

Том 514, Номер 1

ISSN 2686-7397

Январь 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 514, номер 1, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Возрастные ограничения базальных образований верхнедокембрийского разреза Полярного Урала по результатам U-Pb (LA-ICP-MS)-датирования циркона

*А. М. Пыстин, О. В. Гракова, Ю. И. Пыстина,
В. Л. Хубанов, К. С. Попвасев, Е. В. Кушманова, И. Л. Потапов* 5

Неопротерозойский и кембрийский протолит ортопород максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: результаты U-Th-Pb (SIMS) датирования акцессорного циркона

А. В. Рязанцев, Б. Г. Голионко, А. В. Скобленко, А. А. Разумовский, С. Н. Соболев 11

Возраст и тектоническое положение бамбукойской оловоносной вулканоплутонической ассоциации (Баргузино-Витимский супертеррейн Центрально-Азиатского орогенного пояса)

*А. М. Ларин, Е. Ю. Рыцк, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова,
В. П. Ковач, Т. М. Сковитина, С. Д. Великославинский, Ю. В. Плоткина, Н. Ю. Загорная* 24

Возраст кодарской серии западной части Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований

*В. П. Ковач, А. М. Ларин, член-корреспондент РАН А. Б. Котов,
Е. В. Адамская, Ю. В. Плоткина, Л. Б. Макарьев,
Т. М. Сковитина, А. М. Федосеенко, Б. М. Гороховский* 32

ТЕКТОНИКА

Тектонические нарушения осадочного чехла котловины Нансена: причины и следствия

С. Ю. Соколов, Г. Д. Агранов, В. А. Куликов, А. В. Зайончек, А. Л. Грохольский 39

Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза

А. А. Баранов, Академик РАН Л. И. Лобковский 50

Тектонотермальная модель и эволюция магматизма на постколлизийном (предплюмовом) этапе развития Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика)

*Академик РАН В. А. Верниковский, А. Н. Семенов, О. П. Полянский,
А. В. Бабицев, А. Е. Верниковская, Н. Ю. Матушкин* 56

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Василиновское рудопоявление — новый медно-золото-платиноидный объект на Полярном Урале (Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ)

Р. И. Шайбеков, И. А. Губарев, Е. М. Тропников 65

ГЕОХИМИЯ

Шпинелевые лерцолиты массива Северный Крак (Ю. Урал): первые REE ID-ICP-MS, ⁸⁷Sr-⁸⁶Sr и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd AL ID-TIMS-изотопные ограничения

Ю. Л. Ронкин, И. С. Чашухин, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков 77

Химическое микрозондовое Th-U-Pb-датирование монацита из редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье)

*А. В. Спивак, И. А. Сотникова, А. А. Вирюс, академик РАН М. И. Кузьмин,
Е. С. Захарченко, Т. Б. Колотилина, Н. В. Алымова* 89

ПЕТРОЛОГИЯ

Позднемеловые гранитоиды Майницкого террейна (Восточная Корякия):
возраст, геохимические особенности и геодинамическая позиция

А. В. Моисеев, М. В. Лучицкая, Т. Н. Палечек,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов, А. В. Разумный, С. В. Аксенов, А. В. Мальцева 97

РТ-тренды остывания и метаморфизм в условиях низов
амфиболитовой фации в ксенолитах гранулитов Сибирского кратона

В. М. Григорьева, А. Л. Перчук, академик РАН В. С. Шацкий, Н. Г. Зиновьева 105

МИНЕРАЛОГИЯ

О первой находке титансодержащего гидроксилклиногумита
в подформных хромититах

П. Б. Ширяев, Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов,
член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, В. В. Хиллер 114

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

О связи раннекембрийских бассейнов Западной Монголии
и Южной Франции по малакологическим данным

П. Ю. Пархаев, Е. А. Жегалло, Д. Доржнамжаа 122

ГЕОФИЗИКА

Прогноз зон флюидо-рапопроявлений методами искусственного
интеллекта на основе сейсмических атрибутов нового поколения RTN
и данных бурения на Ковыктинском газоконденсатном месторождении

Академик А. С. Бугаев, Г. Н. Ерохин, С. А. Рябых, А. С. Смирнов 131

Магнитный эффект Эль-Ниньо

Академик РАН В. В. Адушкин, А. А. Спивак, С. А. Рябова, А. В. Тихонова 141

ОКЕАНОЛОГИЯ

Прогноз природных вариаций температуры воздуха и ледовитости
шельфа Восточно-Сибирского моря на ближайшие столетия

В. В. Бабич, А. С. Астахов 146

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Временные масштабы отклика глобального углеродного цикла
на внешние воздействия

К. Д. Савина, А. В. Елисеев, академик РАН И. И. Мохов 154

Байесовы оценки площади снежного покрова в Евразии в XXI веке
по результатам расчетов с ансамблем климатических моделей CMIP6

