное деление акватории на рис. 1 более детально, а различия с работами [10, 23], в основном, связаны с использованием в настоящем исследовании более полной базы исходных океанологических данных, учётом в расчётах фактической термической структуры вод Охотского моря и более реальным принятием условия стабильности ГГ для системы “чистый метан–морская вода” ( $S=33.5$  psu).

В настоящей работе не рассматривается возможность существования криогенных ГГ (хотя на преобладающей части шельфа Охотского моря существуют отрицательные значения температуры). Эта проблема, во-первых, находится за пределами настоящего исследования (толщина вод моря). Во-вторых, обоснование возможности существования криогенных ГГ и их

предполагаемая локализация в пределах Охотского моря, достаточно подробно изложены в работе [10].

Реальность полученных в настоящей работе результатов оценена по местоположению выявленных скоплений ГГ и “факелов” метана. Эти данные получены в рамках многолетних экспедиционных наблюдений ТОИ ДВО РАН за период 1988–2021 гг. и частично опубликованы в отчётах и [16]. Как следует из рис. 1 г, обнаруженные контактными методами скопления ГГ располагаются и тяготеют к акватории, где верхняя граница ЗСГГ находится в водной толще.

Более сложная, но объяснимая, картина распределения выявленных “факелов” метана на акватории Охотского моря (рис. 1 г). Они распределены не только в зоне, где в толще вод отсутствуют термобарические условия для формирования и существования ГГ, но и в глубоководной части моря. Существование “факелов” метана на мелководных участках исследуемой акватории связано, во-первых, с наличием залежей нефти и газа, активных разломов, с одной стороны, и, частично, с отсутствием термобарических условий для формирования и существования ГГ, которые, “цементируя” донные отложения, могут выполнять роль флюидоупора, с другой стороны. Во-вторых, на этих участках моря верхняя граница ЗСГГ может располагаться как на дне моря, так и в верхней части осадочного слоя. Поэтому здесь могут формироваться благоприятные термические условия для диссоциации ГГ. Подтверждением этому могут служить известные факты как сезонных, так и межгодовых колебаний температуры воды в Охотском море [17, 22, 24, 25].

Наличие “факелов” метана в глубоководной части моря, где в толще вод имеются благоприятные термобарические условия для формирования и существования ГГ, можно объяснить наличием следующих факторов. Так, за счет сейсмо-тектонических процессов могут происходить нарушения структуры вмещающей толщи осадков, особенно в зонах разломов, которые могут быть причиной газовых выбросов. Как известно, в настоящее время в охотоморском регионе наблюдаются эпизоды сейсмической и вулкано-магматической активности. Вторым фактором могут быть дополнительные источники, в виде скоплений углеводородов, очагов постмагматической активности и др., но это планируется к рассмотрению в другой публикации авторов.

В результате проведённого исследования по средним годовым данным за период 1929–2020 гг.

выявлены основные закономерности пространственного распределения параметров верхней границы ЗСГГ (температуры воды, солёности, глубины залегания верхней границы в толще вод) в Охотском море. Получено, что минимальные температура воды и заглубление верхней границы ЗСГГ выделяются у восточного склона о-ва Сахалин, а максимальные – характерны для района, прилегающего к центральным и северным проливам Курильской гряды. Реальность полученных результатов оценена по фактическим данным экспедиционных наблюдений (наличие ГГ и “факелов” метана).

Представленные результаты будут востребованы для постановки поисковых работ по ГГ в Охотском море, а также при исследовании влияния ГГ и последствий их диссоциации на распространение бентосной фауны. Кроме того, положение верхней границы и протяжённость ЗСГГ в водной толще являются необходимыми условиями при моделировании сценариев реакции ГГ на изменения температуры у морского дна и оценки возможности выделения метана в экосистему. Выявленные в представленной работе закономерности найдут применение в модельных расчётах при исследовании динамики растворения всплывающих пузырьков газа в водной толще.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность рецензентам за конструктивные замечания. Работа способствует достижению целей проекта ГЕОМИР в рамках национального плана действий в Десятилетии ООН наук об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.) и рабочей группы ВЕСТПАК “Газогидраты и потоки метана в Индо-Тихоокеанском регионе”.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания ТОИ ДВО РАН на 2024–2026 гг. “Исследование структуры и динамики вод Мирового океана в условиях современных климатических изменений”, регистрационный номер 124022100079-4.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макогон Ю. Ф. Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 2. С. 5–21.
2. Reagan M. T., Moridis G. J., Elliott S. M., Maltrud M. Contribution of oceanic gas hydrate dissociation to

- the formation of Arctic Ocean methane plumes // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09014.
3. Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П. Особенности накопления природных газов в зонах гидрообразования Мирового океана // Доклады Академии наук СССР. 1973. Т. 212. № 4. С. 931–934.
  4. Метан и климатические изменения: научные проблемы и технологические аспекты / Под ред. акад. РАН В.Г. Бондура, акад. РАН И. И. Мохова, чл.-кор. РАН А. А. Макоско. М.: Российская академия наук, 2022. 388 с.
  5. Богоявленский В. И., Янчевская А. С., Богоявленский И. В., Кишанков А. В. Газовые гидраты на акваториях Циркумарктического региона // Арктика: экология и экономика. 2018. № 3(31). С. 42–55.
  6. Веселов О. В., Гордиенко В. В., Куделькин В. В. Термобарические условия формирования газогидратов в Охотском море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 3(5). С. 62–68.
  7. Chen Z., Bai W., Xu W. Prediction of stability zones and occurrence zones of multiple composition natural gas hydrate in marine sediments // Chinese Journal of Geophysics. 2005. V. 48. № 4. P. 936–945.
  8. Dickens G. R., Quinby-Hunt M. S. Methane hydrate stability in seawater // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. № 19. P. 2115–2118.
  9. Елисеев А. В. Глобальный цикл метана: обзор // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 1. С. 52–70.
  10. Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas // Geosciences. 2018. V. 8. № 12. P. 453. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120453>
  11. McGinnis D. F., Greinert J., Artemov Y., Beaubien S. E., Wuest A. Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. C09007. <https://doi.org/10.1029/2005JC003183>.
  12. Granin N. G., Makarov M. M., Kucher K. M., Gnatovsky R. Y. Gas seeps in Lake Baikal-detection, distribution, and implications for water column mixing // Geo-Marine Letters. 2010. V. 30. № 3–4. P. 399–409. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0201-3>
  13. Biastoch A., Treude T., Rüpkne L. H., Riebesell U., Roth C., Burwicz E. B., Park W., Latif M., Böning C. W., Madec G., Wallmann K. Rising Arctic Ocean temperatures cause gas hydrate destabilization and ocean acidification // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L08602. <https://doi.org/10.1029/2011GL047222>

14. *Giustiniani M., Tinivella U., Jakobsson M., Rebesco M.* Arctic ocean gas hydrate stability in a changing climate // *J. Geol. Res.* 2013. V. 2013. 783969. <https://doi.org/10.1155/2013/783969>
15. *Reagan M. T., Moridis G. J.* Oceanic gas hydrate instability and dissociation under climate change scenarios // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L22709. <https://doi.org/10.1029/2007GL031671>.
16. *Обжиров А. И., Шакиров Р. Б.* Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море / В кн.: Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. Специальный выпуск. Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–136.
17. *Лучин В. А.* Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей / В кн.: Дальневосточные моря России. Т. 1. М.: Наука, 2007. С. 232–252.
18. *Морошкин К. В.* Новая схема поверхностных течений Охотского моря // *Океанология*. 1964. Т. 4. С. 641–643.
19. *Лучин В. А.* Диагностический расчет циркуляции вод Охотского моря в летний период // Тр. ДВНИИ. 1982. Вып. 96. С. 69–76.
20. *Fayman P. A., Prants S. V., Budyansky M. V., Uleytsky M. Y.* Simulated pathways of the northwestern pacific water in the Okhotsk Sea // *Izv. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. № 3. P. 329–340.
21. *Talley L. D.* An Okhotsk water anomaly: Implications for ventilation in the North Pacific // *Deep Sea Res.* 1991. Part A. № 38. Suppl. 1. P. 171–190.
22. *Gladyshev S., Talley L., Kantakov G., Khen G., Wakatsuchi M.* Distribution, formation, and seasonal variability of Okhotsk Sea Mode Water // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C6. 3186. <https://doi.org/10.1029/2001JC000877>
23. *Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Соловьев В. А.* Геология субмаринных газовых гидратов // *Советская геология*. 1990. № 11. С. 12–19.
24. *Лучин В. А., Матвеев В. И.* Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // *Изв. ТИНРО*. 2016. Т. 187. С. 205–216.
25. *Фигуркин А. Л.* Изменчивость термохалинного состояния придонных вод северной части Охотского моря // *Изв. ТИНРО*. 2011. Т. 166. С. 255–274.

## SPATIAL VARIABILITY OF THE METHANE HYDRATES STABILITY ZONE UPPER BOUNDARY PARAMETERS IN THE WATER COLUMN OF THE SEA OF OKHOTSK

**R. B. Shakirov, V. A. Luchin, E. A. Petrova<sup>#</sup>**

*Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov February 24, 2024.*

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Vladivostok, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: petrova@poi.dvo.ru*

Based on all available oceanological information (131, 286 stations carried out from 1929 to 2020), for the first time for the Sea of Okhotsk, spatial patterns of the methane hydrate stability zone upper boundary (water temperature, salinity, depth of the upper boundary in the water column) parameters distribution are presented and discussed. The methane hydrate stability zone model is considered. We are revealed that in the Sea of Okhotsk, the minimum water temperature and the minimum depth of the upper boundary of the gas hydrate stability zone (less than 1°C and 300–320 m, respectively) are located near the eastern slope of Sakhalin Island. The maximum water temperature and maximum depth of the upper boundary (1.5–1.7°C and 340–350 m, respectively) are characteristic of the area adjacent to the central and northern straits of the Kuril Islands Arc, as well as above the slope of the Kamchatka Peninsula. The salinity values at the upper boundary of the methane hydrate stability zone in the Sea of Okhotsk vary within a narrow range from 33.4 to 33.6 psu, which is quite close to conditions for the stability of methane hydrate in seawater obtained by us. An area where in the water column there are no favorable thermobaric conditions for the formation and existence of methane hydrates has been identified.

**Keywords:** gas hydrates, methane, upper boundary of the stability zone, water temperature, salinity, Sea of Okhotsk

## ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОЛЯРНЫХ ВИХРЕЙ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН В. В. Зуев<sup>1,\*</sup>, Е. С. Савельева<sup>1,2</sup>

Поступило 20.02.2024 г.

После доработки 11.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

Впервые представлены динамические характеристики стратосферных полярных вихрей на уровнях от 100 до 1 гПа (минимальная площадь вихря, минимальная средняя скорость ветра по границе вихря и минимальная скорость ветра, при которой сохраняется динамический барьер), рассчитанные с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала на основе данных реанализа ERA5. Получены сезонные изменения и усреднённые зимние вертикальные профили площади вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря для антарктического и арктического полярных вихрей. Определена среднесуточная вероятность ослабления динамического барьера по границе вихря в зимний период по данным за 1979–2021 гг. в Арктике и Антарктике. Показано, что наиболее низкая вероятность ослабления динамического барьера (и возможного разрушения полярного вихря) в зимний период прослеживается на уровнях от 30 до 3 гПа и достигает менее 50% в Арктике и менее 1% в Антарктике. На уровне 50 гПа вероятность ослабления динамического барьера составляет 53.7% в Арктике и 1.4% в Антарктике.

**Ключевые слова:** полярные вихри, озоновые аномалии, метод оконтуривания вихря, площадь вихря, скорость ветра по границе вихря

**DOI:** 10.31857/S2686739724070173

Стратосферные полярные вихри, будучи детально исследованными за последние 50 лет научными группами по всему миру, до сих пор имеют нерешённые вопросы. Первые упоминания о существовании циркумполярных западных ветров в стратосфере появились в конце 1940-х годов [1, 2]. Термин *циркумполярный вихрь* появился в работах с 1950 г. [3], а его сокращённая форма *полярный вихрь* стала распространённой с конца 1950-х–начала 1960-х годов [4]. Значительное усиление интереса к полярным вихрям наблюдалось после “открытия” озоновых дыр над Антарктидой в начале 1980-х гг. [5]. В дальнейшем была выявлена их существенная роль в формировании внезапных стратосферных потеплений, усилении стратосферно-тропосферного обмена, и даже возникновении арктических вторжений холодных масс в субполярных широтах Северного полушария [6–8]. Получение и последующий

анализ характеристик стратосферных полярных вихрей позволяет улучшить понимание последствий и особенностей их динамики. В данной работе впервые представлены динамические характеристики стратосферных полярных вихрей (в частности, площадь вихря, средняя скорость ветра по границе вихря и средняя температура внутри вихря) на уровнях от 100 до 1 гПа, полученные по методу оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала на основе данных реанализа ERA5.

Среднесуточные данные о скорости зонального и меридионального ветра, геопотенциале, температуре воздуха и массовом отношении смеси озона в области 40–90° ш. с горизонтальным разрешением  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  на уровнях от 100 до 1 гПа за период с 1979 по 2021 гг. получены по данным реанализа ERA5 [9]. Для анализа динамических характеристик стратосферных полярных вихрей использовался метод их оконтуривания с помощью геопотенциала [10]. Усреднённые за 1979–2021 гг. значения геопотенциала  $\Phi^*$  в районе максимального градиента температуры по границе арктического и антарктического полярных вихрей на уровнях от 100 до 1 гПа

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской Академии наук, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: vzuiev@list.ru

**Таблица 1.** Значения геопотенциала, характеризующие границы антарктического и арктического полярных вихрей на изобарических поверхностях от 100 до 1 гПа

	По границе антарктического полярного вихря ( $10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ )	По границе арктического полярного вихря ( $10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ )
1 гПа	44.30 $\pm$ 0.67	44.70 $\pm$ 0.59
2 гПа	39.60 $\pm$ 0.56	40.10 $\pm$ 0.44
3 гПа	36.90 $\pm$ 0.51	37.30 $\pm$ 0.38
5 гПа	33.60 $\pm$ 0.44	33.90 $\pm$ 0.35
7 гПа	31.50 $\pm$ 0.38	31.80 $\pm$ 0.32
10 гПа	29.30 $\pm$ 0.33	29.50 $\pm$ 0.30
20 гПа	25.00 $\pm$ 0.23	25.20 $\pm$ 0.23
30 гПа	22.50 $\pm$ 0.20	22.70 $\pm$ 0.20
50 гПа	19.30 $\pm$ 0.17	19.50 $\pm$ 0.15
70 гПа	17.20 $\pm$ 0.14	17.50 $\pm$ 0.15
100 гПа	15.00 $\pm$ 0.12	15.40 $\pm$ 0.15

приведены в табл. 1. Динамические характеристики вихря (площадь вихря, средняя скорость ветра по границе вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря) рассчитывались, основываясь на значениях геопотенциала, характеризующих границы полярных вихрей (табл. 1). На данный момент существует несколько методов оконтурирования полярных вихрей. Граница полярного вихря может быть определена по максимальному градиенту потенциальной завихренности [11], или с использованием М-функции, характеризующей длину траекторий, проходящих через узлы заданной сетки [12]. Потенциальная завихренность, будучи отношением абсолютного вихря к эффективной глубине вихря, хорошо описывает динамику полярного вихря [13–15]. В свою очередь М-функция позволяет охарактеризовать региональные особенности массообмена и определить область динамического барьера по границе вихря [12, 16]. В данной работе динамика полярных вихрей рассматривается с использованием метода оконтурирования вихрей с помощью геопотенциала, поскольку он позволяет оценить основные параметры вихря (скорость ветра по границе вихря, площадь вихря, средняя температура и содержание озона внутри вихря) на основе данных реанализа ERA5, представленных на изобарических поверхностях.

В работах [10, 17] были исследованы динамические характеристики стратосферных полярных вихрей на уровне 50 гПа. Охарактеризован динамический барьер полярного вихря в нижней стратосфере, способствующий сохранению низких температур и полярных стратосферных облаков внутри вихря в зимний период. Показано, что полярный вихрь характеризуется

наличием динамического барьера на уровне 50 гПа при скорости ветра по границе вихря не менее 20 м/с. Также определены другие динамические характеристики полярного вихря на уровне 50 гПа: площадь вихря более 10 млн  $\text{km}^2$  и средняя скорость ветра по границе вихря более 30 м/с. Показано, что критериями аномального ослабления полярного вихря, предшествующего его разрушению, является снижение площади вихря менее 10 млн  $\text{km}^2$  и последующее уменьшение средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 м/с на уровне 50 гПа, при которых полярный вихрь становится небольшим циклоном (характеризующимся высокими температурами и отсутствием динамического барьера) и разрушается в пределах 3-х недель. В данной работе на основе значений геопотенциала, описывающих границы полярных вихрей на уровнях от 100 до 1 гПа (табл. 1), и динамических характеристик полярного вихря на уровне 50 гПа получены и протестированы на рядах данных за 1979–2021 гг. соответствующие характеристики на уровнях от 100 до 1 гПа: минимальная площадь вихря, минимальная средняя скорость ветра по границе вихря и минимальная скорость ветра, при которой сохраняется динамический барьер (табл. 2).

На рис. 1–5 приведены полученные по методу оконтурирования с помощью геопотенциала на основе данных реанализа ERA5 среднесуточные изменения динамических характеристик стратосферных полярных вихрей (площадь вихря, средняя скорость ветра по границе вихря, средняя температура, содержание озона и геопотенциал внутри вихря) в нижней, средней и верхней стратосфере (на уровнях 50, 10 и 2 гПа) с 1979 по 2021 гг. для всех случаев,