М. М. Аржанов, академик РАН И. И. Мохов, М. Р. Парфенова 161

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Первые результаты исследований донных отложений высокогорных озер
аридной зоны Русского Алтая (максимум последнего оледенения – голоцен)

А. Р. Агатова, Р. К. Непон, А. А. Щетников, М. А. Крайнов,
Е. В. Иванов, И. А. Филинов, П. Динг, академик КАН Я. Шу 172

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

О единственности решения обратной коэффициентной задачи
при построении аналитических моделей магнитного поля Меркурия

И. Э. Степанова, И. И. Колотов, Д. В. Лукьяненко, А. В. Щепетилев 181

CONTENTS

Vol. 514, no. 1, 2024

GEOLOGY

Age Limits of Basal Deposits of the Upper Cambrian Section of the Polar Urals
According to the Results of U-PB (LA-ICP-MS) Zircon Dating

*A. M. Pystin, O. V. Grakova, Yu. I. Pystina, V. L. Khubanov, K. S. Popvasev,
E. V. Kushmanova, I. L. Potapov* 5

Neoproterozoic and Cambrian Protolith of the Metamagmatic Rocks
of the Maksyutovo Metamorphic Complex in the Southern Urals:
Results of U-Th-Pb (SIMS) Dating of Accessory Zircon

A. V. Ryazantsev, B. G. Golionko, A. V. Skoblenko, A. A. Razumovskiy, S. N. Sobolev 11

Age and Tectonic Setting of the Bambukoy Tin-Bearing Volcano-Plutonic Assemblage
(Barguzin–Vitim Superterrane of the Central Asian Orogenic Belt)

*A. M. Larin, E. Yu. Rytsk, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, E. B. Salnikova,
V. P. Kovach, T. M. Skovitina, S. D. Velikoslavinskii, Yu. V. Plotkina, N. Yu. Zagornaya* 24

Age of the Kodar Group of the Western Part of the Kodar-Udokan Trough
(Aldan Shield): Results of the U-Th-Pb (LA-ICP-MS) Geochronological Studies

*V. P. Kovach, A. M. Larin, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov,
E. V. Adamskaya, Yu. V. Plotkina, L. B. Makariev, T. M. Skovitina,
A. M. Fedoseenko, B. M. Gorokhovskiy* 32

TECTONICS

Tectonic Displacements of the Nansen Basin Sedimentary Cover: Causes and Consequences

S. Yu. Sokolov, G. D. Agranov, V. A. Kulikov, A. V. Zayonchek, A. L. Grokholsky 39

The Deepest Depressions on Land in Antarctica as a Result of Cenozoic Riftogenesis Activation

A. A. Baranov, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky 50

Tectonothermal Model and Magmatism Evolution of the Postcollisional (Pre-Plume)
Development Stage of the Kara Orogen (Northern Taimyr, Central Arctic)

*Academician of the RAS V. A. Vernikovskiy, A. N. Semenov, O. P. Polyansky, A. V. Babichev,
A. E. Vernikovskaya, N. Yu. Matushkin* 56

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Vasilinovskoye Ore Occurrence – a New Copper-Gold-Platinoid Object
in the Polar Urals (Russia, Yamalo-Nenets Autonomous District): First Information

R. I. Shaybekov, I. A. Gubarev, E. M. Tropnikov 65

GEOCHEMISTRY

Spinel Lherzolites of the Northern Kraka Massif (Southern Urals):
First REE ID-ICP-MS, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS Isotope Constrains

Yu. L. Ronkin, I. S. Chashchukhin, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov 77

Chemical Microprobe Th-U-Pb Age Dating of Monazite from Rare-Metal Pegmatites
of the Burpala Massif (North Baikal)

*A. V. Spivak, I. A. Sotnikova, A. A. Viryus, Academician of the RAS M. I. Kuzmin,
E. S. Zakharchenko, T. B. Kolotilina, N. V. Alymova* 89

PETROLOGY

Late Cretaceous Granitoids of the Mainitsky Terren (Eastern Koryak Highlands):
Age, Geochemical Features and Geodynamics

*A. V. Moiseev, M. V. Luchitskaya, T. N. Palechek, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov,
A. V. Razumnyj, S. V. Aksenov, A. V. Mal'ceva* 97

P-T Paths of Cooling and Metamorphism under Conditions of Low-Grade Amphibolite Facies
in the Xenoliths of Granulites in the Siberian Craton

V. M. Grigorieva, A. L. Perchuk, Academician of the RAS V. S. Shatsky, N. G. Zinovieva 105

MINERALOGY

About the First Discovery of Titanium-Containing HydroxylClinohumite
in Podiform Chromitite

*P. B. Shiryayev, Yu. V. Erokhin, K. S. Ivanov, Corresponding Member
of the RAS V. N. Puchkov, V. V. Khiller* 114

PALEONTOLOGY

On the Connection of the Early Cambrian Basins of Western Mongolia and Southern
France on Malacological Data