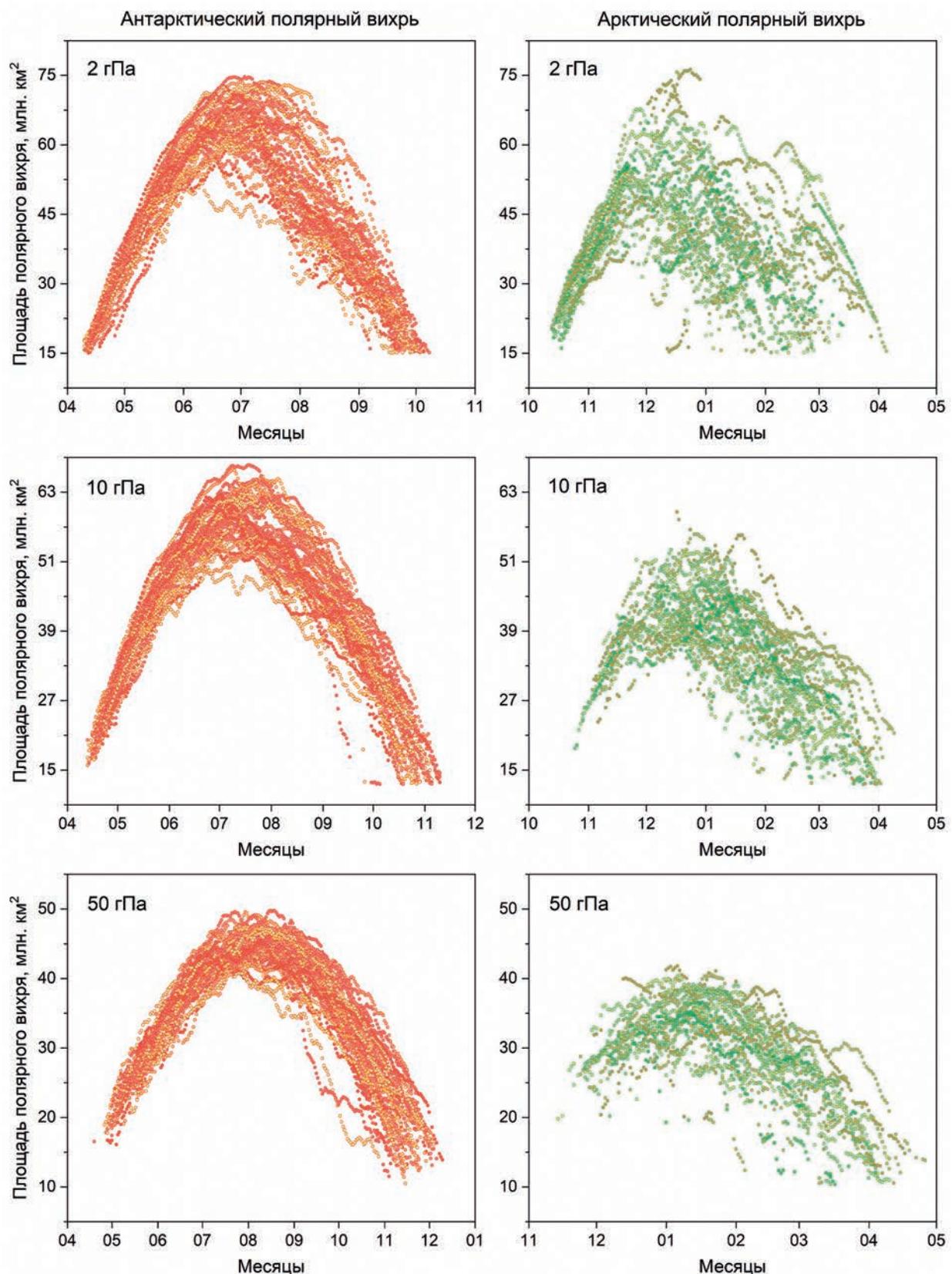
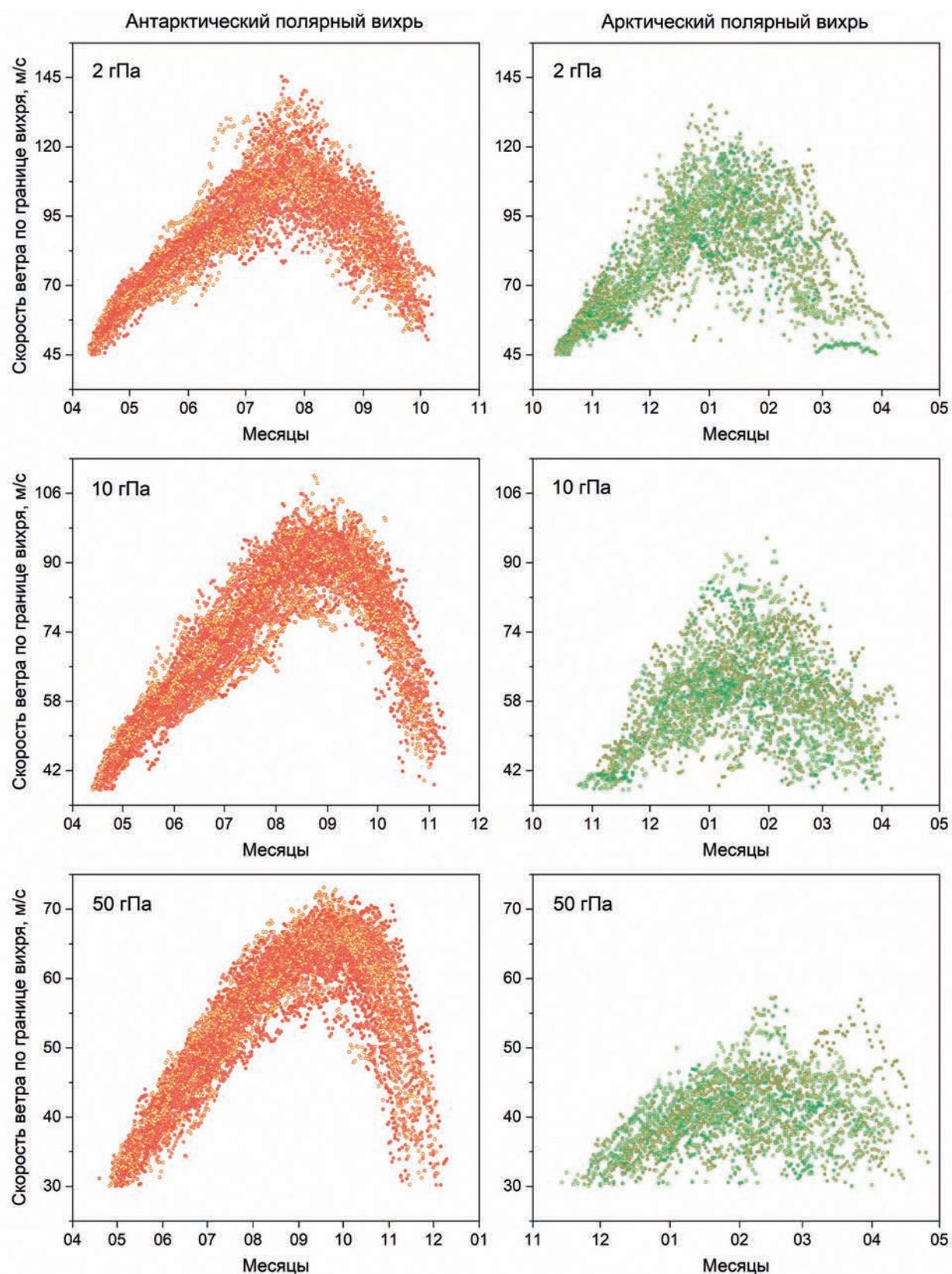


Рис. 1. Внутригодовые среднесуточные изменения площади антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях 2, 10 и 50 гПа с 1979 по 2021 гг.



**Рис. 2.** Внутригодовые среднесуточные изменения средней скорости ветра по границе антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях 2, 10 и 50 гПа с 1979 по 2021 гг.

**Таблица 2.** Динамические характеристики стратосферных полярных вихрей на изобарических поверхностях от 100 до 1 гПа

	Площадь вихря	Средняя скорость ветра по границе вихря	Скорость ветра, при которой формируется динамический барьер
1 гПа	>16.0 млн. км <sup>2</sup>	>48.0 м/с	>32.0 м/с
2 гПа	>15.0 млн. км <sup>2</sup>	>45.0 м/с	>30.0 м/с
3 гПа	>14.5 млн. км <sup>2</sup>	>43.5 м/с	>29.0 м/с
4 гПа	>14.0 млн. км <sup>2</sup>	>42.0 м/с	>28.0 м/с
5 гПа	>13.5 млн. км <sup>2</sup>	>40.5 м/с	>27.0 м/с
7 гПа	>13.0 млн. км <sup>2</sup>	>39.0 м/с	>26.0 м/с
10 гПа	>12.5 млн. км <sup>2</sup>	>37.5 м/с	>25.0 м/с
15 гПа	>12.0 млн. км <sup>2</sup>	>36.0 м/с	>24.0 м/с
20 гПа	>11.5 млн. км <sup>2</sup>	>34.5 м/с	>23.0 м/с
30 гПа	>11.0 млн. км <sup>2</sup>	>33.0 м/с	>22.0 м/с
40 гПа	>10.5 млн. км <sup>2</sup>	>31.5 м/с	>21.0 м/с
50 гПа	>10.0 млн. км <sup>2</sup>	>30.0 м/с	>20.0 м/с
70 гПа	>9.5 млн. км <sup>2</sup>	>28.5 м/с	>19.0 м/с
100 гПа	>9.0 млн. км <sup>2</sup>	>27.0 м/с	>18.0 м/с

когда выполнялись динамические характеристики из табл. 2. В табл. 3 приведены усреднённые за зимний период 1979–2021 гг. значения площади вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря со среднеквадратичными отклонениями (СКО) на уровнях от 100 до 1 гПа для антарктического и арктического полярных вихрей (с июня по август – для Южного полушария (ЮП) и с декабря по февраль – для Северного полушария (СП)) для случаев с сохранением динамических характеристик (табл. 2). Среднесуточная вероятность ослабления динамического барьера в зимний период (представляющая собой процент таких событий за 1979–2021 гг.) значительно увеличивается при приближении к нижней и верхней границам вихрей: на уровне 100 гПа составляет 96.6% и 20.3%, на уровне 70 гПа – 77.0% и 5.4%, на уровне 1 гПа – 56.3% и 12.6% в Арктике и Антарктике, соответственно. На уровнях 50 и 2 гПа вероятность ослабления динамического барьера составляет 53.7% и 52.0% в Арктике и 1.4% и 2.8% в Антарктике. При этом в области от 30 до 3 гПа среднесуточная вероятность ослабления динамического барьера (и возможного разрушения полярного вихря) в зимний период наиболее низкая – менее 50% в Арктике и менее 1% в Антарктике.

Значительное преимущество в устойчивости антарктического полярного вихря по сравнению с арктическим проявляется в меньшем разбросе и большей величине значений площади вихря

и скорости ветра по границе вихря (рис. 1, 2; табл. 3). При этом существенная изменчивость арктического полярного вихря начинает проявляться уже с декабря, т.е. вскоре после его формирования. Устойчивость вихря снижается, а разброс значений увеличивается с ростом высоты, что сильнее проявляется в Арктике (рис. 1, 2; табл. 3). Рассмотренные особенности проявляются в распределении значений средней температуры и среднего содержания озона внутри вихря (рис. 3, 4; табл. 3). В условиях более сильного и устойчивого антарктического полярного вихря внутри него в нижней стратосфере наблюдаются более низкие температуры, а в верхней более высокие по сравнению с распределением температуры внутри арктического вихря. Вариации температуры верхней полярной стратосферы определяются содержанием озона и косвенно зависят от динамики полярного вихря. Если в нижней стратосфере в условиях сильного вихря происходит понижение температуры в результате динамических процессов и снижение содержания озона, то в верхней стратосфере проявляется обратная зависимость: в условиях понижения содержания озона внутри полярного вихря происходит повышение температуры [18] (рис. 3, 4). Распределение значений среднего геопотенциала внутри полярных вихрей отражает существенно более сильное, стабильное понижение давления внутри антарктического полярного вихря по сравнению с арктическим (рис. 5). При этом амплитуда сезонных изменений значений

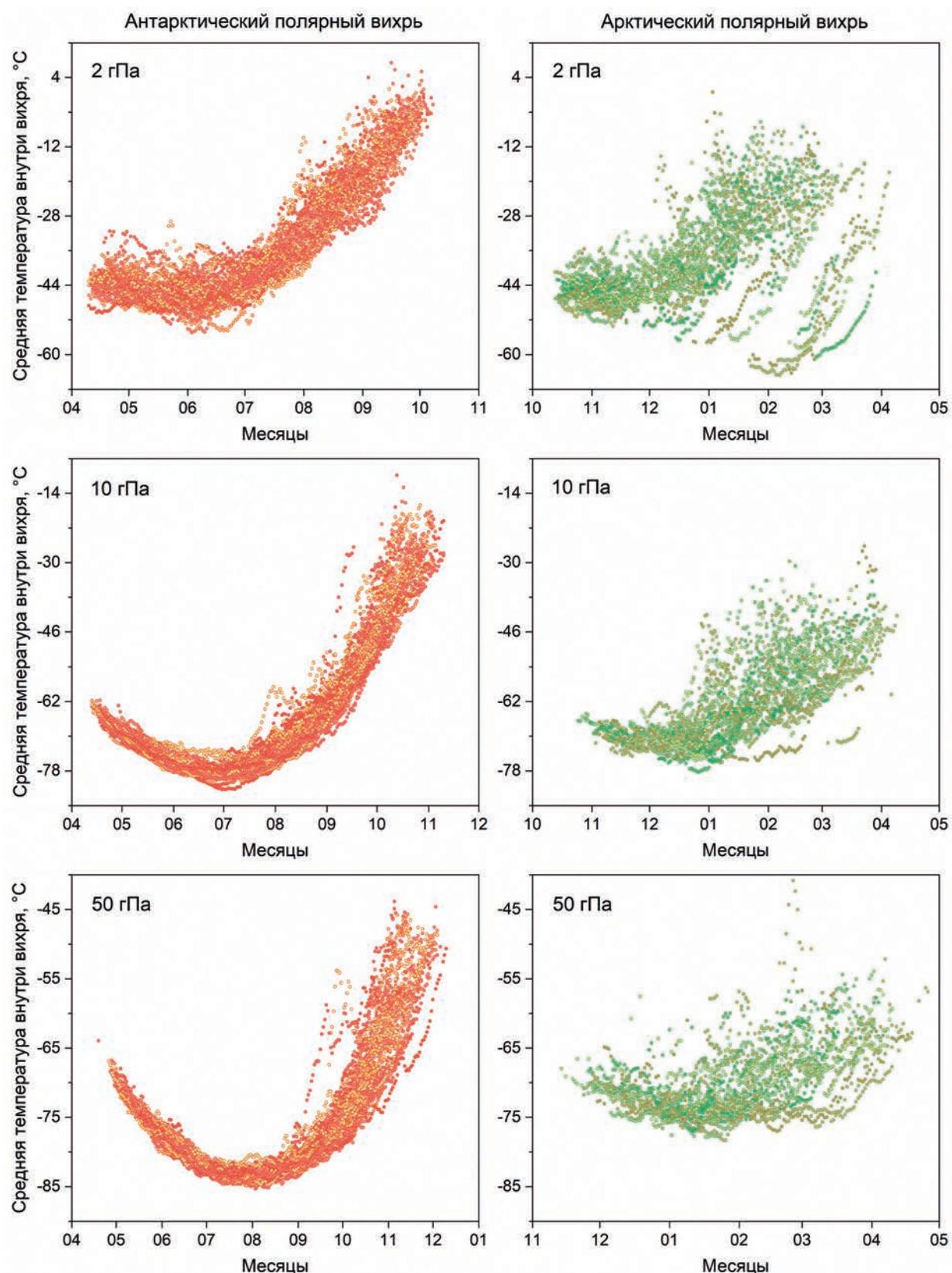


Рис. 3. Внутригодовые среднесуточные изменения средней температуры внутри антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях 2, 10 и 50 гПа с 1979 по 2021 гг.

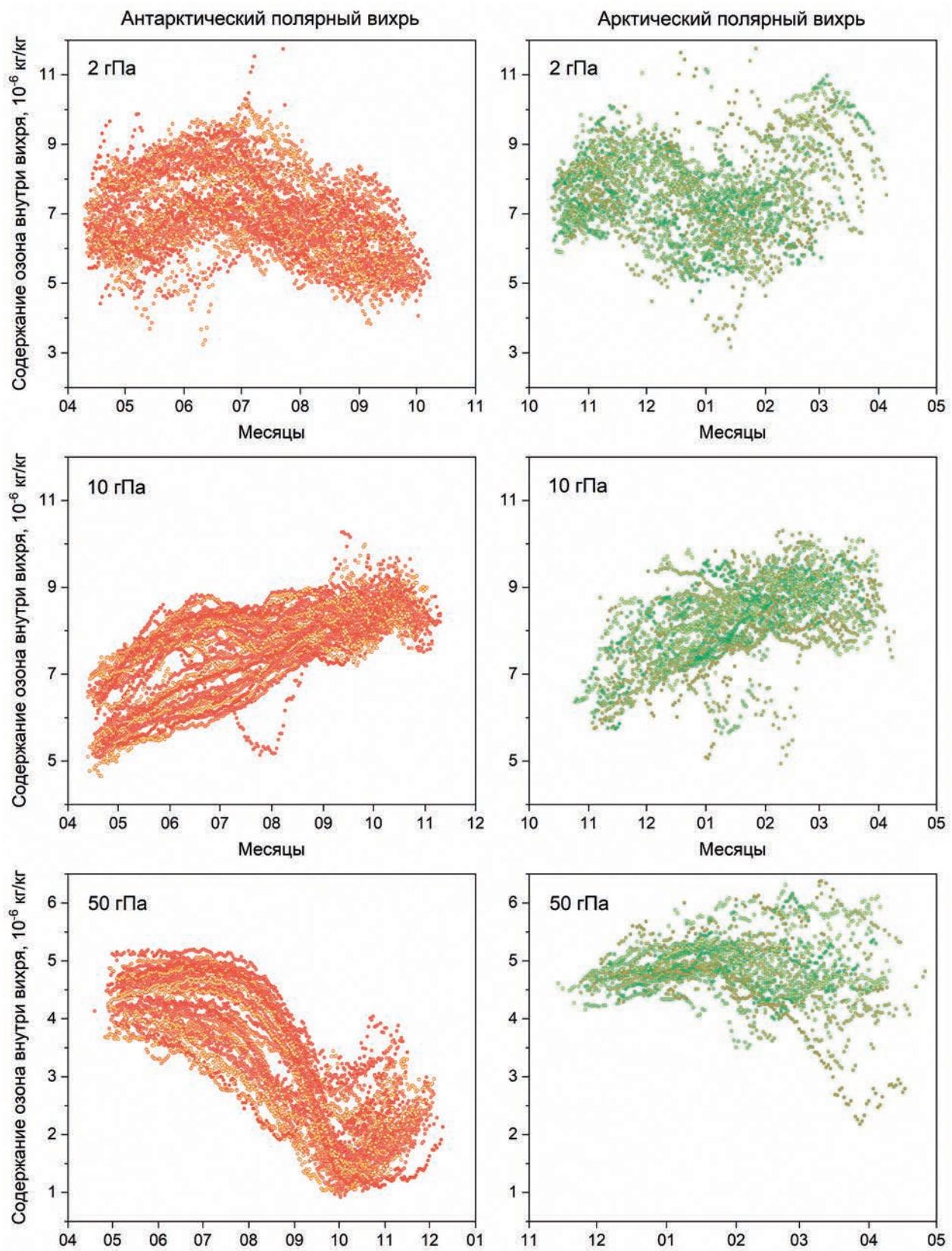


Рис. 4. Внутригодовые среднесуточные изменения среднего массового отношения смеси озона внутри антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях 2, 10 и 50 гПа с 1979 по 2021 гг.

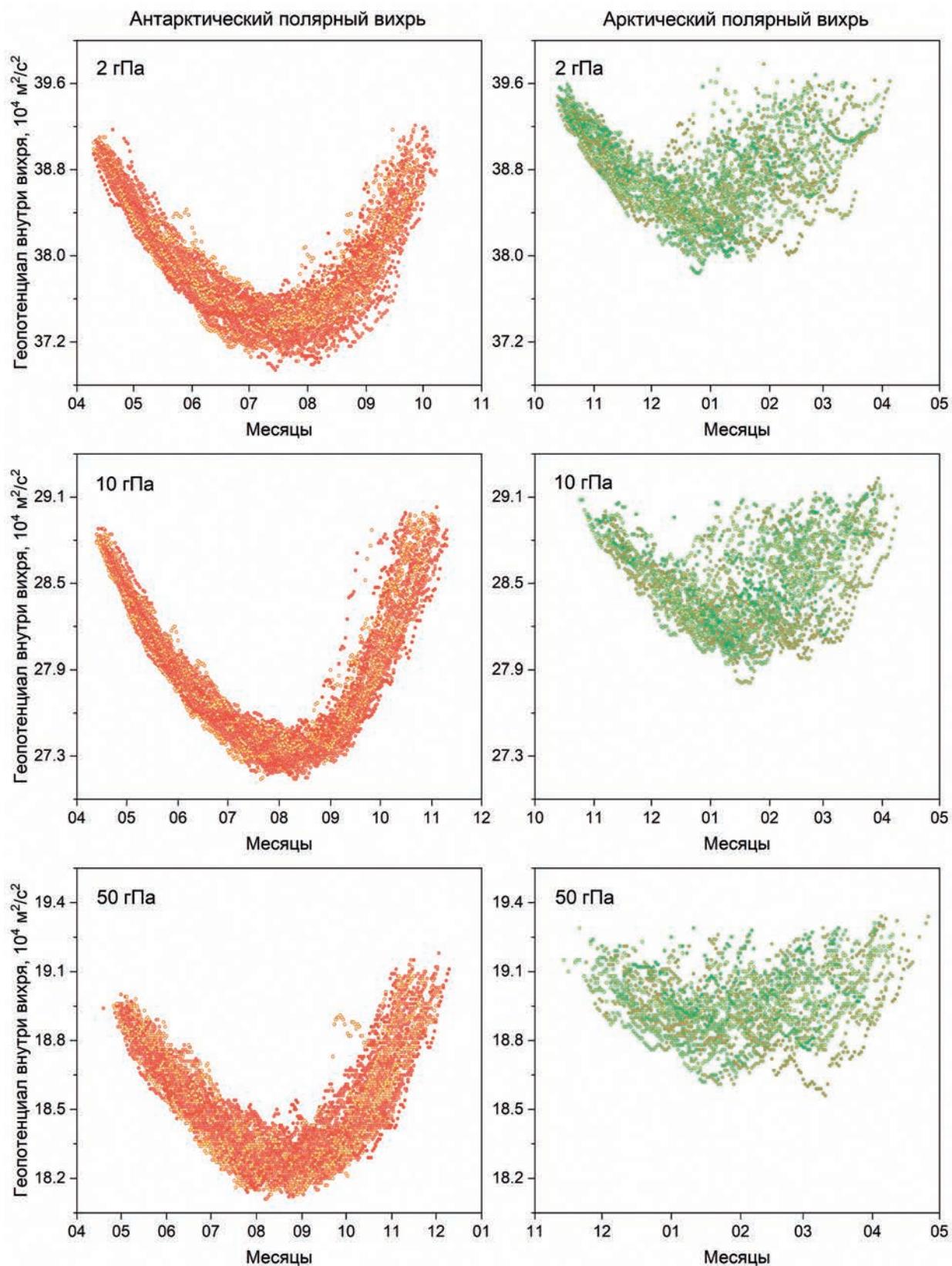
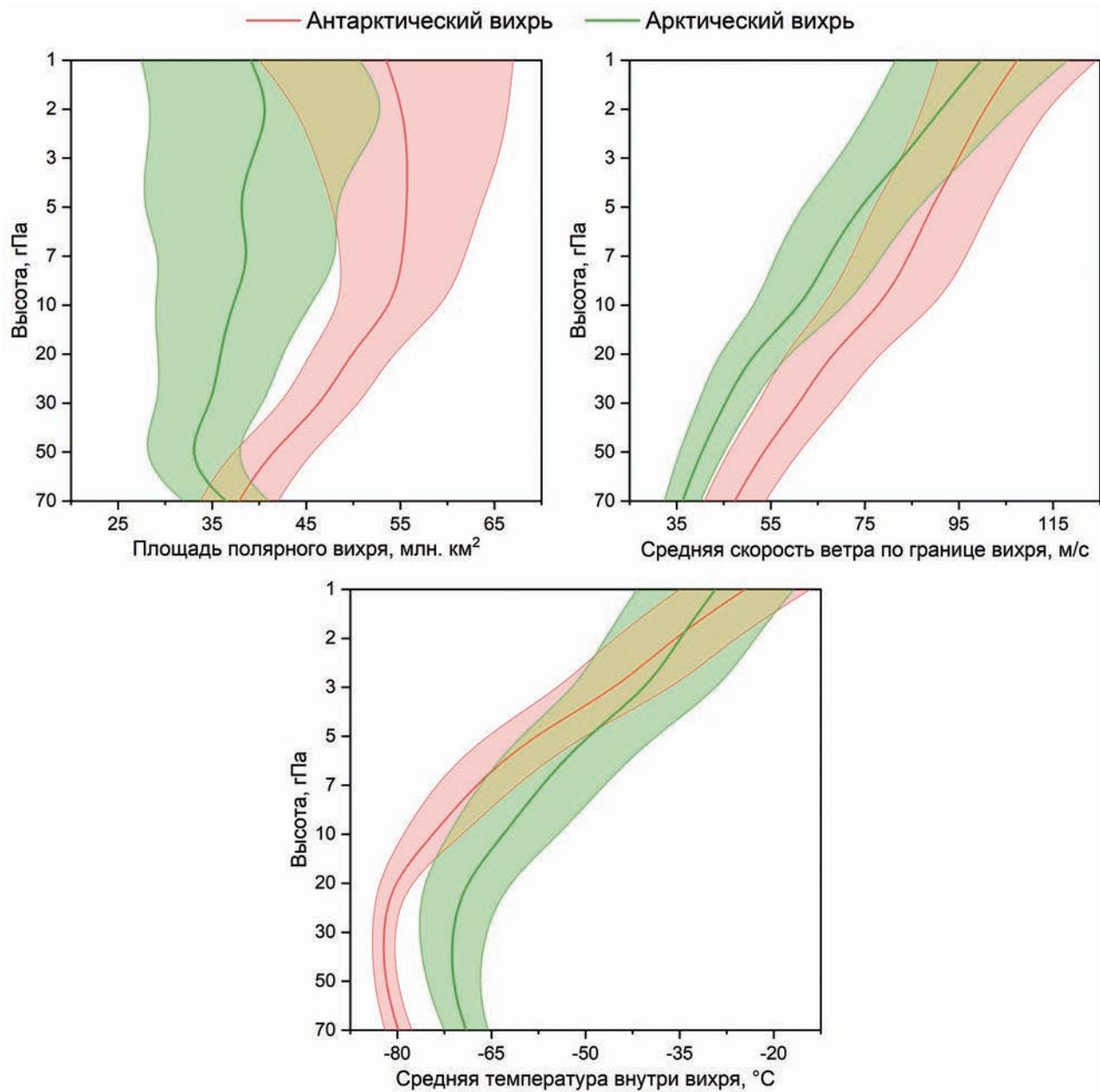


Рис. 5. Внутригодовые среднесуточные изменения среднего геопотенциала внутри антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях 2, 10 и 50 гПа с 1979 по 2021 гг.



**Рис. 6.** Усреднённые за зимний период 1979–2021 гг. значения площади полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря на уровнях от 70 до 1 гПа для антарктического и арктического полярных вихрей с СКО.

геопотенциала в верхней стратосфере в 2 раза выше, чем в нижней.

Усреднённые за зимний период динамические характеристики полярных вихрей, представленные в табл. 3, проиллюстрированы на рис. 6. В динамике антарктического полярного вихря прослеживается значительное увеличение площади с высотой вплоть до 10 гПа в среднем на  $\sim 20$  млн  $\text{км}^2$  (рис. 6, табл. 3), вероятно обусловленное устойчивостью и центрированностью

относительно полюса антарктического вихря. В обоих полушариях прослеживается постепенное увеличение средней скорости ветра по границе вихря с высотой, в итоге значения в верхней стратосфере примерно в 2.5–3.0 раза превышают значения в нижней стратосфере. В нижней и средней стратосфере температура внутри антарктического полярного вихря, как правило, ниже более чем на  $10^{\circ}\text{C}$  соответствующих значений для арктического вихря, в то время как

**Таблица 3.** Усредненные за зимний период характеристики антарктического и арктического полярных вихрей на уровнях от 100 до 1 гПа за 1979–2021 гг.

	Число случаев с сохранением динамических характеристик		Площадь вихря, млн км <sup>2</sup>		Средняя скорость ветра по границе вихря, м/с		Средняя температура внутри вихря, °C	
	ЮП	СП	ЮП	СП	ЮП	СП	ЮП	СП
1 гПа	3458 (87.4%)	1693 (43.7%)	53.5±13.5	39.1±11.6	107.4±16.8	99.8±18.3	-24.6±10.4	-29.3±12.5
2 гПа	3844 (97.2%)	1859 (48.0%)	55.3±11.2	41.3±12.6	100.2±12.9	91.1±15.0	-36.1±9.6	-35.0±11.9
3 гПа	3916 (99.0%)	1937 (50.1%)	55.8±9.7	39.2±11.2	95.1±12.2	83.1±13.5	-44.7±9.1	-39.9±11.5
5 гПа	3945 (99.7%)	2192 (56.6%)	55.7±7.8	37.6±10.1	89.1±12.3	73.7±12.3	-58.6±7.7	-49.9±10.7
7 гПа	3944 (99.7%)	2039 (52.7%)	55.3±6.6	39.2±9.5	84.5±12.2	67.2±11.2	-67.7±6.4	-57.1±9.9
10 гПа	3950 (99.8%)	2173 (56.1%)	54.3±5.5	37.1±8.3	78.6±11.8	61.9±9.9	-74.3±4.8	-63.0±8.9
20 гПа	3953 (99.9%)	2106 (54.4%)	49.6±4.3	35.8±6.5	67.6±9.9	50.8±7.1	-81.0±2.3	-69.4±6.7
30 гПа	3935 (99.5%)	2002 (51.7%)	46.8±4.1	35.1±5.6	61.2±8.7	45.3±5.7	-82.4±1.7	-71.4±5.3
50 гПа	3900 (98.6%)	1791 (46.3%)	41.2±4.2	31.9±4.8	53.2±7.4	40.2±4.7	-82.0±1.8	-71.3±4.2
70 гПа	3741 (94.6%)	890 (23.0%)	37.7±4.2	35.8±4.5	47.3±6.5	36.1±3.8	-80.0±2.1	-69.3±3.4
100 гПа	3154 (79.7%)	133 (3.4%)	35.3±3.8	44.0±4.4	41.7±5.3	32.9±3.2	-76.9±2.6	-65.5±3.1

в верхней стратосфере в большинстве случаев проявляется обратная динамика.

Таким образом, в работе с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала на основе данных реанализа ERA5 впервые получены динамические характеристики стратосферных полярных вихрей на уровнях от 100 до 1 гПа: минимальная площадь вихря, минимальная средняя скорость ветра по границе вихря и минимальная скорость ветра, при которой сохраняется динамический барьер. С учётом выполнения динамических характеристик получены и проиллюстрированы сезонные изменения параметров стратосферных полярных вихрей (площади вихря, средней скорости ветра по границе вихря, средней температуры, среднего массового отношения озона и среднего геопотенциала внутри вихря). Определена среднесуточная вероятность ослабления динамического барьера по границе вихря в зимний период по данным за 1979–2021 гг. в Арктике и Антарктике. Показано, что наиболее низкая вероятность ослабления динамического барьера (и возможного разрушения полярного вихря) в зимний период прослеживается на уровнях от 30 до 3 гПа и достигает менее 50% в Арктике и менее 1% в Антарктике. На уровне 50 гПа вероятность ослабления динамического барьера составляет 53.7% в Арктике и 1.4% в Антарктике. Получены усреднённые за 1979–2021 гг. зимние вертикальные профили площади вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря для антарктического и арктического полярных вихрей.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-17-00273, <https://rscf.ru/project/23-17-00273/>

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scherhag R. Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin: Springer, 1948. 424 p.
2. Gutenburg B. New data on the lower stratosphere // B. Am. Meteorol. Soc. 1949. V. 30. № 2. P. 62–64.
3. Brasefield C. J. Winds and temperatures in the lower stratosphere // J. Meteorol. 1950. V. 7. № 1. P. 66–69.
4. Palmer C. E. The stratospheric polar vortex in winter // J. Geophys. Res. 1959. V. 64. № 7. P. 749–764.
5. Farman J. C., Gardiner B. G., Shanklin J. D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature. 1985. V. 315. № 6016. P. 207–210.
6. Holton J. R. The dynamics of sudden stratospheric warmings // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1980. V. 8. P. 169–190.
7. Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E. et al. Stratosphere-troposphere exchange // Rev. Geophys. 1995. V. 33. № 4. P. 403–439.

8. Kolstad E. W., Breiteig T., Scaife A. A. The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2010. V. 136. No 649. P. 886–893.
9. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.
10. Zuev V. V., Savelieva E. Stratospheric polar vortex dynamics according to the vortex delineation method // *J. Earth Syst. Sci.* 2023. V. 132. № 1. P. 39.
11. Lawrence Z. D., Manney G. L., Wargan K. Reanalysis intercomparisons of stratospheric polar processing diagnostics // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. № 18. P. 13547–13579.
12. Smith M. L., McDonald A. J. A quantitative measure of polar vortex strength using the function M // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. № 10. P. 5966–5985.
13. Варгин П. Н., Кострыкин С. В., Ракушина Е. В. и др. Исследование изменчивости дат весенних перестроек циркуляции стратосферы и объема полярных стратосферных облаков в Арктике по данным
- моделирования и реанализа // *Известия РАН. ФАО.* 2020. Т. 56. № 5. С. 526–539.
14. Vargin P., Kostrykin S., Koval A. et al. Arctic stratosphere changes in the 21st century in the Earth system model SOCOLv4 // *Front. Earth Sci.* 2023. V. 11. P. 1214418.
15. Vargin P. N., Kostrykin S. V., Volodin E. M. et al. Arctic stratosphere circulation changes in XXI century in simulations of INM CM5 // *Atmosphere.* 2022. V. 13. № 1. P. 25.
16. Лукьянов А. Н., Варгин П. Н., Юшков В. А. Исследование с помощью лагранжевых методов аномально устойчивого арктического стратосферного вихря, наблюдавшегося зимой 2019–2020 гг. // *Известия РАН, ФАО.* 2021. Т. 57. № 3. С. 278–285.
17. Zuev V. V., Savelieva E. Antarctic polar vortex dynamics depending on wind speed along the vortex edge // *Pure Appl. Geophys.* 2022. V. 179. № 6–7. P. 2609–2616.
18. Holton J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition. California: Academic Press, 2004. 535 p.

## DYNAMIC CHARACTERISTICS OF THE STRATOSPHERIC POLAR VORTICES

Corresponding Member of the RAS V. V. Zuev<sup>a, #</sup>, E. S. Savelieva<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*  
#E-mail: vzuev@list.ru

The dynamic characteristics of the stratospheric polar vortices at levels from 100 to 1 hPa (minimum vortex area, minimum mean wind speed along the vortex edge, and minimum wind speed at which there is a dynamic barrier), obtained using the vortex delineation method with geopotential based on ERA5 reanalysis data, presented for the first time. Seasonal changes and average winter vertical profiles of the vortex area, mean wind speed along the vortex edge, and mean temperature inside the vortex for the Antarctic and Arctic polar vortices were obtained. The average daily probability of weakening of the dynamic barrier along the vortex edge in winter was determined based on data for 1979–2021 over the Arctic and Antarctic. It is shown that the lowest probability of weakening of the dynamic barrier (and possible breakdown of the polar vortex) in winter can be traced at levels from 30 to 3 hPa and reaches less than 50% in the Arctic and less than 1% in the Antarctic. At the 50 hPa level, the probability of weakening of the dynamic barrier is 53.7% in the Arctic and 1.4% in the Antarctic.

**Keywords:** polar vortices, ozone depletion, vortex delineation method, vortex area, wind speed along the vortex edge

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СЕРНОКИСЛОГО СПЕЛЕОГЕНЕЗА В УЗБЕКИСТАНЕ (СРЕДНЯЯ АЗИЯ)

© 2024 г. Е. П. Базарова<sup>1,\*</sup>, О. И. Кадебская<sup>2</sup>, Е. А. Щурихин<sup>3</sup>, А. М. Кононов<sup>1,4</sup>

Представлено академиком РАН А.А. Баряхом 18.02.2024 г.

Поступило 18.02.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

На территории Узбекистана исследована пещера, образованная в ходе процесса сернокислого спелеогенеза. Доказательства сернокислого спелеогенеза включают: характерную морфологию подземной полости, широкое развитие восходящих ходов, наличие источника тёплых подземных вод с напорным типом разгрузки и специфическим сероводородным хлоридно-сульфатным натриево-кальциевым химическим составом, присутствие бактериальных матов в водотоках и набор характерных вторичных минералов. По химическому и изотопному составу кислорода и водорода вод источника сделан вывод о том, что подземные воды изученной пещеры являются результатом смешения инфильтрационных пресных вод с седиментогенными водами морского происхождения, а также имеют следы процесса взаимодействия в системе “вода–порода”. Пещера представляет собой пример активного сернокислого спелеогенеза и является первым описаным проявлением сернокислого спелеогенеза в Узбекистане.

**Ключевые слова:** сернокислый спелеогенез, минералы, подземные воды, изотопия, Гиссарский хребет, Узбекистан

**DOI:** 10.31857/S2686739724070188

Процесс сернокислого спелеогенеза (SAS) является одним из проявлений гипогенного спелеогенеза – развития подземных полостей за счёт восходящего потока воды. Формирование пещер в ходе сернокислого спелеогенеза происходит вследствие растворения известняков серной кислотой, образующейся при окислении сероводорода, содержащегося в поступающих из глубинного источника водах [1]. На сегодняшний день пещеры, полностью или частично сформировавшиеся за счёт сернокислого спелеогенеза, известны на территории Италии [2], Австрии [3], США [4], Мексике [5], Румынии [6], Словакии [7], Македонии [8] и России (Чеченская Республика) [9]. На территории Узбекистана на сегодняшний момент пещер, имеющих такой генезис, не описано. Пещеры сернокислого

спелеогенеза имеют ряд признаков, таких как характерная морфология, минеральные ассоциации, состав подземных вод и присутствие бактериальных матов.

Проведённые исследования были посвящены изучению пещеры Ходжайпак, расположенной в юго-западных отрогах Гиссарского хребта на территории Узбекистана.

Пещера Ходжайпак находится у подножья хребта Сурхантау в Сурхандарьинской области Узбекистана (рис. 1). Хребет Сурхантау вытянут с юго-запада на северо-восток и имеет длину около 40 км, высшей точкой является г. Чульбаир высотой 3812 м. Для климата района характерно сухое жаркое лето и непродолжительная зима, в течение которой выпадает большая часть осадков. Хребет Сурхантау является асимметричной антиклинальной складкой, юго-восточное крыло которой осложнено Сурхантауским взбросом, а северо-западное падает под углом 10–25°. Пещера расположена в долине реки Ходжайпак на высоте 1000 м над уровнем моря и приурочена к водоносному комплексу верхнеюрских келловей-оксфордских известняков [10], нарушенных крупным разломом северо-восточного

<sup>1</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Горный институт Уральского отделения Российской Академии наук, Пермь, Россия

<sup>3</sup>Уральский филиал ФГУП “Госрыбцентр”, Екатеринбург, Россия

<sup>4</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

\*E-mail: bazarova@crust.irk.ru

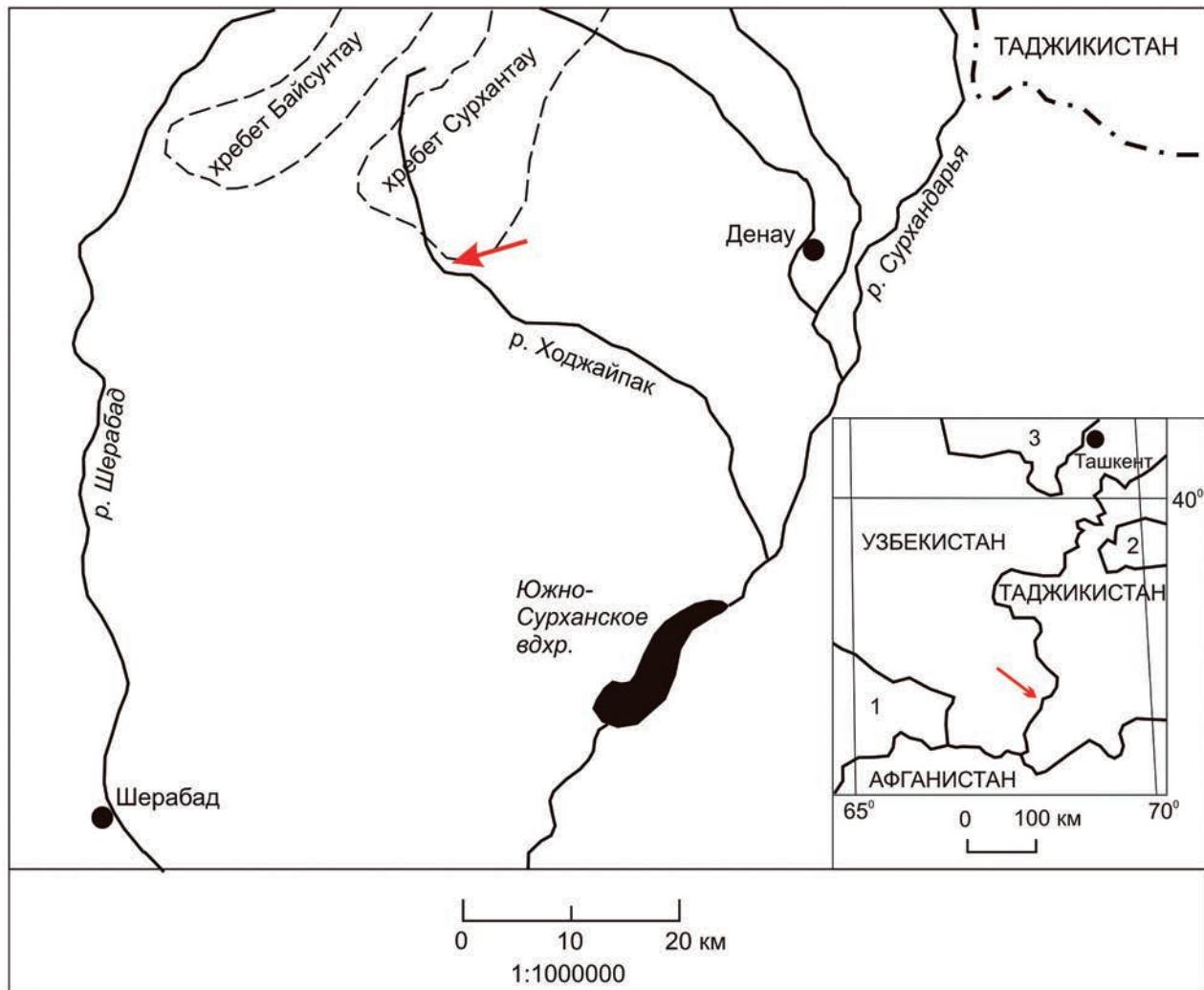


Рис. 1. Географическое положение пещеры Ходжайпак (указана красной стрелкой). На врезке справа цифрами отмечены Туркменистан (1), Кыргызстан (2) и Казахстан (3).

направления. Химический состав вмещающих пород приводится в табл. 1. Выше залегают отложения мелового возраста, представленные красноцветными толщами аргиллитов, известняков, алевролитов, песчаников и гипсонасных пород. Привходовая часть пещеры оборудована для посещений и забора воды для питья в лечебных целях.