P. Yu. Parkhaev, E. A. Zhegallo, D. Dorjnamjaa 122

GEOPHYSICS

Prediction of Fluid Brine Event Zones by Artificial Intelligence Methods
Based on New Generation RTH Seismic Attributes and Drilling Data
at the Kovykta Gas Condensate Field

Academician A. S. Bugaev, G. N. Erokhin, S. A. Ryabykh, A. S. Smirnov 131

Magnetic Effect of El Niño

Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. A. Spivak, S. A. Riabova, A. V. Tikhonova 141

OCEANOLOGY

Forecast of Natural Variations in Air Temperature and Sea Ice
on the East Siberian Sea Shelf for the Next Centuries

V. V. Babich, A. S. Astakhov 146

CLIMATIC PROCESSES

Global Carbon Cycle Response to External Forcing

K. D. Savina, A. V. Eliseev, Academician of the RAS I. I. Mokhov 154

Bayesian Estimates of Snow Cover Area in Eurasia in the 21st Century
Based on the Results of Calculations with the CMIP6 Ensemble of Climate Models

M. M. Arzhanov, Academician of the RAS I. I. Mokhov, M. R. Parfenova 161

PALEOGEOGRAPHY

Sedimentary Records of High-Mountain Lakes in the Arid Russian Altai –
First Results of Multidisciplinary Study (Last Glacial Maximum – Holocene)

*A. R. Agatova, R. K. Nepop, A. A. Schetnikov, M. A. Krainov, E. V. Ivanov,
I. A. Filinov, P. Ding, Academician of the CAS Xu Yi-G* 172

EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

On the Uniqueness of an Inverse Coefficient Problem when Building
Analytical Models of Mercury's Magnetic Field

I. E. Stepanova, I. I. Kolotov, D. V. Lukuyanenko, A. V. Shchepetilov 181

УДК 55 (234.852)+551.24

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb (LA-ICP-MS)-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

© 2024 г. А. М. Пыстин¹*, О. В. Гракова¹, Ю. И. Пыстина¹,
В. Л. Хубанов², К. С. Попвасев¹, Е. В. Кушманова¹, И. Л. Потапов¹

Представлено академиком РАН А. М. Асхабовым 12.07.2023 г.

Поступило 12.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

На основе результатов массового U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования детритового циркона из базальных толщ верхнего докембрия Полярного Урала, представленных няровейской серией, установлена их нижняя возрастная граница. Верхний возрастной рубеж базальной серии получен по U–Pb (LA-ICP-MS)-датировке циркона из перекрывающих вулканогенных образований немурюганской свиты. Таким образом, установлено, что няровейская серия была сформирована в узком временном интервале в конце позднего рифея около 750–650 млн лет назад. Выделение серии в качестве среднерифейского стратона ошибочно. Доминирующая роль при формировании няровейской серии принадлежала продуктам размыва недалеко расположенных массивов кристаллических пород, фрагментами которых, вероятно, являются полиметаморфические комплексы, выступающие в Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

Ключевые слова: Центрально-Уральская зона, Харбейско-Марункеуский антиклинорий, верхний рифей, няровейская серия

DOI: 10.31857/S2686739724010019

На Полярном Урале наиболее полный разрез верхнего докембрия представлен на западном крыле Харбейско-Марункеуского антиклинория Центрально-Уральской зоны. При этом стратиграфические контакты базальных толщ верхнего докембрия с подстилающими глубокометаморфизованными образованиями нижнего докембрия известны только в южной части антиклинория в западном обрамлении харбейского метаморфического комплекса (рис. 1).

Харбейский комплекс, включающий (снизу вверх) ханмейхойскую, лаптаюганскую и париквасьшорскую свиты, по структурным признакам, высокой степени метаморфизма пород и геохронологическим данным, относится к нижнему протерозою [1, 2, 5].

Рифейские образования, представленные в нижней части разреза няровейской серией, залегают на метаморфических породах харбейского комплекса с резким структурным, стратиграфическим и метаморфическим несогласием, с базальными конгломератами в основании [2]. Серия состоит (снизу вверх) из терригенной верхнехарбейской свиты мощностью 400–500 м и вулканогено-терригенной минисейшорской свиты мощностью 1200–1400 м (рис. 1). В разрезе серии преобладают хлорит-мусковит-альбит-кварцевые иногда углеродсодержащие сланцы с прослоями альбит-кварцевых метаалевролитов и метапесчаников, metabазальтов и туфов основных пород. Возраст няровейской серии принят условно, как среднерифейский по залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофолитами IV (укского) комплекса рифея [2, 5].