Топографическая съёмка пещеры и отбор проб проводился авторами в ходе экспедиции Екатеринбургского городского клуба спелеологов (СГС) (руководитель – В.Л. Логинов) летом 2019 г. Были взяты пробы вмещающих пород, воды, вторичных отложений и бактериальных матов из водотоков. Определение минерального состава образцов проводили в ЦКП Института земной коры СО РАН в г. Иркутске методом

порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0 (аналитик М.Н. Рубцова). Изучение химического состава и морфологии минеральных агрегатов было проведено на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микронализа “INCA Energy” 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН в г. Пермь (аналитик О.В. Коротченкова). Содержание петрогенных элементов во вмещающих породах определялось методом силикатного анализа аналитиками М.М. Самойленко и Г.В. Бондаревой в ЦКП Института земной коры СО РАН. Химический состав воды определялся методами титрометрии, гравиметрии и атомно-абсорбционной спектрометрии аналитиком Л.А. Дурбан лаборатории гидрогеологии Института земной коры СО РАН. Бактериальные маты

Таблица 1. Химический состав пород, в которых заложена п. Ходжайпак (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	0.27	0.24	0.75	0.27	0.83	1.76	0.84
TiO <sub>2</sub>	<нпо	0.02	0.02	<нпо	0.02	0.02	<нпо
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	0.4	0.66	0.51	0.66	0.64	0.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.22	0.41	0.2	0.41	<нпо	0.74
FeO	—	—	—	—	—	—	0.11
MnO	<нпо	0.01	<нпо	<нпо	<нпо	0.01	0.01
MgO	0.47	0.45	0.46	0.43	0.44	0.5	0.42
CaO	54.71	55.42	53.58	54.57	52.43	52.8	49.21
Na <sub>2</sub> O	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	0.13
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.11	0.05	0.12	0.09	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо	<нпо
H <sub>2</sub> O <sup>—</sup>	0.3	0.15	0.12	0.6	1.38	1.07	3.46
ппп	1.28	1.78	1.23	1.61	2.21	1.47	1.61
CO <sub>2</sub>	41.42	41.03	39.05	40.18	37.68	38.89	33.61
SO <sub>3</sub>	0.9	0.08	2.18	1.62	3.59	2.99	8.53
Сумма	100.15	99.85	99.57	100.03	99.76	100.24	99.61

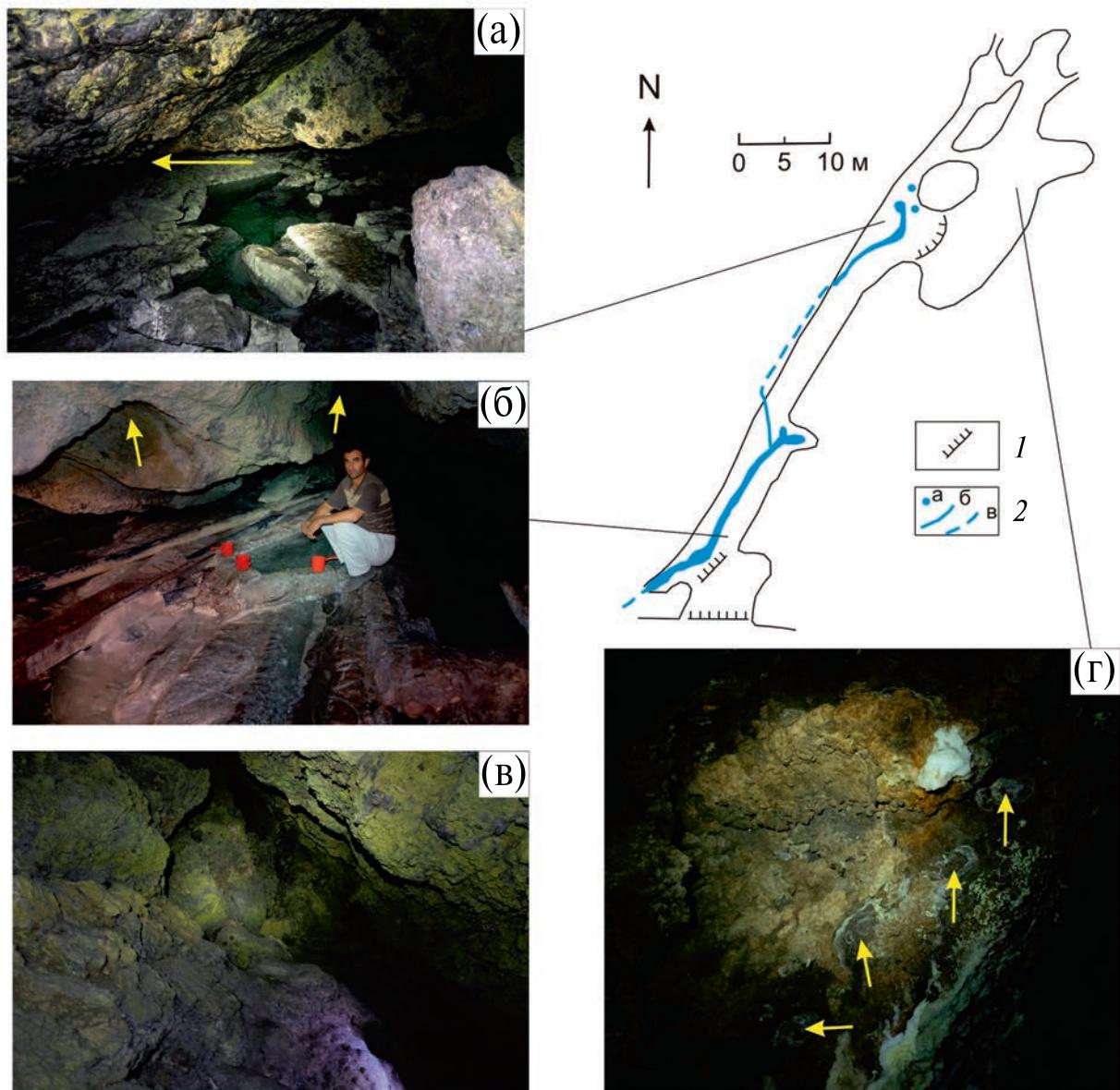
Примечание. Вмешающие известняки малоизмененные (1–5), с биопленками (6), с зелеными налетами и ожелезнением (7). <нпо – содержание компонентов ниже предела обнаружения, прочерк – компонент не определялся. Пределы обнаружения петрогенных окислов (мас. %): TiO<sub>2</sub> – 0.02, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.25, MnO – 0.01, K<sub>2</sub>O – 0.01, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.2, FeO – 0.02, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.03, H<sub>2</sub>O<sup>—</sup> – 0.01, потери при прокаливании (ппп) – 0.02.

были исследованы при помощи сканирующего электронного микроскопа CAMSCAN в МГУ им. Ломоносова в г. Москва после фиксации методом замораживания в изопропане и криогенной сушки. Выделение культур сероокисляющих бактерий проводили на среде Видделя и Пфеннига, pH 7.0 [11], использовали жидкие и агарозные среды. Изотопный анализ кислорода и водорода проводился в Инсбрукском университете (Австрия) на анализаторе L-2130-i (“Picarro”, США) под руководством Ю.В. Дублянского. Результаты нормализовались относительно стандарта V-SMOW. Средняя точность измерений  $\delta^{18}\text{O}$  составила  $\pm 0.1\%$ ,  $\delta^2\text{H}$  –  $\pm 0.4\%$ . Изотопный состав серы определяли в лаборатории геохимии и геохронологии ГИН РАН.

По данным выполненной в 2019 г. топографической съёмки, длина пещеры составляет 150 м. Подземная полость представляет собой галерею северо-восточного направления шириной 1–5 м с несколькими расширениями (рис. 2), по дну которой протекает ручей. К характерным морфологическим особенностям пещер SAS относятся центральная зона, состоящая из камер неправильной формы с локальными пересекающими их трещинами и карманами растворения [1], от основных зон развития пещеры спускаются узкие трещины, в активных пещерах являющиеся питающими каналами, через которые

поступает вода, содержащая сероводород. Пещера Ходжайпак состоит из центральной галереи с несколькими расширениями (рис. 2), наибольшее сечение галерея имеет на уровне воды и выше (рис. 2 а). В пещере наблюдаются такие характерные элементы, как потолочные купола (рис. 2 б) и карманы замещения (рис. 2 г). Наибольшее расширение галереи и мощные гипсовые отложения (коры на стенах и рыхлый слой на полу) наблюдаются вблизи основного питающего канала (рис. 2 в).

Наиболее распространенным вторичным минералом в п. Ходжайпак является гипс, формирование которого происходит по механизму, описанному в работе [12] в субаэральных условиях за счёт окисления сероводорода. При воздействии серной кислоты на вмешающие известняки происходит замещение известняка гипсом, образующим коры, цвет которых зависит от цвета исходного известняка (серые, рыжеватые). Изотопный состав серы в гипсах ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-3.0$  до  $-12.8\%$ ) сходен со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  для вторичного гипса в пещерах гор Sellaro [2]. В верхней части гипсовых кор наблюдаются многочисленные налёты самородной серы. Известно, что сера может накапливаться в результате неполного окисления H<sub>2</sub>S при низком pH, особенно там, где кислоты локально экранированы от карбонатной породы [1]. В данном случае таким



**Рис. 2.** Схема пещеры и её морфологические особенности: выемки на стенах, образовавшиеся на границе воздуха–воды при понижении уровня грунтовых вод (а); коррозионная морфология потолка пещеры над подземной рекой (коррозионные куполообразные выемки показаны стрелками) (б); общий вид пещерного хода, где видны коры замещающего гипса на стенах, а мощные рыхлые гипсовые отложения покрывают пол (зеленоватый цвет вызван налётом серы) (в); участок стены, покрытый замещающим гипсом, стрелками показаны карманы, образовавшиеся при опадании кусков гипса (г).

экраном являются гипсовые образования. Барит и целестин образуют небольшие включения в гипсовых корах и, по-видимому, были образованы за счёт повышенных концентраций Ba и Sr в отдельных слоях вмещающих известняков, переработанных в гипс под воздействием серной кислоты.

В гипсовых кристаллах были отмечены скопления очень мелких (менее 1 мкм) включений

рутуть содержащего минерала. Точная диагностика этой минеральной фазы затруднена из-за малого размера частиц. Гипс, сера, барит и целестин весьма распространены в пещерах SAS [2, 4, 9, 13] и могут считаться типоморфными для данных пещер. Кроме вышеперечисленных минералов, в п. Ходжайпак были зафиксированы галит  $\text{NaCl}$  и тенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , отложение которых, по-видимому, связано с привносом

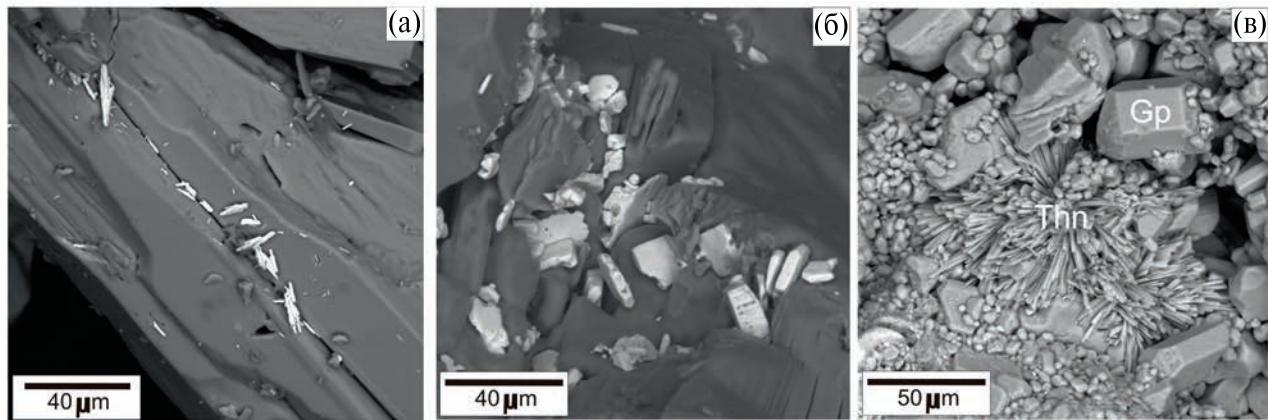


Рис. 3. Игольчатые кристаллы целестина (а) и пластинчатые кристаллы барита (б) на поверхности гипсовых кристаллов (Gp), звездообразные сростки кристаллов тенардита (Thn) среди гипсовых (Gp) кристаллов (в).

Таблица 2. Химический состав воды из п. Ходжайпак

Минерализация мг/л	рН	Мг/л	Содержание компонентов						Cl <sup>-</sup>
			NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	
1934.07		0.5	3.73	134.54	32.83	387.77	179.4	971.35	210.95
	7.05	0.03	0.1	5.85	2.7	19.35	2.94	20.22	5.95
	%-экв	0.1	0.34	20.88	9.63	69.05	10.1	69.46	20.44

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов в водах восходящего источника в пещере Ходжайпак, озера в пещере Лунная и карстового источника в Большом Каньоне, мкг/дм<sup>3</sup>

Элементы	Восходящий источник в пещере Ходжайпак	Озеро в пещере Лунная	Карстовый источник в Большом каньоне
Li	68	0.5	0.5
B	215	5	5
Na	130251	1221	748
Mg	29341	1980	3565
S	331988	1411	2402
K	3059	244	319
Ca	356302	39479	41413
Mn	4.4	0.3	1.2
Fe	3.3	0.2	0.4
Br	328.1	7.0	4.9
Rb	6.3	0.2	0.2
Sr	2898.5	40.2	65.4
Cs	2.2	0.012	0.005

натрия из вышележащей толщи или почвенного слоя. Засушливый климат в данной области способствует образованию каменной соли в почве. Кремнезём, частицы которого были обнаружены в слое осыпавшегося гипса на полу пещеры, является продуктом изменения глинистой примеси в составе вмещающих известняков под

воздействием серной кислоты. Как показано в работе [14], при изменении глин под воздействием H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> обычно образуются алунит, гидратированный галлуазит, гиббсит, оксиды и гидроксиды железа и марганца, а также опал. В целом присутствие опала в известняковых пещерах

часто указывает на довольно кислые условия, типичные для сернокислых пещер [15].

В водоёмах (ручей и лужи) отмечается большое количество бактериальных нитей, образующих скопления – бактериальные маты. Высохшие маты в виде тонких хрупких кор наблюдаются в пересохших лужах, которые являются сезонными и наполняются во время подъёма уровня воды в ручье. Структура биоплёнок неоднородна, выявлены тяжи с бактериальными клетками размером до 3 мкм. Выявлены изоляты сульфатредукторов подвижных палочек, предварительно отнесённых к семейству *Desulfomicrobium*. Среди сероокисляющих бактерий выделен род *Thiobacillus*, кроме того, по морфологическим характеристикам в консорциуме выявляется присутствие ещё двух морфологических типов бактерий, однако выделить их чистые культуры не удалось. Более точная идентификация видов требует применения молекулярно-генетических методов.

Места выхода подземных вод расположены на расстоянии 25 и 60 м от входа в пещеру. Расход ручья составляет около 80 литров в секунду. Состав воды хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый, вода тёплая, солоноватая, с нейтральным pH (общая минерализация составляет 1934 мг/л, pH 7.05) и наличием сероводорода до 2.77 мг/л (табл. 2). В пещере ощущается сильный запах сероводорода, который слабеет в привходовой части.

Отличительной особенностью подземных вод п. Ходжайпак в сравнении с водами других пещер района (табл. 3), являются высокие концентрации микрокомпонентов (мкг/дм<sup>3</sup>): Li (68), В (215), Br (328), Rb (6.3), Sr (2898), Cs (2.18), специфичных для вод седиментогенного происхождения. Характеристические коэффициенты Cl/Vg и rNa/rCl, составляющие 643 и 0.98 соответственно, говорят об участии седиментогенных вод в формировании данного источника.

Изотопный состав кислорода и водорода подземных вод района свидетельствует о преимущественно инфильтрационном питании. Линия локальных метеорных вод находится выше линии глобальных метеорных вод, что говорит об участии снегового питания. В подземных водах источника п. Ходжайпак величины  $\delta^{18}\text{O}$  (−9.5‰) и  $\delta\text{D}$  (−60.9‰), немного выше, чем в водах пресных карстовых источников хребта Сурхантау. Наличие специфических компонентов в химическом составе подземных вод, характер разгрузки, температура и газовый состав говорят о более сложном процессе формирования

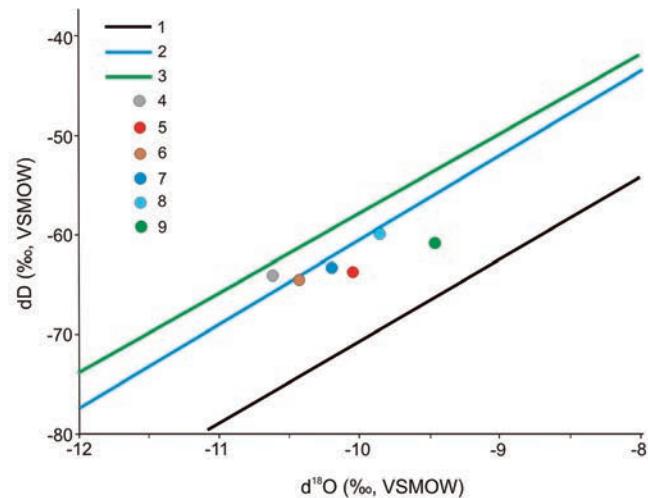


Рис. 4. Изотопный состав подземных вод района хребта Сурхантау. 1 – глобальная линия метеорных вод (GMWL) по [17], 2–3 – локальная линия метеорных вод (LMWL) (2) и метеорные воды Восточного Средиземноморья (EMWL) (3) по [18]; 4–8 – пресные карстовые воды хребта Сурхантау: 4 – источник, вытекающий из пещеры Бой-Булок, 5 – озеро в пещере Лунная, 6 – источник в Большом Каньоне, 7 – ручей в пещере имени Вишневского на глубине 200 м, 8 – капающая вода в пещере имени Вишневского на глубине 60 м; 9 – источник в пещере Ходжайпак.

вод – смешении инфильтрационных вод с седиментогенными и активных процессах взаимодействия с вмещающими породами. Это хорошо согласуется с общими гидрогеологическими условиями региона [10], широким распространением термальных сульфатных кальциевых сероводородных вод в глубокозалегающих нефтегазоносных толщах, детально изученных по данным бурения скважин в Сурхандарьинской нефтегазоносной впадине [16]. Это напорные воды, с высокой температурой и минерализацией, способные при наличии крупных разломных зон, к которым приурочены пещеры, обеспечивать вертикальные перетоки подземных вод в зону свободного водообмена, смешение и разгрузку на дневной поверхности.

Таким образом, в п. Ходжайпак отмечаются следующие признаки процесса SAS: морфологические элементы (купола, карманы замещения, питающие каналы, выемки), набор специфических вторичных минералов (гипс, самородная сера, сульфаты) и восходящий источник тёплой хлоридно-натриевой воды, содержащий сероводород. Также доводом в пользу процесса SAS можно считать большое количество бактериальных нитей (*Desulfomicrobium*, *Thiobacillus*)

в водотоке. По морфологическому строению, составу подземных вод и минеральному составу вторичных отложений пещера Ходжайпак имеет сходство с описанными ранее активными пещерами SAS. Химический состав вод источника в пещере и изотопный состав кислорода и водорода указывают на формирование данных подземных вод в ходе смешения в разломной зоне инфильтрационных пресных вод, формирующихся в карстовых полостях хребта Сурхантау, и захороненных седиментогенных вод морских осадков. Особенностью вторичных минералов п. Ходжайпак является наличие ртутьсодержащего минерала, ранее не отмечавшегося в пещерах сернокислого карста. Пещера может служить полигоном для дальнейших исследований процессов сернокислого спелеогенеза, скорости его развития, влияния на вмещающие породы и процессов вторичного минералообразования, а также развития специфических микробиологических сообществ и их изучения. Как показывают исследования в пещерах Фразасси [19, 20], пещеры SAS представляют собой перспективные объекты для медицинских и астробиологических исследований. Вследствие активного роста полости за счёт процессов замещения известняка сульфатами в пещере часты обрушения гипсовых кор различной мощности, поэтому при посещении дальней необорудованной части следует соблюдать осторожность. Для территории Узбекистана пещера Ходжайпак является первым зафиксированным проявлением сернокислого спелеогенеза.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят аналитиков М.Н. Рубцову, О.В. Коротченкову, М.М. Самойленко, Г.В. Бондареву и Л.А. Дурбан за проделанный анализ.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена с использованием оборудования и инфраструктуры Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук по гранту 075-15-2021-682.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Palmer A. N., Hill C. A.* Sulfuric acid caves // Book chapter in the Encyclopedia of Caves (Second edition). Edited by: W.B. White, D.C. Culver. 2012. 966 p. P. 810–819.
2. *D'Angeli I. M., Parise M., Vattano M., Madonia G., Galdeani S., De Waele J.* Sulfuric acid caves of Italy: A review // Geomorphology. 2019. V. 333. P. 105–122.
3. *Waele J., Audra P., Madonia G., Vattano M., Plan L., D'Angeli I. M., Bigot J.-Y., Nobecourt J. C.* Sulfuric acid speleogenesis (SAS) close to the water table: examples from southern France, Austria, and Sicily // Geomorphology. 2016. V. 253. P. 452–467.
4. *Polyak V. J., Provencio P.* By-product materials related to  $H_2S$ - $H_2SO_4$  influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico // Journal of Cave and Karst Studies. 2001. № 63 (1). P. 23–32.
5. *Hose L. D., Pisarovicz J. A.* Cuevade Villa Luz, Tabasco, Mexico: reconnaissance study of an active sulfur spring cave and ecosystem // Journal of Cave and Karst Studies. 1999. № 61 (1). P. 13–21.
6. *Puscas C. M., Onac B. P., Tamas T.* The mineral assemblage of caves within Salitrari Mountain (Cerna Valley, SW Romania): depositional environment and speleogenetic implications // Carbonates Evaporites. 2010. № 25. P. 107–115.
7. *Bella P., Bosak P., Mikysek P., Littva J., Hercman H., Pawlak J.* Multi-phased hypogene speleogenesis in a marginal horst structure of the Male Karpaty Mountains, Slovakia // International Journal of Speleology. 2019. № 48 (2). P. 203–220.
8. *Temovski M., Futo I., Turi M., Palcsu L.* Sulfur and oxygen isotopes in the gypsum deposits of the Provalata sulfuric acid cave (Macedonia) // Geomorphology. 2018. V. 315. P. 80–90.
9. *Chervyatsova O. Y., Potapov S. S., Kuzmina L. Y., Dublyansky Y. V., Sadykov S. A., Kiseleva D. V., Okuneva T. G., Dzhabrailov S.-E. M., Samokhin G. V.* Sulfuric acid speleogenesis in the North Caucasus: Sharo-Argun valley Caves (Chechen Republic, Russia) // Geomorphology. 2020. V. 369. 107346.
10. Гидрогеология СССР. Т. XXXIX. Узбекская ССР / Под ред. Мавлянова Г.А. –М., Недра, 1971. 472 с.
11. Кузнецов С. И., Дубинина Г. А. Методы изучения водных микроорганизмов. М.: Наука, 1989. 288 с.
12. *Egemeier S. J.* Cavern development by thermal waters. 1981. National Speleological Society Bulletin. № 43. P. 31–51.
13. *Galdeani S.* Barite replacement boxwork in the Frasassi caves (Italy) // International Journal of Speleology. 2019. № 48 (3). P. 305–310.
14. *Polyak V. J., Guven N.* Clays in caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico // Journal of Cave and Karst Studies. 2000. № 62 (2). P. 120–126.