Ранее на основании результатов первых U–Pb (LA-ICP-MS)-датировок детритового циркона из сланцев минисейшорской свиты (проба 4–28), отобранных в юго-западном обрамлении марункеуского эклогит-гнейсового комплекса

¹Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

²Геологический институт им. Н. Л. Добрецовца Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: pystin.48@mail.ru

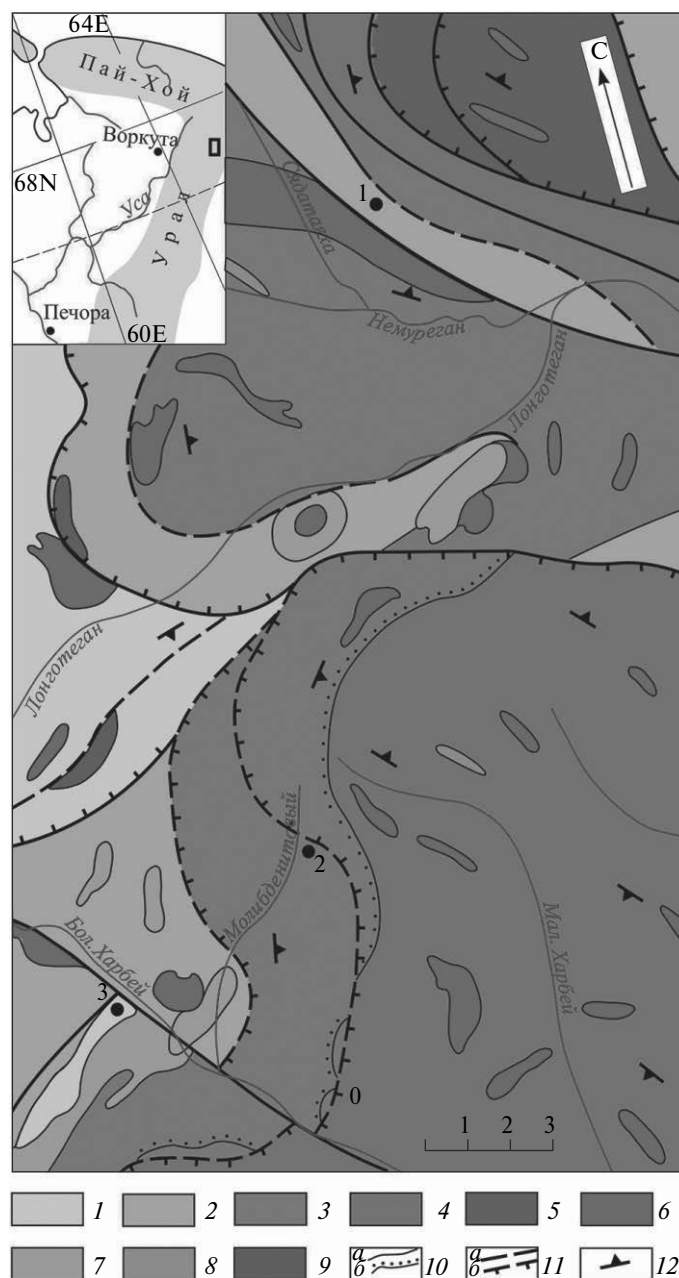


Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты северо-западного крыла Харбейско-Марункеуского антиклинория (составлена с использованием материалов [1, 2]). Условные обозначения: 1 – верхнерифейская немурюганская свита; 2–3 – верхнерифейская няровейская серия: 2 – верхнерифейская минисейшорская свита, 3 – верхнерифейская верхнехарбейская свита; 4 – нижнепротерозойская ханмейхойская свита харбейского метаморфического комплекса; 5 – нижнепротерозойский марункеуский метаморфический комплекс; 6 – граниты, гранито-гнейсы; 7 – метадiorиты; 8 – метагabbро, метагabbродолериты; 9 – апогарицбургитовые серпентиниты; 10 – контакты геологических тел: а – стратиграфические и интрузивные, б – стратиграфических и структурных несогласий; 11 – тектонические нарушения: а – крутопадающие дизъюнктивы, б – надвиги, шарьяжи; 12 – элементы залегания плоскостных структур. Кружочком с номером показаны места отбора проб: 1 – № 4–28, 2 – МБ-9, 3 – МБ-119. На врезке прямоугольник – контур фрагмента схематической геологической карты.

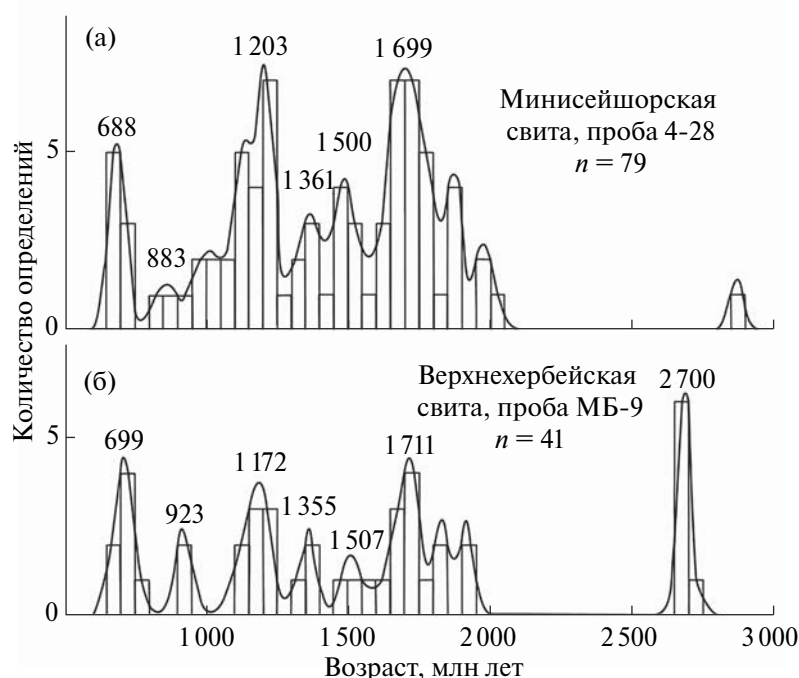


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb-возрастов детритовых цирконов из терригенных верхнедокембрийских отложений Полярного Урала. а – по [7]; б – наши данные.

(рис. 1), было сделано предположение о том, что весь разрез няровейской серии был сформирован в позднем рифее, а возраст заключительных эпизодов осадконакопления имеет нижнее ограничение 660 млн лет назад [4, 7]. Гистограмма и кривые плотности вероятности U–Pb-возрастов детритового циркона из сланцев минисейшорской свиты приведены на рис. 2 а.

В 2022 г. с целью более точной характеристики нижней возрастной границы няровейской серии были опробованы мусковит-альбит-кварцевые метаалевролиты (МБ-9) верхнехарбейской свиты (рис. 1). Проба отобрана из обнажения на правом берегу руч. Молибденитовый, левого притока р. Бол. Харбей, в 7 км выше устья ($67^{\circ}15'57.3''$ с.ш., $66^{\circ}13'58.8''$ в.д.). Место отбора пробы (примерно в 150 м выше подошвы свиты) связано с выбором не измененных метасоматическими преобразованиями и рассланцеванием пород. Породы в ниже залегающей части разреза верхнехарбейской свиты по этим признакам оказались не пригодными для изотопно-геохронологических исследований. С целью установления верхнего возрастного рубежа няровейской серии была отобрана проба (МБ-119) из метариолитов немурюганской свиты вблизи ее нижней границы (рис. 1). Проба отобрана из коренного выхода на

правом крутом борту р. Бол. Харбей в 200 м от берега, в 2.5 км выше устья руч. Молибденитовый ($67^{\circ}14'56.1''$ с.ш., $66^{\circ}06'00.1''$ в.д.). Метаморфизм в точках отбора проб не превышает условий фации зеленых сланцев.

В пробе метаалевролита (проба МБ-9) зерна циркона различаются по размеру, облику кристаллов, степени окатанности, окраске и внутреннему строению. Основная их часть очень мелкая (20–50 мкм). Они в той или иной степени окатаны. Зерна светло-розовые или бесцветные, реже розовые и темно-розовые. Первичный облик кристаллов, несмотря на окатанность, в большинстве зерен можно распознать. Чаще всего это призматические кристаллы с развитием граней {111}, {100}, {110} а также копьевидные – с дополнительными гранями {311} и {511}. Реже отмечаются округлые зерна с сохранившимися гранями {110}, {111}, {311}, {101}. На катодолюминесцентных изображениях большинства зерен циркона видна осцилляторная зональность. Отмечены включения кварца, мусковита, альбита и апатита. В небольшом количестве (5–7% от общей выборки минерала в пробе) встречаются более крупные (120–150 мкм) зерна циркона бесцветные или слабо окрашенные в розоватые тона. Они, как правило, представлены

призматическими кристаллами различной степени окатанности. В некоторых из них хорошо сохранились грани {111}, {100}, {110}, {311}. В них также проявлена осцилляторная зональность. В некоторых из них можно наблюдать смену облика кристалла от центра к краю от округлого многогранного на копьевидный и далее призматический. Как среди мелких, так и среди крупных зерен циркона присутствуют индивиды, в которых оптическая зональность отсутствует. Они обычно хорошо окатаны. Содержание таких разновидностей циркона 3–5% от общего количества этого минерала в пробе. Почти все исследованные зерна циркона как слабо, так и хорошо окатанные характеризуются неровной ямчатой поверхностью, похожей на следы растворения.

В пробе метариолита (проба МБ-119) циркон представлен светло-желтыми прозрачными и полупрозрачными эвгедральными кристаллами призматического и бипирамидально габитуса с доминирующими гранями {101} и {111}, с коэффициентом удлинения 1.5–4 и размером 40–100 мкм. Поверхности граней неровные со следами коррозии и наростами, ребра и вершины хорошо выражены. На катодолюминесцентных изображениях зерен циркона отчетливо видна осцилляторная зональность. Отмечаются редкие газово-жидкие включения.