15. Hill C. A., Forti P. Cave Minerals of the World. Huntsville, Alabama, USA: National Speleological Society, 1997. 463 p.
16. Жураев М. Р. Уточнение геоструктурных и гидродинамических факторов при формировании сероводородных вод в Сурхандарьинской мегасинклинали // Разведка и охрана недр. 2016. № 4. С. 37–43.
17. Craig H. Isotopic variation in meteoric water // Science. 1961. V. 133 (3465). P. 1702–1703.
18. Breitenbach S. F. M., Kwiecien O., Sauro F., Loginov V., Lu Y., Tsurikhin E., Votintseva A. Element and stable isotope aqueous geochemistry from Baysun Tau, Uzbekistan – tracing the source of the dripwater // Proceedings of the 16th International Congress of Speleology. 2013. V. 2. P. 485–488.
19. Vlasceanu L., Sarbu S. M., Summers Engel A., Kinkele B. K. Acidic, cave-wall biofilms located in the Frasassi gorge, Italy // Geomicrobiology. 2000. № 17(2). P. 125–139.
20. Mansor M., Harouaka K., Gonzales M. S., Macalady J. L., Fantle M. S. Transport-induced spatial patterns of sulfur isotopes ( $\delta^{34}\text{S}$ ) as biosignatures // Astrobiology. 2018. № 18. P. 59–72.

## THE FIRST OCCURRENCE OF SULFURIC ACID SPELEOGENESIS IN UZBEKISTAN (CENTRAL ASIA)

E. P. Bazarova<sup>a, #</sup>, O. I. Kadebskaya<sup>b</sup>, E. A. Tsurikhin<sup>c</sup>, A. M. Kononov<sup>a, d</sup>

Presented by Academician of the RAS A.A. Baryakh February 18, 2024.

<sup>a</sup>Institute of the Earth Crust of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

<sup>b</sup>Mining Institute of the Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Perm, Russian Federation

<sup>c</sup>Ural branch of FSUE “Gosrybtsentr”, Ekaterinburg, Russian Federation

<sup>d</sup>Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: bazarova@crust.irk.ru

A cave formed during the process of sulfuric acid speleogenesis (SAS) was explored on the territory of Uzbekistan. Evidence of sulfate speleogenesis includes the characteristic morphology of the cave, the upward flow of warm groundwater of a chloride-sulfate sodium-calcium composition with the release of hydrogen sulfide, the widespread development of ascending passage, the presence of biomats in water, and characteristic secondary minerals. Based on the chemical composition of the water and the values of stable isotopes of oxygen and deuterium, it was concluded that the underground water of the cave is formed by mixing infiltration waters and buried sedimentogenic waters of marine sediments. The cave is an example of active sulfuric acid speleogenesis in Uzbekistan.

**Keywords:** sulfuric acid speleogenesis (SAS), minerals, groundwater, isotopy, Gissar ridge, Uzbekistan

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ СВОЙСТВ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ ГЕЛЕЙ В ВЫСУШЕННЫХ ОБРАЗЦАХ ПОЧВ

© 2024 г. Г. Н. Федотов<sup>\*</sup>, член-корреспондент РАН С. А. Шоба,  
Д. А. Ушкова, И. В. Горепекин, О. А. Салимгареева, А. И. Сухарев

Поступило 14.12.2023 г.

После доработки 05.03.2024 г.

Принята к публикации 11.03.2024 г.

Ранее установлено, что высушивание почв изменяет их свойства и, в частности, характеристики специфического органического вещества почв – гуминовых веществ (ГВ). ГВ – основа почвенных органоминеральных гелей, которые покрывают и связывают почвенные частицы. При удалении из почв воды происходит гидрофобизация и сжатие гелей, в результате чего свойства почвенных образцов могут меняться. Восстановление почвенных гелей воздушно-сухих образцов должно уменьшить расхождение данных, получаемых при изучении почвенных свойств высушенных и не подвергавшихся высушиванию образцов почв. Цель работы – поиск путей восстановления структуры почвенных гелей. Исследованы образцы 6 типов почв. В работе использовали методы вибрационной вискозиметрии, лазерной дифрактометрии, растровой электронной микроскопии (РЭМ), фотоколориметрии и кондуктометрии. Установлено, что высушивание почвенных образцов увеличивает размер надмолекулярных образований (НМО) из ГВ и снижает вязкость почвенных паст – параметр, характеризующий структуру и способность гелей к набуханию. Для восстановления структуры почвенных гелей предложено снижать размеры НМО из ГВ до исходных. Разделение НМО воздушно-сухих образцов проводили путём увлажнения почв и последующей обработкой различными воздействиями: температурой, ультразвуком и замораживанием. При помощи РЭМ показано, что нагрев и обработка ультразвуком не снижают, а увеличивают размер НМО. Увлажнение воздушно-сухих почв, выдержка во влажном состоянии на протяжении двух недель и последующее замораживание приближают вязкость паст ряда изученных почв к состоянию образцов, не подвергавшихся высушиванию. Этот процесс происходит за счёт возврата размера НМО к значениям исходных почв, о чём свидетельствуют данные по распределению размера взвешенных частиц на лазерном дифрактометре. Таким образом предложен метод восстановления гелевых структур в высушенных почвах до состояния исходных почв.

**Ключевые слова:** воздушно-сухие образцы почв, сухие и влажные почвы, вязкость почвенных паст, замораживание почв, коллоиды в почвах

**DOI:** 10.31857/S2686739724070198

Отбор полевых образцов является обязательным этапом лабораторного исследования почвенных свойств. С целью стандартизации данных изучение этих образцов проводят в воздушно-сухом состоянии [1]. Однако у высушивания почв на воздухе есть недостатки из-за изменения физических и химических свойств почвенных образцов при удалении влаги [2, 3]. Изменение структуры почвенных гелей – одно из таких свойств [3]. В частности, было показано [3], что при высушивании почв происходит укрупнение размера надмолекулярных образований (НМО) гуминовых веществ.

Московский Государственный Университет  
им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия  
\*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

Восстановление почвенных гелей воздушно-сухих образцов должно уменьшить расхождение между данными, получаемыми при изучении высушенных и исходных образцов почв. Для этого нужно иметь ясные представления о структурной организации почв. В настоящее время существует две модели её структурной организации – классическая трёхфазная [4] и гелевая [3, 5].

С позиции трёхфазной модели почва представляет собой систему из трёх агрегатных состояний: твёрдого, жидкого и газообразного.

При высушивании почв в трёхфазной модели коагуляционные связи в твёрдой фазе необратимо переходят к кристаллизационно-конденсационным [4]. Например, при высушивании почв

выделяются нерастворимые вещества: алюмо- и железо-гуминовые гели [6]. Такой подход фактически отрицает возможность восстановления почвенной структуры после высушивания почв.

С позиции гелевой модели почва представляет собой аналогичную трёхфазной модели систему из трёх агрегатных состояний. Отличие заключается в наличии на поверхности твёрдой фазы гелевого слоя, который состоит из коллоидных частиц.

Минеральные почвенные коллоиды образуются при выветривании минералов [7] и стабилизируются органическим веществом почв за счёт электростатических взаимодействий, сил Ван-дер-Ваальса, гидрофобных сил, Н-связывания, образования катионных мостиков, хелатирования поверхности ионов, лигандного обмена, а также стерических эффектов [8].

Почвенные коллоиды – твёрдые частицы в воде – могут существовать в виде золей и гелей. Золи – неустойчивые образования, которые при повышении температуры, ионной силы раствора, высушивании и других факторов коагулируют с образованием гелей [9]. Обратный переход из гелей в золи требует соблюдения условий для пептизации, которые трудно достичь в почвах. Поэтому коллоиды в почвах, в основном, существуют в форме гелей.

Специфическое органическое вещество – гуминовые вещества, которые стабилизируют минеральные коллоиды, также существуют в виде частиц коллоидных размеров [10]. Эти частицы-молекулы взаимодействуют друг с другом, формируя (НМО), которые являются основой почвенных гелей.

В результате объединения органических и минеральных коллоидных частиц между собой и с более крупными минеральными частицами формируются органоминеральные плёнки-гели [5, 11]. Эти плёнки покрывают и связывают почвенные частицы разных размеров между собой, создавая почвенные отдельности.

При высушивании почв в гелевой модели НМО гуминовых веществ взаимопроникают друг в друга, что приводит к увеличению размера НМО [3] и уплотнению органического вещества почв. Поэтому для возврата структуры почвенных гелей в состояние, предшествующее высушиванию, следует отделить НМО друг от друга.

Целью работы являлся поиск способов возврата в лабораторных условиях гелей воздушно-сухих образцов почв к свойствам образцов, не подвергавшихся высушиванию.

Способ восстановления структуры гелей приобретает ценность, если он подходит для разделения НМО в различных почвах. Поэтому в исследовании использовали образцы почв:

- дерново-подзолистой (Московская обл.);
- серой лесной (Владимирская обл.);
- серой лесной грунтово-глеевой (Тульская обл.);
- чернозёма выщелоченного (Орловская обл.);
- аллювиальной лугово-кислой (Тульская обл.);
- солонца светлого (Волгоградская обл.);

Для изучения НМО, существующих в почвах, использовали метод растровой электронной микроскопии (РЭМ). Для изучения НМО, существующих в почвах, использовали метод растровой электронной микроскопии. Образцы для РЭМ готовили путём добавления 5 г почв к 100 г воды и перемешивания в течение часа. Для отделения органического вещества от неорганических и органоминеральных частиц использовали центрифугу Eppendorf 5804 (Германия), в которой образец центрифугировали в течение 10 минут при скорости 4000 об/мин. Отбирали из верхнего слоя центрифужных пробирок 1 миллилитр раствора и разбавляли в 1000–100000 раз. Из полученных растворов отбирали по 5 мкл, наносили их на поверхность атомно-гладкой слюды и высушивали на воздухе.

Электронно-микроскопическое исследования проводили при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ) JEOL-6060A (“JEOL”, Япония) при ускоряющем напряжении 5 кВ. На образцы перед исследованием напыляли золото, используя установку JFC-1600 (“JEOL”, Япония).

Метод лазерной дифрактометрии использовали для изучения илистой и пылеватой фракции почв. Образцы для лазерного дифрактометра готовили путём добавления 10 г почвы к 250 мл воды и перемешивания суспензии в течение 20 минут на магнитной мешалке. После этого отделяли крупные частицы на центрифуге Eppendorf 5804 (Германия) в течение 10 минут при скорости 2000 об/мин. Размеры частиц, остающихся во взвешенном состоянии в суспензиях, определяли при помощи лазерного дифрактометра Mastersizer 3000 фирмы “Malvern” (Великобритания).

Оптическую плотность образцов использовали для оценки содержания илистой и пылеватой фракции почв. Процедура подготовки образцов была идентична описанной для дифрактометрии.

Оптическую плотность почвенных суспензий воздушно-сухих и исходных, т.е. не подвергавшихся высушиванию почв, определяли при помощи фотоколориметра КФК-3 (Россия).

Удельную электропроводность почвенных суспензий использовали для сравнения прочности связи ионов в образцах почв, подвергавшихся и не подвергавшихся высушиванию. Процедура подготовки образцов была идентична описанной для дифрактометрии. Удельную электропроводность почвенных суспензий воздушно-сухих и исходных почв определяли при помощи измерителя электропроводности HANNA HI 98312 (Германия).

Для возврата воздушно-сухих почв к состоянию, которое было до высушивания, следует обеспечить подвижность частиц в гелях. Поэтому для поиска необходимого количества воды для ряда образцов изучены диапазоны влажностей:

- дерново-подзолистая почва – 16–32%;
- серая лесная почва – 24–42%;
- серая лесная грунтово-глеевая – 37%;
- чернозём выщелоченный – 24–40%;
- аллювиальная лугово-кислая – 39%;
- солонец светлый – 40%.

В пределах диапазона готовили образцы нескольких влажностей, выдерживали их во влажном состоянии, после чего готовили почвенные пасты. Влияние времени выдерживания влажных образцов на вязкость паст из этих образцов описано в результатах статьи.

Образцы выдерживали во влажном состоянии от 1 до 14 суток, после чего обрабатывали их различными способами:

- прогревом во влажном состоянии при  $95^{\circ}\text{C}$ <sup>1</sup>;
- ультразвуком при использовании УЗ генератора МОД МЭФ 91.1 (ООО “МЭЛФИЗ–ультразвук”, Россия) в течение 30 минут при частоте 22 кГц и амплитуде 45 мкм, интенсивность УЗ-воздействия 250 Вт/см<sup>2</sup>;
- “замораживанием-оттаиванием”, которое проводили циклами при 20°C.

В качестве метода оценки возврата воздушно-сухих почв к состоянию до высушивания использовали вязкость почвенных паст, отражающую изменение наноструктурной организации

почв [12]. Связано это с тем, что чем больше НМО выходит из гелевой структуры и способно поглотить воду, тем выше вязкость образца.

Почвенные пасты готовили, перемешивая почвы с необходимым количеством воды стеклянной палочкой 3–5 минут. Содержание воды в пастах варьировало от типа почв:

- дерново-подзолистая почва – 37%;
- серая лесная почва – 47%;
- серая лесная грунтово-глеевая – 50%;
- чернозём выщелоченный – 57%;
- аллювиальная лугово-кислая – 50%;
- солонец светлый – 47%.

Выбор содержания воды в пастах связан с нахождением их вязкости в оптимуме для измерения вискозиметром.

Для определения вязкости паст использовали вибрационный вискозиметр SV-10 фирмы “AND” (Япония). Принцип работы прибора основан на поддержании амплитуды вынужденных колебаний чувствительного элемента (камертона), помещённого в вязкую среду, за счёт изменения силы тока. Время измерения – 15 сек. Амплитуда колебаний камертона 2 мм.

В основе почвенных гелей лежат взаимодействия между частицами-молекулами гуминовых веществ (ГВ) [3, 5], имеющих мозаичную дифильную поверхность [13] (рис. 1 А). Эти частицы-молекулы формируют НМО [10, 14, 15]. НМО могут различаться структурной организацией: до 100 нм они существуют в виде фрактальных кластеров (Ф-кластеров) (рис. 1 Б), а при больших размерах – выходят из интервала существования фрактальности (рис. 1 В). НМО, взаимодействуя между собой и минеральными частицами, образуют почвенные гели (рис. 1 Г). То есть, в основе гелевой модели лежат взаимодействия между частицами органического вещества.

В влажных почвах гели представляют собой ажурные заполненные водой структуры. Их основа – НМО, ветви которых взаимодействуют между собой через гидрофобные участки. При высушивании образцов почв, прежде всего, изменяются почвенные гели, которые теряют воду. Процесс потери воды надмолекулярными образованиями должен приводить к их стягиванию, взаимопроникновению и укрупнению из-за снижения сил отталкивания между ионными атмосферами гидрофильных участков частиц-молекул ГВ. Данные по электронной микроскопии это подтверждают (рис. 2): размер НМО

<sup>1</sup> Принятые в почвоведении  $105^{\circ}\text{C}$  применяют для высушивания почвенных образцов, что исключает движение НМО в гелях.

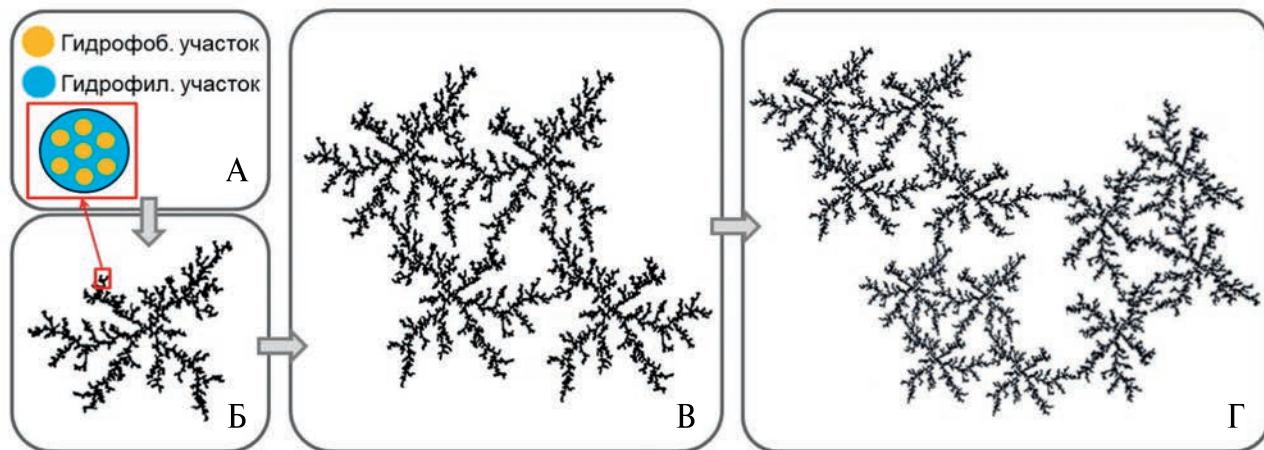


Рис. 1. Иерархическая модельnanoструктурной организации почв. А – частицы-молекулы гуминовых веществ (ГВ); Б – фрактальный кластер из частиц-молекул ГВ; В – надмолекулярное образование из фрактальных кластеров; Г – фрагмент почвенного геля из надмолекулярных образований.

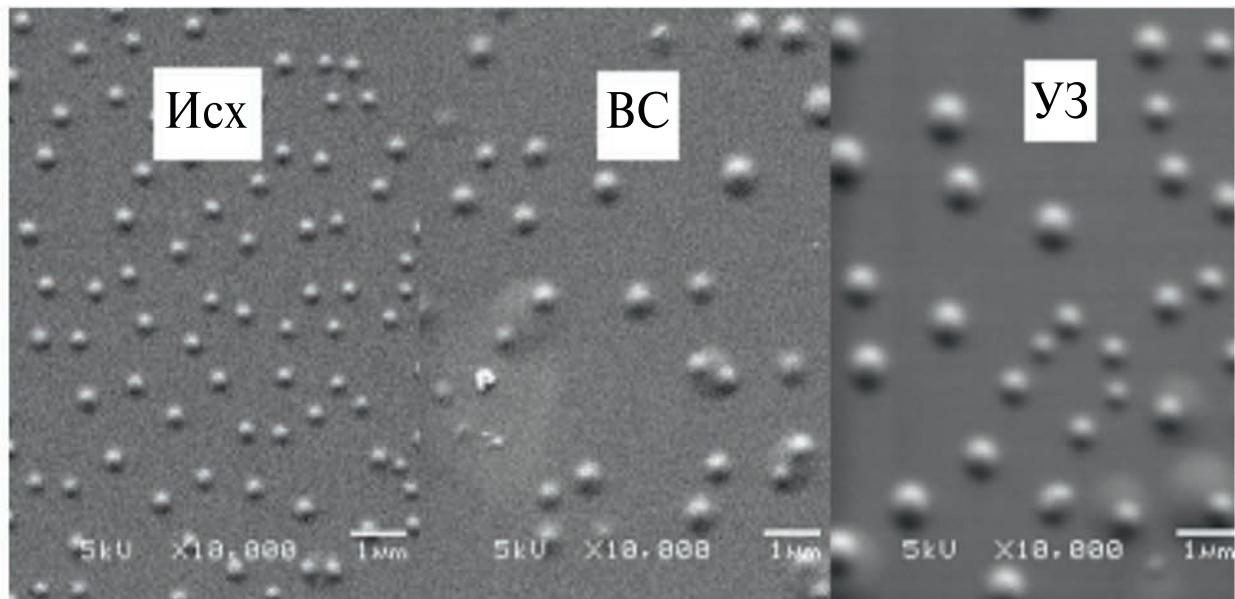


Рис. 2. Электронно-микроскопические фотографии НМО из образцов дерново-подзолистых почв Исх (исходный), ВС (воздушно-сухой) и УЗ (обработанный температурой и ультразвуком).