Изотопное датирование циркона, выделенного из проб МБ-9 и МБ-119, выполнено U–Pb LA-ICP-MS-методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Дубрецова Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ). Пробоподготовка, анализ и расчет возраста выполнены согласно стандартным процедурам, описанным в статье [6]. Диаметр пучка лазера составлял 30 мкм. В качестве внешнего стандарта использовались зерна циркона 91500 [10], в качестве контрольных эталонов – GJ [8] и Plešovice [9]. По последним полученны конкордантные возрастные значения: 602 ± 3 и 339 ± 2 млн лет соответственно.

Мелкий размер многих зерен циркона (меньше диаметра пучка лазера по короткой оси) сильно затруднил выполнение изотопных измерений. Удовлетворительные изотопные анализы получены для 50 зерен. 9 анализов исключены по причине существенной дискордантности ($D > 10\%$).

За время кристаллизации циркона нами был принят возраст, вычисленный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для датировок, превышающих

1000 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для датировок меньше 1000 млн лет. Результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования циркона показаны на гистограмме распределения U–Pb-возрастов с графиком плотности вероятности (рис. 2 б). Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2726 ± 19 млн лет, с минимальной – позднерифейский – 673 ± 5 млн лет. Основная выборка возрастов охватывает интервал 1106–1948 млн лет с полимодальным распределением датировок. Преобладающие возрастные значения группируются в интервалах 1106–1215 и 1672–1948 млн лет. Сопоставление возрастных спектров верхнехарбейской и минисейшорской свит (рис. 2) показывает их хорошую сходимость. В пределах погрешности анализа совпадают почти все возрастные интервалы детритового циркона как с основными (688–699, 1203–172 и 1699–1711 млн лет), так и второстепенными (883–923, 1361–1355 и 1500–1507 млн лет) максимумами плотности вероятности. Исключение составляет максимум плотности вероятности 2700 млн лет для циркона из пород верхнехарбейской свиты.

Рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым зернам циркона минисейшорской свиты – 663 ± 6 млн лет, верхнехарбейской свиты – 686 ± 5 млн лет. Учитывая, что в верхнехарбейской свите проба отобрана из нижней части разреза (в 150 м выше подошвы), нижняя возрастная граница свиты и няровейской серии в целом, очевидно, не выходит за пределы первой половины позднего рифея. Верхний возрастной рубеж серии ограничивается полученным нами U–Pb (LA-ICP-MS)-возрастом циркона из метариолитов нижней части немурюганской свиты – 656 ± 2 млн лет (рис. 3), которая перекрывает минисейшорскую свиту. Это не противоречит тому, что в породах немурюганской свиты установлено наличие микрофитолитов укского комплекса рифея.

Сходство возрастных спектров циркона из пород верхнехарбейской и минисейшорской свит дает основание считать, что при формировании няровейской серии основные источники сноса терригенного материала существенно не менялись.

Разные морфологические особенности детритового циркона, их размер и степень окатанности указывают на различные источники сноса терригенного материала. Среди них, судя по преобладанию слабоокатанных зерен циркона, как и в случае с минисейшорской свитой [4, 7], основная роль принадлежала близким источникам сноса. Это могли быть недалеко расположенные массивы кристаллических пород,

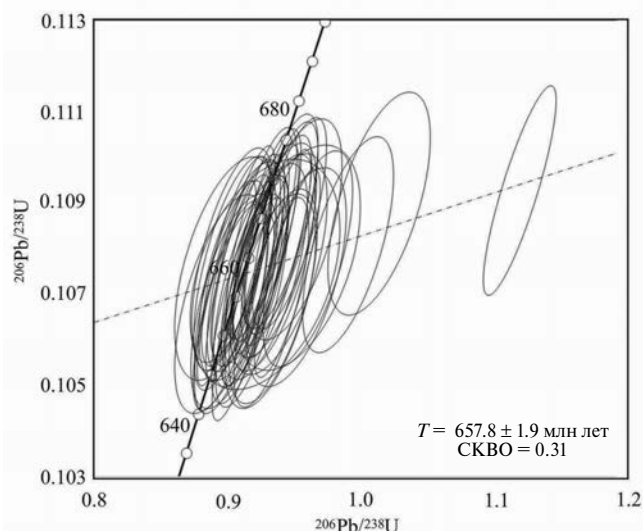


Рис. 3. Диаграмма Аренса-Везерилла с конкордией и U–Pb-возрастом (метод пересечения) циркона из метариолита немурюганской свиты (проба МБ-119, N = 46).

фрагментами которых, вероятно, являются полиметаморфические комплексы, выступающие в Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

Циркон с возрастом около 2700 млн лет в пробе МБ-9 (рис. 2 б) представлен, как хорошо окатанными индивидами, так и слабоокатанными призматическими зернами. Первые из них могли поступать в бассейн осадконакопления из далеко расположенного источника или первично осадочного протолита, источник вторых должен был быть расположен недалеко, но пока остается не выясненным.

Таким образом, породы няровейской серии, залегающие в основании верхнедокембрийского разреза Полярного Урала, были сформированы в узком возрастном интервале в конце позднего рифея около 750–650 млн лет назад. Выделение серии в качестве среднерифейского стратона ошибочно. В процессе формирования няровейской серии основные источники сноса терригенного материала существенно не менялись. Среди них основная роль принадлежала близким источникам сноса. Это могли быть недалеко расположенные массивы кристаллических пород, фрагменты которых на современном эрозионном срезе обнажаются Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны Н.Б. Кузнецову за замечания и конструктивные советы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00119.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II. Объяснительная записка / Ред. А.П. Казак. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объяснительная записка / Ред. А.П. Казак. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
3. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагббродов малыкского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Матер. Межд. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.
4. Пыстин А.М., Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Гракова О.В. Источники сноса и U–Pb возраст обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала: к вопросу о времени заложения тиманской пассивной окраины // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 5 3–25. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20050087>
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
6. Хубанов В.Б., Буянтубев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258. <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
7. Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Гракова О.В., Хубанов В.Б. Первые результаты U–Pb LA-SF-ICP-MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских (?) терригенных отложений Полярного Урала // ДАН. 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524854488-492>

8. 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
9. Slama J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249(1–2). P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
10. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. V. 19. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

AGE LIMITS OF BASAL DEPOSITS OF THE UPPER CAMBRIAN SECTION OF THE POLAR URALS ACCORDING TO THE RESULTS OF U-PB (LA-ICP-MS) ZIRCON DATING

A. M. Pystin^{a, #}, O. V. Grakova^a, Yu. I. Pystina^a,
V. L. Khubanov^b, K. S. Popvasev^a, E. V. Kushmanova^a, I. L. Potapov^a

Presented by Academician of the RAS A. M. Askhabov July 12, 2023

^a*N.P. Yushkin Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

^b*N.L. Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

[#]*E-mail: pystin.48@mail.ru*

Based on the results of mass U–Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircon from the basal deposits of the Upper Precambrian of the Polar Urals, represented by the Nyarovei series, their lower age limit was established. The upper age boundary of the basal series was obtained from the U–Pb (LA-ICP-MS) dating of zircon from the overlying volcanogenic formations of the Nemyrugan suite. Thus, it has been established that the deposits of the Nyarovei series were formed in a narrow time interval at the end of the Late Riphean about 750–650 million years ago in the Arshinian time. Identification of the series as a Middle Riphean straton is erroneous. The dominant role in the formation of the deposits of the Nyarovei series belonged to the products of erosion of nearby massifs of crystalline rocks, fragments of which are probably polymetamorphic complexes protruding in the Harbei-Marunkeu anticlinorium in the Polar Urals.

Keywords: Central Ural zone, Harbei-Marunkeu anticlinorium, Upper Riphean, Nyarovei series

УДК 550.93 (470.5)

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ И КЕМБРИЙСКИЙ ПРОТОЛИТ ОРТОПОРОД МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. А. В. Рязанцев^{1,*}, Б. Г. Голионко¹, А. В. Скобленко¹,
А. А. Разумовский¹, С. Н. Соболев²

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 12.07.2023 г.

Поступило 12.07.2023 г.

После доработки 14.09.2023 г.

Принято к публикации 15.09.2023 г.

По акцессорному циркону U-Th-Pb-методом SIMS (SHRIMP II) установлен возраст магматического протолита для разнообразных метаморфических пород УНР максютовского комплекса. Наиболее уверенно возраст протолита определен для метабазитовых сланцев в двух пробах 648 ± 3 и 566 ± 3 млн лет. Возраст циркона из сланцев, состав которых отвечает андезидацитам, — 549 ± 4 млн лет. Возраст протолита гранат-омфацитовых метабазитовых пород 501 ± 5 млн лет. Из эклогитов выделены единичные кристаллы магматического циркона с возрастом 893 ± 6 млн лет, представляющие ксеногенную популяцию. Для протолита эклогитов, по данным предшественников, принято значение возраста 561 ± 10 млн лет. Магматические комплексы с возрастом, близким диапазону полученных значений возраста протолита (549–648 млн лет), известны в зоне Уралтау и представляют фрагменты вулcano-плутонического пояса активной континентальной окраины. Интегральный возраст метаморфизма максютовского комплекса по двум пробам этого района 380 ± 3 млн лет.