высушенных-увлажнённых почв больше, чем у исходных образцов.

При объединении НМО и укрупнении их размера в процессе высушивания обратная перестройка гелей в состояние, предшествующее высушиванию, должна сопровождаться отделением НМО друг от друга. Мы предположили, что возврат воздушно-сухой почвы к исходному состоянию можно осуществить с помощью введения дополнительной энергии в систему. Это

приведёт к отрыву НМО от гелевой структуры, и увеличению вязкости паст.

Для экспериментальной проверки этого предположения к воздушно-сухому образцу добавляли количество воды, необходимое для достижения влажности наименьшей влагоёмкости (НВ), которая обеспечит подвижность НМО. Полученный образец выдерживали в течение двух недель, предполагая, что за это время НМО и пространство между ними в гелях заполнится водой. Затем в систему вводили энергию: почву нагревали

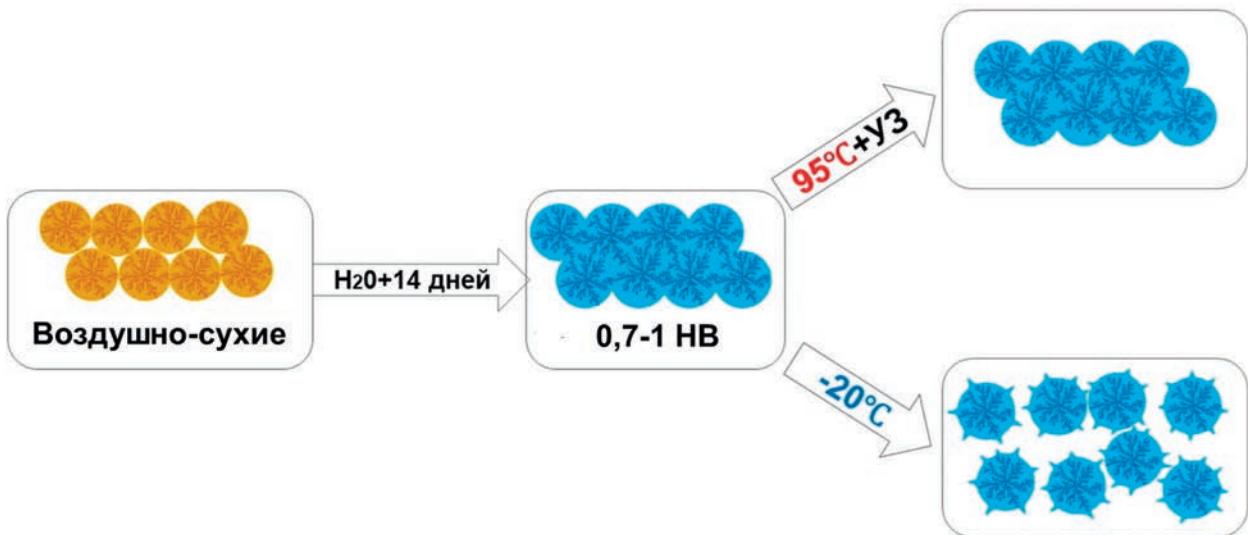


Рис. 3. Схема изменений системы из Ф-кластеров при различных воздействиях на неё.

до 95°C в течение суток. Полученный образец обрабатывали 10 мин на УЗ-генераторе, остужали при комнатной температуре и выделяли НМО из почв для РЭМ.

Проведённые эксперименты показали, что нагрев и УЗ-обработка почвенных паст приводили не к уменьшению, а укрупнению размеров НМО в почвах. То есть НМО не удаётся разделить (рис. 2). По-видимому, НМО не разделяются потому, что они преимущественно образованы гидрофобными связями, которые упрочняются с ростом температуры [16, 17].

Для предотвращения упрочнения гидрофобных связей в НМО механическое воздействие, разделяющие НМО, должно происходить без повышения или при понижении температуры. Опираясь на эту информацию, мы предположили, что при замораживании образцов будут происходить:

- снижение прочности связей между гидрофобными участками НМО из-за уменьшения температуры;
- разделение НМО при кристаллизации льда из-за роста его объёма по сравнению с водой и возникновения механических сил, отделяющих НМО друг от друга.

Работы по влиянию замораживания на почвенные свойства (прежде всего на водоустойчивость), если их рассматривать с позиций разрыва связей между НМО, это подтверждают [18, 19].

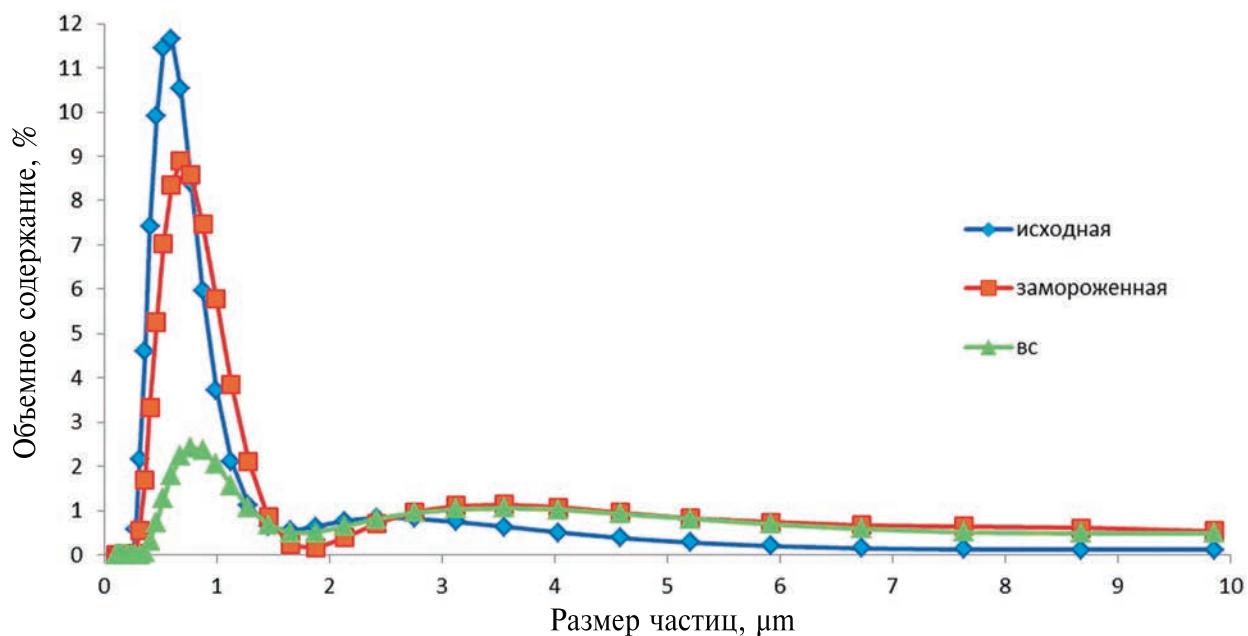
Возврат структуры почвенных гелей к их состоянию до высушивания путём замораживания мы проверили при помощи вибрационной вискозиметрии. Выбор метода связан с тем, что вязкость почвенных паст, обусловленная способностью гелей набухать, зависит от их строения [12]. Чем меньше НМО в гелях связаны между собой, тем сильнее гели должны набухать, вбирая в себя воду и увеличивая вязкость почвенных паст.

Эффект разделения НМО в гелях путём замораживания должен проявиться при максимальном заполнении НМО и пространства между ними водой. Эксперименты показывают, что при влажности для каждой почвы ниже определённой величины замораживание не влияет на изменение их вязкости (табл. 1–3). Поэтому для набухания почвенных гелей в образце почвы должно быть достаточное количество воды: от НВ и выше.

На следующем этапе исследования мы сравнили вязкость почвенных паст трёх образцов:

- не подвергавшихся высушиванию;
- воздушно-сухих;
- воздушно-сухих, увлажнённых и замороженных.

Результаты экспериментов на дерново-подзолистой, серой лесной почве и чернозёме показали (табл. 1–3), что вязкость высушившихся образцов удаётся восстановить до значений образцов, не подвергавшихся высушиванию. Для этого



**Рис. 4.** Влияние пробоподготовки почв на распределение в ней частиц по размерам (чернозём). Исходная, воздушно-сухая (ВС), воздушно-сухая увлажнённая до НВ и подвергнутая замораживанию-оттаиванию (замороженная).

необходимо увлажнить образцы до наименьшей влагоёмкости (НВ) и выдержать 14 суток, после чего провести заморозку при  $-20^{\circ}\text{C}$ .

Полученные результаты говорят о том, что при увлажнении воздушно-сухих почв до значений НВ влага равномерно распределяется по образцу в течение 14 суток, а последующая заморозка позволяет разорвать связи между НМО в почвенных гелях за счёт расширения заключённой в них воды. Схема этого процесса представлена на рис. 3.

На следующем этапе исследования мы провели результаты вискозиметрии. Для этого методом лазерной дифрактометрии сравнили содержание частиц илистой фракции, а также мелкой и средней пыли в образце чернозёма: не подвергавшегося высушиванию, воздушно-сухого и восстановленного замораживанием. Результаты экспериментов показали (рис. 4), что замораживание приводит к заметному росту числа мелких частиц в восстановленном замораживанием почвенном образце по сравнению с его воздушно-сухим аналогом. Это подтверждает данные вискозиметрии: замораживание увлажнённых почв увеличивает количество свободных НМО, не связанных с почвенными гелями.

Сходные результаты были получены при изучении влияния восстановленных замораживанием

почвенных образцов на оптическую плотность приготовленных из них водных вытяжек. Замораживание приводит к увеличению оптической плотности вытяжек (табл. 4). Это согласуется с данными дифрактометрии: замораживание увеличивает долю частиц размером 3–10 мкм, которые повышают мутность суспензии.

Замораживание влажных почвенных образцов позволяет вернуть их структурную организацию к образцам почв, которые не подвергались высушиванию. Однако возвратить ионы в них в места исходного закрепления при помощи замораживания образцов не удается (табл. 4).

Таким образом, замораживание увлажнённых воздушно-сухих образцов чернозёма, серой лесной и дерново-подзолистой почв позволяет приблизить структурную организацию их гелей к состоянию образцов, не подвергавшихся высушиванию, однако, как показывают эксперименты (табл. 5), это восстановление характерно не для всех почв.

## ВЫВОДЫ

- При высушивании почвенных образцов происходит укрупнение выделяемых из них надмолекулярных образований гуминовых веществ.

**Таблица 1.** Влияние параметров процесса обработки образцов чернозёма на вязкость почвенных паст. Содержание воды в пасте 57%

№	Время после добавления в воздушно-сухую почву воды, сут	Влажность почвы после добавления в воздушно-сухую почву воды, %	Количество циклов “замораживание-оттаивание”	Вязкость пасты, мПа сек
Образец, не подвергавшийся высыпыванию	Без добавления воды	Без добавления воды	0	3900±330
Воздушно-сухой образец	Без добавления воды	Без добавления воды	0	240±20
1	14	40	0	420±35
2	2	40	1	310±25
3	5	40	1	2150±180
4	10	40	1	4140±350
5	14	24	1	120±10
6	14	28	1	200±15
7	14	30	1	230±20
8	14	35	1	860±70
9	14	37	1	1620±140
10	14	40	1	3840±320
11	14	40	2	3550±300
12	14	40	3	2820±240
13	14	40	5	2400±200

**Таблица 2.** Влияние параметров процесса обработки образцов серой лесной почвы на вязкость почвенных паст. Содержание воды в пасте 47%

№	Время после добавления в воздушно-сухую почву воды, сут	Влажность почвы после добавления в воздушно-сухую почву воды, %	Количество циклов “замораживание-оттаивание”	Вязкость пасты, мПа сек
Образец, не подвергавшийся высыпыванию	Без добавления воды	Без добавления воды	0	9000±760
Воздушно-сухой образец	Без добавления воды	Без добавления воды	0	1840±160
1	14	40	0	6000±500
2	2	40	1	4910±410
3	5	40	1	6420±540
4	10	40	1	6230±520
5	14	24	1	4000±340
6	14	28	1	4500±380
7	14	30	1	3630±300
8	14	35	1	7120±600
9	14	38	1	7580±640
10	14	40	1	9170±770
11	14	40	2	10130±850
12	14	42	3	9420±790

**Таблица 3.** Влияние параметров процесса обработки образцов дерново-подзолистой почвы на вязкость почвенных паст. Содержание воды в пасте 37%

№	Время после добавления в воздушно-сухую почву воды, сут	Влажность почвы после добавления в воздушно-сухую почву воды, %	Количество циклов “замораживание-оттаивание”	Вязкость пасты, мПа сек
Образец, не подвергавшийся высушиванию	Без добавления воды	Без добавления воды	0	1500±120
Воздушно-сухой образец	Без добавления воды	Без добавления воды	0	100±10
1	14	30	0	170±15
2	2	30	1	230±20
3	5	30	1	170±15
4	10	30	1	140±10
5	14	16	1	90±10
6	14	20	1	170±15
7	14	24	1	270±20
8	14	27	1	320±30
9	14	30	1	1200±100
10	14	32	2	1660±140
11	14	30	3	1250±100
12	14	30	5	1280±110

**Таблица 4.** Свойства водных вытяжек образцов чернозёма с разной пробоподготовкой

Свойства вытяжек	Образцы	Чернозём		
		Исходный образец	Воздушно-сухой образец	Образец, обработанный замораживанием
Удельная электропроводность, мСм/см		0.07±0.01	0.13±0.01	0.17±0.02
Оптическая плотность		0.462±0.037	0.148±0.012	0.846±0.068

**Таблица 5.** Влияние насыщения водой образцов воздушно-сухих почв и их замораживания на вязкость приготовленных из них почвенных паст

Образец	Способ подготовки	Воздушно-сухой образец, мПа*сек	Воздушно-сухой, увлажнённый 14 суток и замороженный образец, мПа*сек
Солонец светлый		340±29	330±25
Серая лесная грунтово-глеевая		1250±105	1100±100
Аллювиальная		9630±800	9580±800

2. Нагрев и УЗ-обработка укрупняют размер надмолекулярных образований гуминовых веществ и не позволяют вернуть организацию почвенных гелей к состоянию образцов, не подвергавшихся высушиванию.

3. Показана возможность восстановления замораживанием структурной организации почвенных гелей высушенных почв:

дерново-подзолистой, серой лесной почвы и чернозёма до состояния не подвергавшихся высушиванию образцов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания МГУ №122011800459-3.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- ГОСТ 58595-2019 Почвы. Отбор проб. 8 с.
- Kaiser M., Kleber M., Berhe A. A.* How air-drying and rewetting modify soil organic matter characteristics: an assessment to improve data interpretation and inference // *Soil Biology and Biochemistry*. 2015. V. 80. P. 324–340.
- Федотов Г. Н., Шеин Е. В., Ушкова Д. А., Салимгараев О. А., Горепекин И. В., Потапов Д. И.* Надмолекулярные образования из молекул гуминовых веществ и их фрактальная организация // *Почвоведение*. 2023. № 8. С. 903–910.
- Шеин Е. В.* Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
- Тюлин А. Ф.* Органно-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: АН СССР, 1958. 52 с.
- Александрова Л. Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 288 с.
- Cronan C. S., Cronan C. S.* *Mineral Weathering. Ecosystem Biogeochemistry: Element Cycling in the Forest Landscape*. 2018. P. 87–100.
- Philippe A., Schaumann G. E.* Interactions of dissolved organic matter with natural and engineered inorganic colloids: a review // *Environmental science & technology*. 2014. V. 48. № 16. P. 8946–8962.
- Воюцкий С. С.* Курс колloidной химии. М.: Химия, 1975. 512 с.
- Senesi N., Wilkinson K. J.* Biophysical chemistry of fractal structures and processes in environmental systems. John Wiley & Sons, 2008. 342 p.
- Осипов В. И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: МГУ, 1979. 235 с.
- Шоба С. А., Потапов Д. И., Горепекин И. В., Ушкова Д. А., Грачева Т. А., Федотов Г. Н.* Состояние почвенных гелей при разной пробоподготовке к вискозиметрии образцов дерново-подзолистой почвы // Доклады Российской академии наук. Науки о жизни. 2022. Т. 504. С. 240–244.
- Милановский Е. Ю.* Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
- Osterberg R., Mortensen K.* Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // *European Biophysics Journal*. 1992. V. 21. P. 163–167.
- Angelico R., Colombo C., Di Iorio E., Brtnický M., Fojt J., Conte P.* Humic substances: from supramolecular aggregation to fractal conformation – Is there time for a new paradigm? // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 4. P. 2236.
- Вережников В. Н.* Взаимодействие поверхностно-активных веществ и олигомерных электролитов в водных растворах // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Химия. Биология. Фармация. 2012. № 1. С. 29–32.
- Doerr S. H., Shakesby R. A., Walsh R. P. D.* Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance // *Earth-Science Reviews*. 2000. V. 51. № 1–4. P. 33–65.
- Скворцова Е. Б., Шеин Е. В., Абросимов К. Н., Романенко К. А., Юдина А. В., Клюева В. В., Хайдапова Д. Д., Рогов В. В.* Влияние многократного замораживания-оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // *Почвоведение*. 2018. № 2. С. 187–196.
- Dagesse D. F.* Freezing cycle effects on water stability of soil aggregates // *Canadian Journal of Soil Science*. 2013. V. 93. № 4. P. 473–483.

## RESTORATION OF THE PROPERTIES OF ORGANOMINERAL GELS IN DRIED SOIL SAMPLES

**G. N. Fedotov<sup>#</sup>, Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba,  
D. A. Ushkova, I. V. Gorepekin, O. A. Salimgareeva, A. I. Sukharev**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com*

It was previously established that soil drying changes their properties and, in particular, the characteristics of a specific soil organic substance – humic substances (HS). HS is the basis of soil organomineral gels that cover and bind soil particles. When water is removed from the soil, hydrophobization and compression of gels occur, as a result of which the properties of soil samples may change. The restoration of soil gels of air-dry samples should reduce the discrepancy between the data obtained when studying the soil properties of dried and non-dried soil samples. The purpose of the work is to find ways to restore the structure of soil gels. Samples of 6 types of soils were studied. Methods of vibration viscometry, laser diffractometry, scanning electron microscopy (SEM), photocalorimetry and conductometry were used in the work. It has been found that drying of soil samples increases the size of supramolecular formations (SMFs) from the soil and reduces the viscosity of soil pastes, a parameter characterizing the structure and ability of gels to swell. To restore the structure of soil gels, it is proposed to reduce the size of the SMFs from the HS to the initial ones. SMFs separation of air-dry samples was carried out by moistening the soils and subsequent treatment with various influences: temperature, ultrasound and freezing. Using SEM, it is shown that heating and ultrasound treatment do not reduce, but increase the size of the SMFs. Humidification of air-dry soils, exposure to moisture for 2 weeks and subsequent freezing bring the viscosity of pastes of a number of studied soils closer to the condition of samples that have not been dried. This process occurs due to the return of the SMFs size to the values of the initial soils, as evidenced by the data on the distribution of the size of suspended particles on a laser diffractometer. Thus, a method for restoring gel structures in dried soils to the state of the original soils is proposed.

*Keywords:* air-dry soil samples, dry and moist soils, viscosity of soil pastes, soil freezing, colloids in soils

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 550.814

ЭФФЕКТ НАВЕДЁННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ  
МАРОККО, ВЫЗВАННЫЙ УМЕНЬШЕНИЕМ ОБЪЁМА ПОДЗЕМНЫХ  
ВОД ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ  
ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ И ГРАВИМЕТРИИ

© 2024 г. Академик РАН В. Г. Бондур<sup>1,\*</sup>, Т. Н. Чимитдоржиев<sup>2</sup>, А. В. Дмитриев<sup>2</sup>

Поступило 20.02.2024 г.

После доработки 13.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

По данным спутниковой радиолокационной интерферометрии Sentinel-1 методом взвешенного усреднения интерферограмм (Stacking-InSAR) для 801 интерферограммы исследована геодинамика в районе эпицентра разрушительного землетрясения с магнитудой  $Mw = 6.8$ , происходившего на территории Марокко 8 сентября 2023 г. За период времени с января 2019 по сентябрь 2023 г. обнаружены локальные опускания, средняя скорость которых составляла 1.5 см/год, а максимальная скорость была выявлена в 2023 г. и составляла 24 см/год, для площадей с развитой мелиоративной системой, расположенной над водоносными горизонтами. На основании совместного анализа изменений толщины эффективного слоя воды, измеренной по спутниковым гравиметрическим данным за 2000–2023 гг., и количества осадков установлено, что опускание поверхности происходило из-за изъятия огромных объемов воды из подземных горизонтов. В предположении сходства форм изосейст землетрясений с близкими эпицентрами выполнено сравнение изосейст землетрясений, происходивших в 2014 и 2023 гг., позволившее выявить расширение контуров изосейст в сторону опускающихся фрагментов поверхности для землетрясения 2023 г. Предположено, что этот процесс совместно с тектоническими движениями евразийской и нубийской плит увеличивал напряжённо-деформированное состояние между двумя водоносными горизонтами, в результате чего 8 сентября 2023 г. на территории Марокко произошло землетрясение с  $Mw = 6.8$ .

**Ключевые слова:** радиолокационная интерферометрия, спутниковая гравиметрия, метод взвешенного усреднения интерферограмм, сейсмичность, изосейсты, опускание поверхности, водоносные горизонты

**DOI:** 10.31857/S2686739724070205

ВВЕДЕНИЕ

Сильное разрушительное землетрясение с магнитудой  $Mw = 6.8$  произошло 8 сентября 2023 года на территории Марокко в 21:11 по местному времени [1]. Его очаг залегал на глубине 19 км километров. Эпицентр этого землетрясения с координатами  $31.0643^\circ$  с. ш.,  $8.3907^\circ$  з. д. находился в 72 км к юго-западу от города Марракеша. Позже в этом же районе были зарегистрированы два землетрясения меньшей мощности: 8 сентября 2023 г. с магнитудой  $Mw = 4.9$  и 10 сентября 2023 г. с магнитудой  $Mw = 4.2$ .

По предварительным данным число погибших составило более 2940 человек, а число пострадавших около 5530 человек. Землетрясение, произошедшее 8 сентября 2023 г., являлось самым сильным в этом районе за последние 120 лет (в радиусе 500 км от эпицентра, начиная с 1900 г. не было зарегистрировано ни одного землетрясения с  $Mw > 6$ ).

В работе [1] для анализа косейсмических сдвигов, связанных с этим землетрясением, использовались данные радиолокационной интерферометрии. В целом, подобный подход по оценке косейсмических сдвигов широко используется исследователями, так как позволяет оценить различные характеристики произошедших землетрясений. Например, в работе [2] получены поля смещений земной поверхности и построена модель поверхности сейсмического

<sup>1</sup>Научно-исследовательский институт Аэрокосмос, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физического материаловедения Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ, Россия

\*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

разрыва в районе Турецкого землетрясения, происходившего в феврале 2023 г., а в работе [3] хорошее согласие результатов спутниковой интерферометрии и сейсмологических полевых наблюдений позволило рассматривать область максимальных смещений в качестве проекции верхней части очаговой зоны на земную поверхность для района Хубсугульского землетрясения, состоявшегося в 2021 г.

Наряду с оценками косейсмических деформаций интерес представляет также анализ временных рядов данных радиолокационной интерферометрии в периоды времени между сейсмическими событиями. Эффективность оценки напряжённо-деформированного состояния земной коры в периоды, предшествующие землетрясениям, продемонстрирована в работах [4, 5]. Так, в работе [5] с использованием современных облачных технологий были обработаны большие объёмы радиолокационных интерферометрических данных, полученных за период времени 2019–2022 гг., что позволило выявить аномальную геодинамику в период, предшествующий катастрофическому землетрясению с магнитудой  $Mw = 7.8$ , состоявшемуся 6 февраля 2023 г. на территории Турции. В работе [5] был использован метод взвешенного усреднения интерферограмм (англ. – Stacking-InSAR). Основным преимуществом этого метода, в отличие от методов постоянных рассеивателей (PS InSAR) и малых базовых линий (SBAS InSAR), является возможность получения непрерывного поля скоростей смещений практически всех пикселов изображения вдоль направления на спутник. А результаты применения этого метода сопоставимы с результатами, полученными методом SBAS [6]. Воспользуемся этим методом оценки временных рядов данных радиолокационной интерферометрии по району землетрясения в Марокко.

Известно, что сейсмическая активность на территории Марокко связана с конвергенцией Евразийской и Нубийской (Африканской) плит со скоростью порядка 4–5 мм/год [1, 7]. При этом граница между плитами протяжённая, а напряжённо-деформированное состояние вдоль этой границы и на её периферии различно. Поэтому интерес представляет ответ на вопрос: что явилось триггером сейсмической активности именно в данном районе Атласских гор? Для ответа на этот вопрос помимо метода взвешенного усреднения интерферограмм в настоящей работе мы воспользуемся данными спутниковой гравиметрии GRACE [8] и различными геоинформационными онлайн ресурсами.

## ОПИСАНИЕ МЕТОДА И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДАННЫХ

По аналогии с Турецким землетрясением в феврале 2023 г. [5] рассмотрим долговременные сдвиги геоблоков и различные аномальные деформации перед землетрясением, произошедшими 8 сентября 2023 года на территории Марокко. Для этого использовались данные радиолокатора Sentinel-1 (длина волны  $\lambda = 5.6$  см) на восходящей орбите. В отличие от нисходящей орбиты это позволило: 1) практически исключить оценку надвигов Евразийской и Африканской плит, которые при восходящей орбите перпендикулярны линии радиолокационного обзора; 2) измерить сдвиги, приуроченные к основным разломам в этой области, поскольку при такой геометрии зондирования радиолокационный обзор параллелен (или близок к параллельности) этим разломам. Следует также отметить, что по данным USGS надвиговая компонента всё же имеется, но в данном случае проявляется слабо из-за геометрии съёмки. Кроме того, независимо от геометрии радарной съёмки выявлялись участки вертикальных деформаций, проявлявшихся в поднятиях и опусканиях земной поверхности.

Первоначально, для обработки больших объёмов радиолокационных данных, полученных со спутников Sentinel-1A/B, был использован современный функционал онлайн платформы Alaska Satellite Facility's Hybrid Pluggable Processing Pipeline (HyP3) [9]. Эта онлайн платформа предоставляет доступ к радиолокационным данным спутников Sentinel-1A/B и позволяет выбирать данные для радиолокационной интерферометрии и выполнять интерферометрическую обработку, начиная от совмещения изображений, до получения развернутой фазы с помощью программного обеспечения GAMMA.

Временные ряды развернутой фазы с пространственным разрешением 80 м были получены при помощи функционала HyP3 и далее использовались для расчётов методом Stacking-InSAR. Для района землетрясения с магнитудой  $Mw = 6.8$ , произошедшего 8 сентября 2023 года на территории Марокко, были получены 801 интерферограмма с обоих спутников Sentinel-1A/B на восходящей орбите. При расчёте годичных смещений общее число интерферограмм составило: 236 за 2019 г., 254 за 2020 г., 242 за 2021 г., 55 за 2022 г. и 40 за 2023 г. Расхождение в общем количестве (801) и суммарном по годам (827) связано с тем, что в конце-начале каждого

года происходило перекрытие использованных данных.

Далее была выполнена атмосферная коррекция интерферограмм и процедура корректировки остаточного фазового набега (тренда). Для коррекции тропосферной задержки временного ряда развернутой интерферометрической фазы применялись данные веб-ресурса GACOS (Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR) [10,11]. После этого с использованием метода Stacking-InSAR были рассчитаны поля скоростей смещений. Суть метода Stacking-InSAR сводится к суммированию взвешенных интерферометрических фаз, полученных в последовательные промежутки времени, и оценке накопленной интерферометрической фазы. Вклад каждой интерферометрической пары при суммировании зависит от её временной базы.

Рассмотрим  $N$  независимых интерферограмм с временными базами  $\Delta T_j$  ( $j = 1, N$ ) и соответствующий набор фаз  $\phi_j$  после процедуры развертки. Среднюю скорость изменения фазы, опи-зывающей смещения, можно записать в виде [6]

$$\bar{\phi} = \sum_{j=1}^N \phi_j \Delta T_j / \sum_{j=1}^N \Delta T_j^2.$$

Тогда средняя скорость деформаций вдоль линии обзора радиолокатора выражается формулой

$$v_{def} = \lambda \bar{\phi} / 4\pi.$$

Здесь  $\lambda$  – длина волны радиолокатора.

В качестве инструмента для оценки изменений эквивалентной толщины воды использовались результаты гравиметрических измерений со спутников GRACE/GRACE-FO, которые предоставляются в свободном доступе на онлайн ресурсе [12]. Пространственное разрешение этих данных составляет  $1 \times 1$  градус по широте и долготе.

Для анализа были использованы векторные слои основных геологических линеаментов GEM GAF-DB (GEM Global Active Faults Database) [13], а также контуров подземных водоносных слоёв по данным WHYMAP (“The Worldwide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme”) [14].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 представлены результаты расчётов поля средних скоростей смещений, выполненных с использованием метода Stacking-InSAR

по временному ряду интерферометрических данных (801 интерферограмма) за период времени с 3 января 2019 г. по 3 сентября 2023 г. Цветовой клин характеризует скорости смещений соответствующих пикселов вдоль направления на радиолокатор Sentinel-1A/B. Соответственно положительные величины характеризуют направление смещений в сторону спутника, включая поднятие геоблоков, а отрицательные характеризуют направление от спутникового радиолокатора, в том числе опускание поверхности. Звёздочкой красного цвета обозначено расположение эпицентра землетрясения с магнитудой  $Mw = 6.8$ , происходившего на территории Марокко 8 сентября 2023 г. Синими линиями показаны контуры подземных водоносных слоёв [14].

Смещения с положительным знаком (градации коричневого цвета на рис. 1) соответствовали, в значительной степени, участкам гористой местности. Это соответствовало поднятию за счёт постепенного надвига двух тектонических плит друг на друга [7].

Наибольший интерес представляла локальная динамика участков, представленная тёмно-зелёным цветом на рис. 1. Так, несмотря на небольшие средние величины скорости смещений, максимальные значения скорости удаления вдоль направления на спутник наблюдались для небольшого участка исследуемой территории, показанного стрелкой чёрного цвета на рис. 1: в 2019 г. они составляли  $15 \div 16$  см/год, к 2022 г. возрастили до 20 см/год, а за 8 месяцев 2023 г. составили величину порядка 24 см/год.

На рис. 2 представлены результаты оценок средних отрицательных скоростей смещений за год изменявшихся в пределах от  $-2.5$  до  $-20$  см, полученным по годичным данным за период времени с 2019 г. по 2022 г. и за 8 месяцев 2023 г. Цвета контуров водоносных горизонтов показаны синими линиями, аналогично таким, показанным на рис. 1. Чёрными линиями с засечками на рис. 2 показаны активные разломы [13]. Эти и другие результаты в соответствие с современными тенденциями представлены на веб-странице [15], где с использованием ГИС технологий можно более наглядно ознакомиться с различными комбинациями информационных слоёв.

Первые локальные проседания поверхности в 2019 г. отмечались на участке, показанном чёрной стрелкой на рис. 1, в пределах водоносного слоя, который на рис. 2 обозначен как ВГ-1. Контур водоносного горизонта ВГ-2, расположенный севернее Атласских гор, также, как и

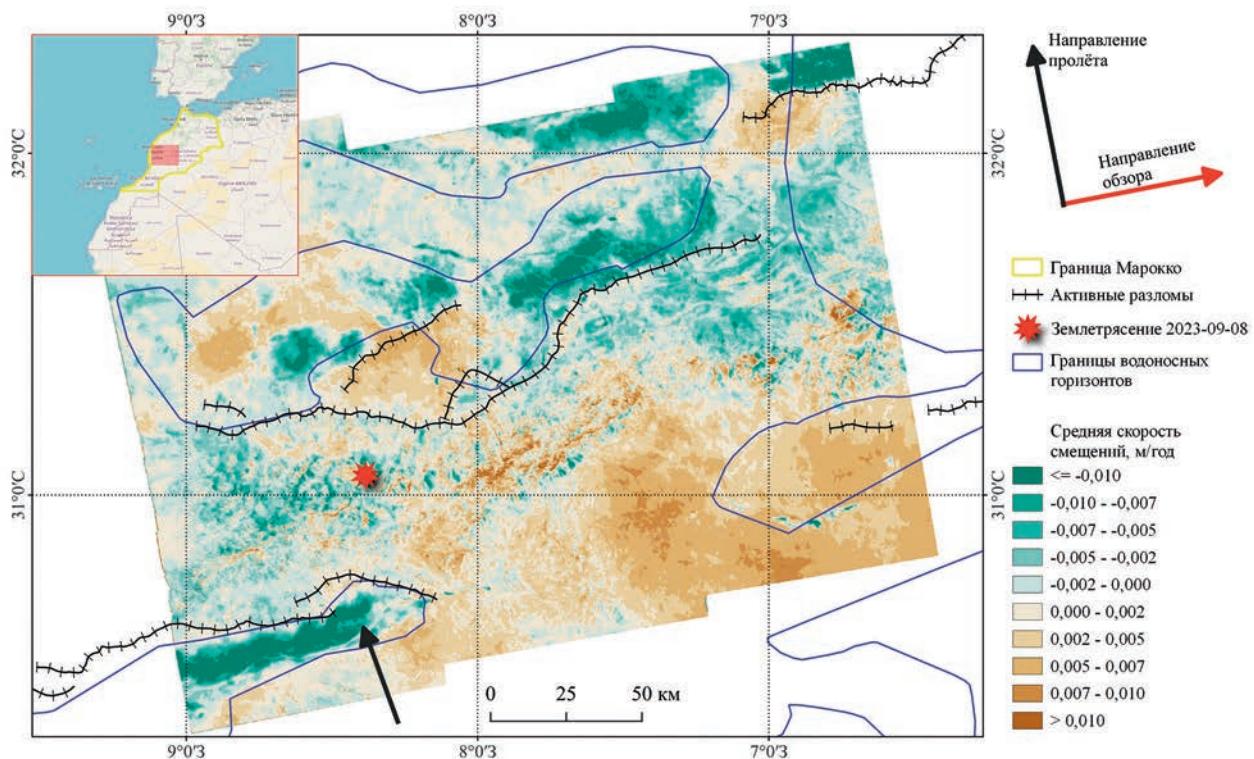


Рис. 1. Поле средних скоростей смещений с января 2019 по сентябрь 2023 г.

контур ВГ-1, приурочен долине с соответствующей развитой сельскохозяйственной мелиоративной системой.

Необходимо отметить, что опускания поверхности в пределах контура ВГ-2 начались в 2022 г. и существенно расширились, в том числе за пределы этого контура в 2023 г. При этом произошло своеобразное смыкание/объединение с другим контуром водоносного слоя, расположенным севернее (см. рис. 2). Это связано, вероятно, с чрезмерно интенсивным отбором воды из подземных горизонтов в районе г. Марракеш, который расположен в этой зоне опускания земной поверхности.

Контур ВГ-3 соответствует склону горы, где отсутствуют сельскохозяйственные поля и оросительные системы. Здесь поле скоростей смещений направлено в противоположную сторону по сравнению с другими контурами.

Обнаруженные участки аномальных проседаний земной поверхности приурочены, в большей степени, к контурам подземных водоносных слоёв, а указанные выше максимальные величины таких проседаний соответствуют сельскохозяйственным полям и садам с разветвлённой сетью мелиоративных водоёмов и каналов.

Это связано с тем, что в засушливых районах многие виды деятельности и состояние природных экосистем в значительной степени зависят от наличия воды. В Марокко рост потребностей в воде в сочетании с уменьшением количества осадков, вызванным изменением климата, привело к значительному уменьшению объёма грунтовых вод. Так, в работе [16], опубликованной в 2020 г., указывалось, что за последние 30 лет было зафиксировано снижение уровня подземных вод с 20 до 65 м, связанное с климатическими изменениями. Столь аномальное снижение уровня воды в подземных горизонтах стало причиной локальных опусканий земной поверхности. Для исследуемой территории была получена также времененная динамика количества осадков по данным [17].

На рис. 3 иллюстрируются результаты гравиметрических измерений, по данным спутников GRACE (кривая синего цвета), а также данные по количеству осадков [17] (кривая серого цвета с линейной аппроксимацией) в этом регионе. На этом рисунке по оси абсцисс указаны даты измерений, по левой оси ординат указана толщина эффективного слоя воды (ТЭСВ), полученная по данным спутников GRACE/GRACE-FO, а по

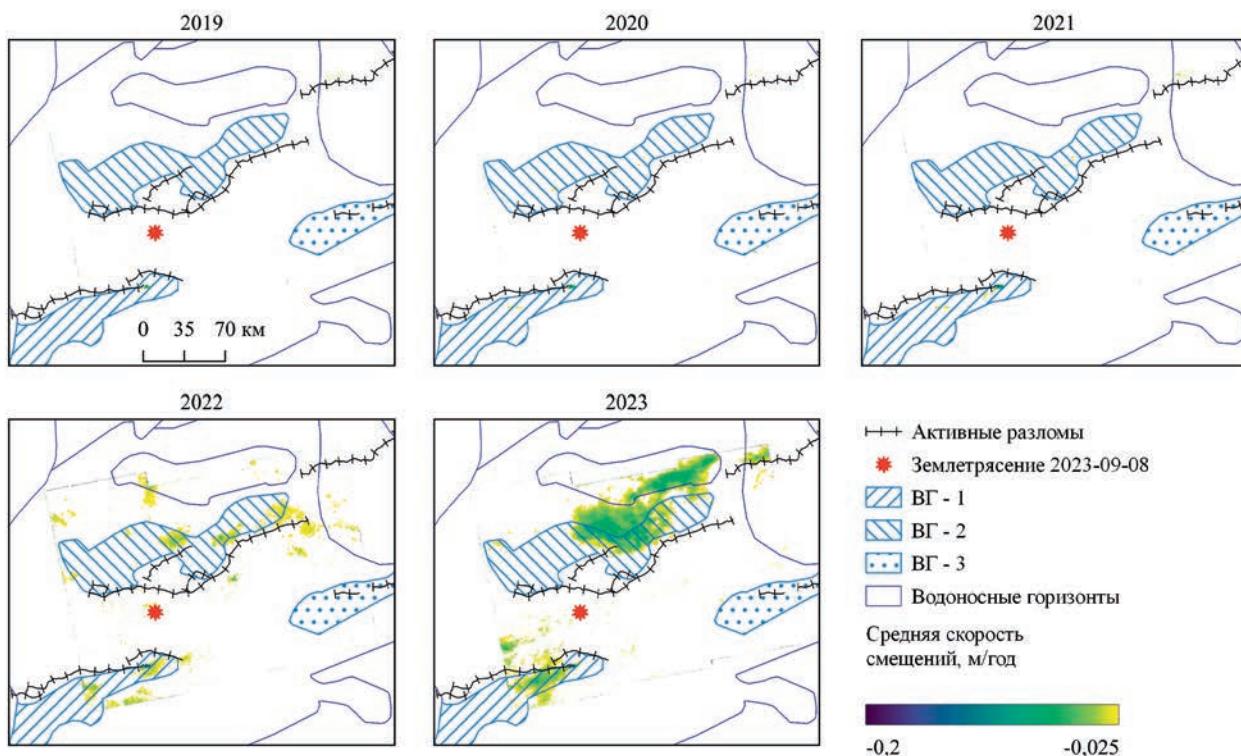


Рис. 2. Поле средних отрицательных скоростей смещений за год. ВГ — водоносные горизонты.

правой оси ординат указано количество осадков. Как указывалось, выше спутники GRACE/GRACE-FO обеспечивают проведение гравиметрических измерений с пространственным разрешением  $1 \times 1$  градус.

Анализ рис. 3 показал, что после достижения максимальных значений ТЭСВ, составляющих  $+6$  см в 2010–2011 гг., отмечалось резкое снижение ТЭСВ до величины  $-1$  в начале октября 2013 г. Это значение, с незначительными изменениями, сохранялось до даты землетрясения с магнитудой  $Mw = 4.8$ , происходившего в этом районе 31 августа 2014 г. (см. вертикальный красный пунктир на рис. 3). Далее отмечался локальный максимум ТЭСВ, достигавший  $+4.7$  см в апреле 2015 г., связанный с предшествующим максимумом осадков. После чего ТЭСВ уменьшалась до  $-11$  см, т.е. на величину порядка 15–16 см (см. рис. 3). В тоже время данные по осадкам (серая кривая на рис. 3) демонстрировали относительную сезонную стабильность на долговременных периодах с 2002 по 2023 гг.

Подобная ситуация описана в работе [18] для территории Ближнего Востока. В этой работе по данным спутниковой гравиметрии отмечалось существенное снижение ТЭСВ, что объяснялось

антропогенным влиянием, а в то же время отмечалась стабильность количества осадков. Авторы работы [18] объясняли это тем, что происходил “хищнический отбор воды оросительными системами, в том числе извлекаемых многочисленными скважинами”. Вследствие такого изъятия воды из подземных слоёв происходило значительное уменьшение ТЭСВ, поскольку вода, используемая для полива растительности, в большей степени испаряется. Сходные во многом для стран Ближнего Востока и Марокко климатические условия, а также развитая оросительная система и указывают на подобное антропогенное влияние.

На рис. 4 а представлены кососейсмические деформации по данным интерферометрической пары Sentinel-1 для 3 сентября 2023 г. и за 15 сентября 2023 г. На рис. 4 б – изосейсты для сейсмического события с магнитудой  $Mw = 4.8$ , состоявшегося 31 августа 2014 г. (чёрный цвет) и для сейсмического события с магнитудой  $Mw = 6.8$ , состоявшегося 8 сентября 2023 г. (красный цвет). Изосейсты были получены с использованием программного обеспечения ShakeMap® [19].

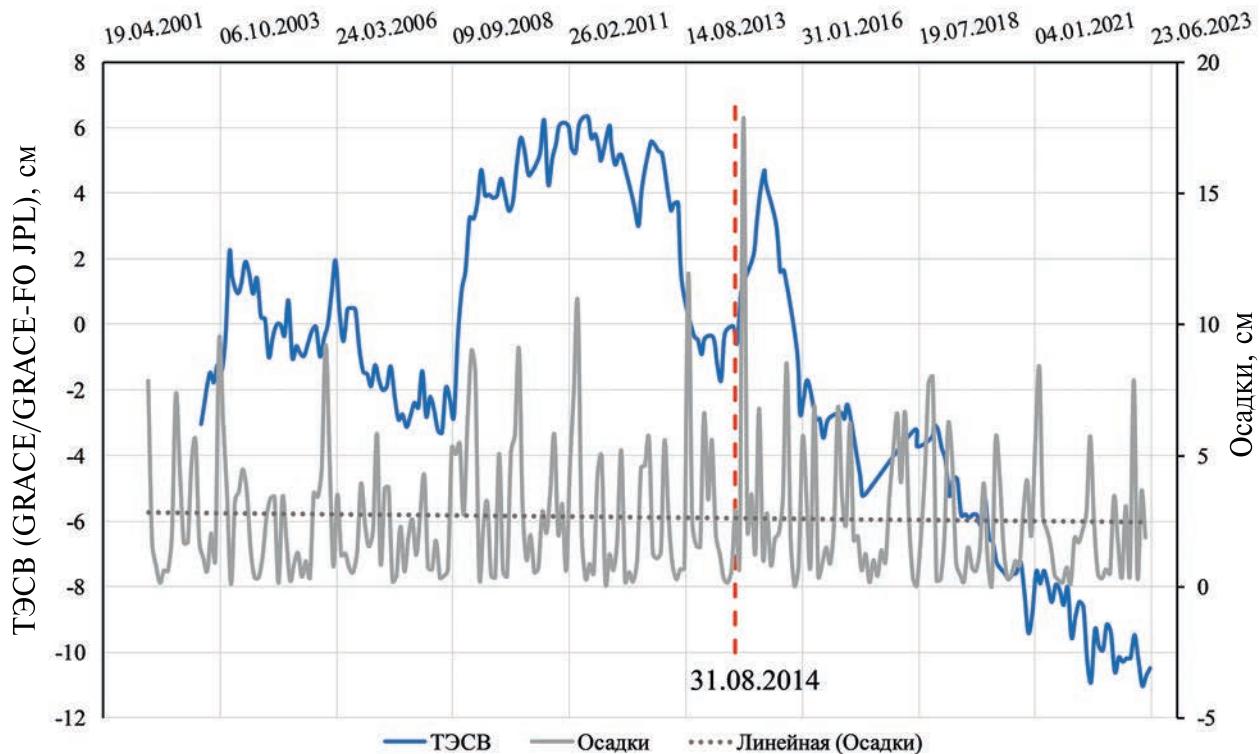


Рис. 3. Временная динамика толщины эффективного слоя воды (ТЭСВ) и количества осадков.

Тёмно-зелёным цветом на рис. 4 б показаны участки поверхности со средними скоростями опускания более 5 мм/год.

Анализ полученных результатов радиолокационной интерферометрии Sentinel-1 за период времени с 2019 г. до 2023 г., а также спутниковой гравиметрии GRACE/GRACE-FO за период времени с 2003 г. до 2023 г. показал следующее:

- Обнаружена динамика опусканий земной поверхности с усредненной за период времени 2019–2023 гг. скоростью, составлявшей величину порядка 1.5 см/год, а также обширные по площади опускания поверхности над водоносными горизонтами с максимальными величинами до 24 см за 8 месяцев 2023 г., (см. рис. 2). Установлено, что в 2023 г. суммарная площадь опускания земной поверхности составляла величину порядка 8 тыс. км<sup>2</sup>. Площади опусканий располагались в северной и южной частях участка Атласских гор. Между зонами этих опусканий располагался очаг землетрясения, происходившего 8 сентября 2023 года с магнитудой  $Mw = 6.8$ .

- За период времени с 2015 по 2023 гг. толщина эффективного слоя воды для фрагмента земной поверхности размером  $1 \times 1$  градус,

соответствующего области радиолокационных измерений, уменьшилась на 15–16 см (см. рис. 3). Вместе с тем в период резкого понижения ТЭСВ в 2013–2014 гг., в этом же районе 31 августа 2014 г. произошло землетрясение с магнитудой  $Mw = 4.8$  (см. вертикальный пунктир красного цвета на рис. 3). Эпицентр этого сейсмического события 2014 г. (обозначен звёздочкой чёрного цвета на рис. 4 а) располагался на периферии зоны косейсмического поднятия, произошедшего в результате землетрясения 8 сентября 2023 г. с магнитудой  $Mw = 6.8$  (эпицентр обозначен звёздочкой красного цвета на рис. 4 а), и афтершоков, показанных треугольниками жёлтого цвета на рис. 4 а. В этой области сейсмические события с магнитудами  $Mw \geq 4.5$  за период времени с 2014 по 2023 годы не регистрировались, а эпицентры сейсмичности с магнитудами более 2.5 показаны кружками зелёного цвета на рис. 4 а.

В предположении сходности затуханий интенсивностей подвижек при распространении сейсмических волн в различных направлениях из близких очагов (расстояния порядка 37 км) сравним изосейсты для сейсмических событий

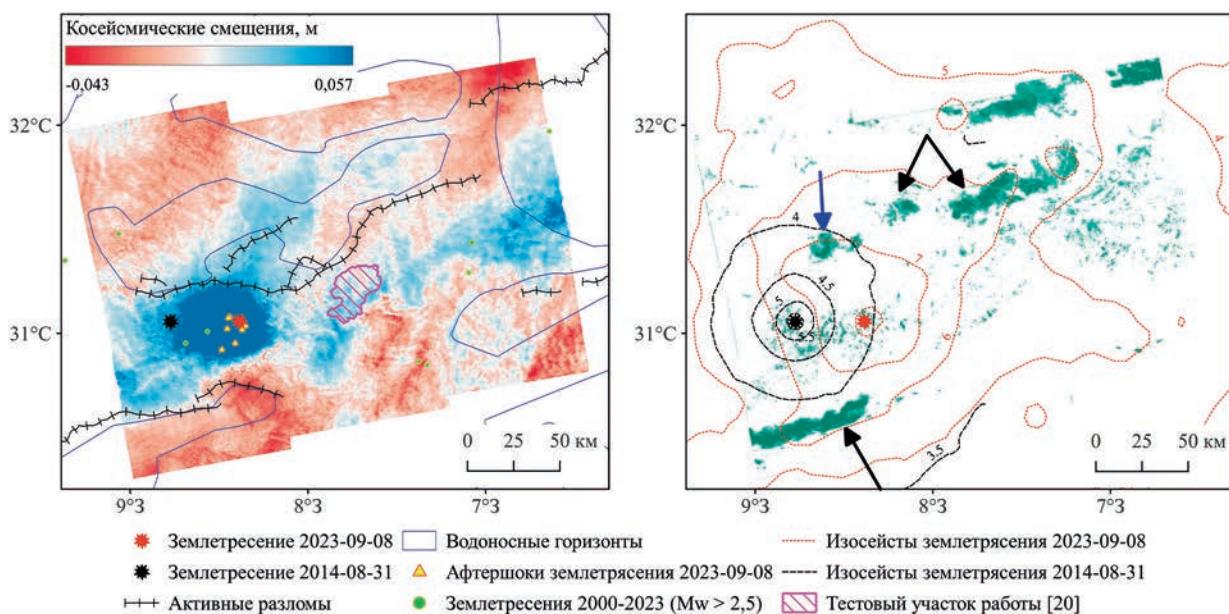


Рис. 4. Результаты радарной интерферометрии: (а) – косейсмические деформации по данным интерферометрической пары Sentinel-1 для 03.09.2023 и 15.09.2023 г., (б) – изосейсты для сейсмических событий, состоявшихся в 2014 г. (чёрный цвет) и для сейсмического события, состоявшегося 8 сентября 2023 г. (красный цвет).

2014 (чёрный цвет на рис. 4 б) и 2023 (красный цвет на рис. 4 б) гг.

Анализ изосейст для двух сейсмических событий различной интенсивности происходивших в 2014 и 2023 годах (на рис. 4 б интенсивности указаны в баллах по модифицированной шкале Маркали (MMI) [19]), показал, что их конфигурации существенно различаются. Форма изосейст различных интенсивностей (указанны у изосейст) для землетрясения 2014 г. сходна и близка к окружности. Изосейста для интенсивности 5.5 баллов фактически локализована в непосредственной близости от эпицентра, а изосейсты для интенсивностей 3 и 3.5 баллов были расположены вне участка зоны исследуемой территории, поэтому информативны только изосейсты для интенсивностей 4, 5 и 5.5 баллов (по шкале MMI), указанные на рис. 4 б.

В распределении макросейсмических проявлений землетрясения, происходившего 8 сентября 2023 г. с магнитудой  $Mw = 6.8$ , выявлены следующие закономерности:

- 7-ми-балльная изосейста отклоняется от круговой формы и охватывает участок опускания поверхности, показанный синей стрелкой на рис. 4 б;
- 6-ти-балльные макросейсмические эффекты охватывают участки опускания поверхности

(показаны стрелками чёрного цвета на рис. 4 б) за счёт чего изосейста также отклоняется от круговой формы;

- 5-ти-балльная изосейста также значительно отличается от формы круга за счёт вытянутости участков деформаций в направлениях к востоку и северо-востоку от эпицентра (см. рис. 4 б).

Эти особенности могут быть связаны с тем, что параметры среды распространения сейсмических колебаний изменились за период времени между землетрясениями, происходившими в 2014 г. и 2023 годах, вследствие отбора значительных объёмов воды из подземных горизонтов и связанного с этим оседания поверхности. Также можно предположить, что значительное уменьшение объёма воды горизонтов ВГ-1 и ВГ-2, граничащих с разломами (см. рис. 2), вызвало увеличение напряжения вдоль них по направлениям с северной и южной сторон Атласских гор. А это, в совокупности с конвергенцией евразийской и нубийской плит послужило причиной землетрясения с магнитудой  $Mw = 6.8$ , произошедшего 8 сентября 2023 года, эпицентр которого располагался между участками опускания земной поверхности.

В дополнение необходимо отметить следующее. Результаты изотопного анализа снега на

тестовом участке Атласских гор, а также воды из различных подземных горизонтов показали, что сезонный пик общего объёма накопленной воды, наблюдался в марте, а затем происходило его значительное снижение в период с марта по июнь [20]. Землетрясения же, состоявшиеся 31 августа 2014 г. и 8 сентября 2023 г., происходили с задержкой в два месяца после завершения указанного значительного сезонного снижения объёма воды. Это может быть связано с некоторым удалением используемого тестового участка (показан заштрихованным контуром сиреневого цвета в центре рис. 4 а) от эпицентров исследуемых сейсмических событий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов спутниковой радиолокационной интерферометрии за период времени 2019–2023 гг. и спутниковой гравиметрии за период времени 2000–2023 гг. показал уменьшение ТЭСВ на 15–16 см (при площади измерений  $1 \times 1$  градус по широте и долготе) и опускания земной поверхности над водоносными горизонтами, при этом суммарная площадь опусканий к середине 2023 г. составила 8 тыс. км<sup>2</sup>. На основании этого сделано предположение о значительном уменьшении объёма и соответственно массы воды в подземных горизонтах, граничащих с разломами по обе стороны Атласских гор, что приводит к эффекту, обратному наполнению водохранилищ (увеличение массы воды). Эффект наполнения водохранилищ и связанное с ним увеличение сейсмичности в различных регионах мира отмечено, например, в работе [21]. В этой работе на примере водохранилищ Койна и Варна показано, что расположение и размеры областей наведённой сейсмичности определяются размерами и локализацией областей повышенных напряжений, создаваемых весом водохранилищ. Как известно, повышение напряжённо-деформированного состояния земной коры вызывает рост сейсмической активности [22].

В случае землетрясений, происходивших на территории Марокко в 2014 и 2023 гг., роль, обратную водохранилищам, выполняли водоносные горизонты, стремительное истощение которых отмечалось соответственно с 2012 г. до момента землетрясения, происходившего 31 августа 2014 г., а затем с 2015 до землетрясения, происходившего 8 сентября 2023 г. При этом на эти долговременные тренды понижения ТЭСВ, регистрируемых по данным спутниковой гравиметрии GRACE/GRACE-FO, накладывалось сезонное уменьшение объёмов пополнения

водных ресурсов за счёт таяния снега в горах. Такое уменьшение объёмов воды в водоносных горизонтах связано с интенсивным использованием воды при мелиоративных мероприятиях, а также из-за изменения климата, приводящими к повышению температуры, и связанными с этим увеличением потребления воды, а также ростом её испарения, особенно в летние месяцы.

Соответственно, при существенном снижении уровня подземных вод изменилось напряжённо-деформированное состояние вдоль границ этих водоносных горизонтов, совпадающих с основными разломами исследуемого сейсмоопасного региона на территории Марокко. Это послужило триггерами для землетрясения с магнитудой  $Mw = 6.8$ , произошедшего 8 сентября 2023 г. а также для землетрясения с магнитудой  $Mw = 4.8$ , произошедшего 31 августа 2014 г. Такими триггерами могут являться и другие явления, например аномальное изменение атмосферного давления, описанными в работе [23].

Полученные результаты продемонстрировали перспективность спутниковых методов для мониторинга сейсмоопасных территорий. Совместно с методами моделирования, например, описанными в работах [24, 25] эти методы позволяют повысить эффективность предупреждения и снизят негативные последствия таких природных катастроф, как сильные землетрясения.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственных заданий НИИ “Аэрокосмос” и ИФМ СО РАН.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии к ним конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cheloni D. et al.* The 8 September 2023, MW 6.8, Morocco Earthquake: A Deep Transpressive Faulting Along the Active High Atlas Mountain Belt // *Geophysical Research Letters*. 2024. V. 51. № 2. P. e2023GL106992.
2. *Михайлов В. О. и др.* Землетрясения в Турции 06.02.2023: модель поверхности разрыва по данным спутниковой радарной интерферометрии // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. Р. 71–77.

3. *Овсяченко А. Н. и др.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с  $Mw = 6.7$  в северной Монголии: геологические эффекты и тектоническая позиция очага // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. Р. 65–70.
4. *Бондур В. Г. и др.* Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 г. на Южном Байкале методами спутниковой радиоинтерферометрии // Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле. 2021. Т. 499. № 2. Р. 144–150.
5. *Бондур В. Г., Чимитдоржсев Т. Н., Дмитриев А. В.* Аномальная геодинамика перед землетрясением 2023 г. В Турции по данным спутниковой радарной интерферометрии 2018–2023 гг. // Исследование Земли Из Космоса. 2023. № 3. Р. 3–12.
6. *Zhang L. et al.* Identifying Potential Landslides by Stacking-InSAR in Southwestern China and Its Performance Comparison with SBAS-InSAR: 18 // Remote Sensing. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 2021. V. 13. № 18. P. 3662.
7. *Billi A. et al.* Retracing the Africa–Eurasia nascent convergent boundary in the western Mediterranean based on earthquake and GNSS data // Earth and Planetary Science Letters. 2023. V. 601. P. 117906.
8. GRACE Tellus [Electronic resource] // GRACE Tellus. URL: <https://grace.jpl.nasa.gov/> (date of application: October 16, 2023).
9. *Hogenson K. et al.* Hybrid Pluggable Processing Pipeline (HyP3): A cloud-native infrastructure for generic processing of SAR data. Zenodo, 2020.
10. Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR (GACOS) [Electronic resource] // Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR (GACOS). 2024. URL: <http://www.gacos.net>
11. *Yu C. et al.* Generic Atmospheric Correction Model for Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. № 10. P. 9202–9222.
12. GRACE(-FO) Data Analysis Tool | Data [Electronic resource] // GRACE Tellus. URL: <https://grace.jpl.nasa.gov/data/data-analysis-tool> (date of application: October 16, 2023).
13. *Styron R., Pagani M.* The GEM Global Active Faults Database // Earthquake Spectra. SAGE Publications Ltd STM. 2020. V. 36. № 1\_suppl. P. 160–180.
14. BGR – WHYMAP [Electronic resource]. URL: [https://www.whymap.org/whymap/EN/Home/whymap\\_node.html](https://www.whymap.org/whymap/EN/Home/whymap_node.html) (date of application: January 19, 2024).
15. Earthquake in Morocco September 8, 2023 (M 6.8). URL: <https://omdoki.nextgis.com/resource/1095/display> (date of application: January 19, 2024).
16. *Hssaisoune M. et al.* Moroccan Groundwater Resources and Evolution with Global Climate Changes: 2 // Geosciences. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 2020. V. 10. № 2. P. 81.
17. ERA5-Land Monthly Aggregated - ECMWF Climate Reanalysis [Electronic resource] // Google for Developers. URL: [https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ECMWF\\_ERA5\\_LAND\\_MONTHLY\\_AGGR](https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ECMWF_ERA5_LAND_MONTHLY_AGGR) (date of application: January 19, 2024).
18. *Киселёв А. В. и др.* Индикация опасных природных явлений вариациями гравитационного поля Земли (по данным спутниковых съемок системой GRACE) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 6. Р. 13–28.
19. ShakeMap 4 Manual — ShakeMap Documentation. URL: <https://usgs.github.io/shakemap/> (date of application: January 19, 2024).
20. *Rhoujati N. et al.* Snowpack and groundwater recharge in the Atlas mountains: New evidence and key drivers // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2023. V. 49. P. 101520.
21. *Смирнов В. Б. и др.* О динамике сезонных компонент наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. 2018. № 4. Р. 100–109.
22. *Бондур В. Г. и др.* Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. Р. 400–404.
23. *Бондур В. Г. и др.* Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // ДАН. Т. 414. № 4. Р. 540–543.
24. *Бондур В. Г. и др.* Эволюция Напряженного Состояния Южной Калифорнии На Основе Геомеханической Модели И Текущей Сейсмичности // Физика Земли. 2016. № 1. Р. 120–132.
25. *Бондур В. Г., Гарагаш И. А., Гохберг М. Б.* Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2016. Т. 466. № 5. Р. 598–601.

## INDUCED SEISMICITY EFFECT IN MOROCCO CAUSED BY THE REDUCED VOLUME OF UNDERWATER ACCORDING TO STACKING-INSAR AND GRAVIMETRIC DATA

Academician of the RAS V. G. Bondur<sup>a, #</sup>, T. N. Chimitdorzhiev<sup>b</sup>, A. V. Dmitriev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Physical Materials Science, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Ulan-Ude, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

Using Sentinel-1 satellite radio interferometry data, the geodynamics in the area of the epicenter of the destructive  $M_w = 6.8$  earthquake that occurred in Morocco on September 8, 2023, were studied using the Stacking-InSAR method applied to 801 interferograms. Over the period from January 2019 to September 2023, local surface subsidence with an average speed of 1.5 cm/year was discovered, and the maximum speed was identified in 2023 and amounted to 24 cm/year, for areas with a developed melioration system located above aquifers. Based on an integrated analysis of changes in the water equivalent thickness, measured from satellite gravimetric data for 2000–2023, and the amount of precipitation, it was found that the surface subsidence was due to a huge irrigation draft. Assuming the similarity of shapes of isoseists of earthquakes with close epicenters, a comparison of the isoseists of earthquakes that occurred in 2014 and 2023 was carried out, which made it possible to identify the expansion of the contours of the isoseists towards the descending surface areas for the earthquake from 2023. This process, along with the tectonic movements of the Eurasian and Nubian plates, is believed to increase the stress-strain state between two aquifers, what caused the  $M_w = 6.8$  earthquake in Morocco on September 8, 2023.

*Keywords:* SAR interferometry, satellite gravimetry, Stacking-InSAR, seismicity, isoseists, surface subsidence, aquifers