Ключевые слова: УНР максютовский комплекс, Южный Урал, магматический протолит, венд, эдиакарий, неопротерозой, кембрий, U-Pb-возраст цирконов, SHRIMP II

DOI: 10.31857/S2686739724010025

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс распространен в зоне Уралтау и является ключевым элементом в модели коллизии дуга-континент, согласно которой в среднем девоне произошла коллизия Магнитогорской внутриокеанической дуги и пассивной окраины континента Балтика [1]. Для эклогитов и для глаукофан-фенгитовых сланцев изотопными методами ранее был определен возраст пикового метаморфизма комплекса, значения которого находятся в интервале 375–390 млн лет [1–7]. Определение абсолютного возраста обломочных цирконов из кварцитов и кварцито-сланцев комплекса [8, 9] позволило установить для значительной части его разреза палеозойский возраст,

а не рифейский, как было принято считать раньше. В разрезе комплекса присутствуют фрагменты с метааркозами, которые условно можно сравнивать с ордовикскими терригенными свитами, а толщи графитовых кварцитов — с содержащими углеродистые сланцы и кремни ордовикскими и силурийскими свитами Сакмарского аллохтона и Восточно-Уральской мегазоны. Кидрясовская свита нижнего ордовика в зоне Уралтау и в Сакмарском аллохтоне несогласно залегает на вендском вулcano-плутоническом комплексе [10, 11]. В связи с этим можно предполагать присутствие доордовикских образований в структуре максютовского комплекса. В пользу такого предположения свидетельствуют данные о позднекембрийском и кембрийском возрасте циркона из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев [2, 5, 6, 12].

Задачей исследования был поиск доордовикских ортопорod в структуре комплекса и установление возраста их магматического протолита. Для

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: avryazan51@mail.ru

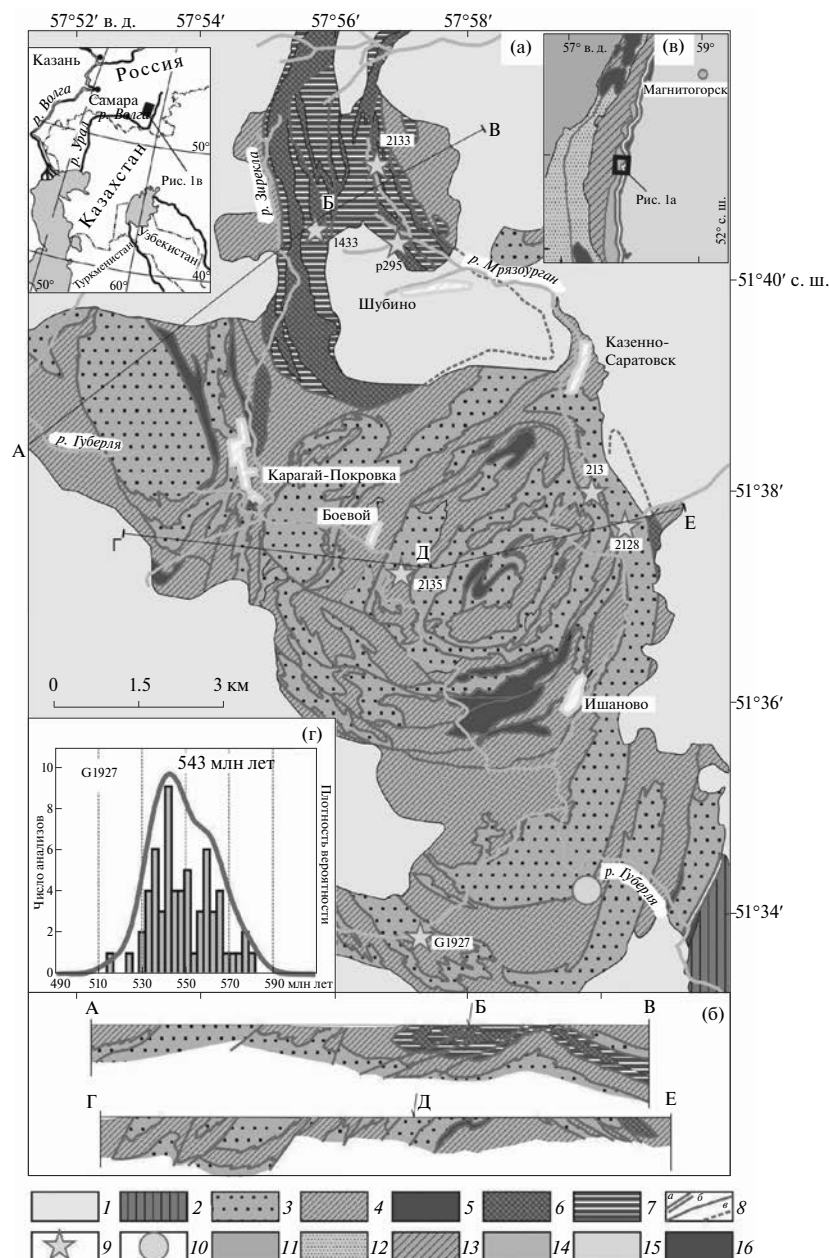


Рис. 1. Максютковский комплекс в районе Шубинского титанового месторождения (а), составлено с использованием [13], геологические разрезы по линиям А–Б–В и Г–Д–Е (б), схема структур Южного Урала (в), гистограмма и график плотности вероятности распределения возрастов зерен обломочного циркона из метавулканитов карамалинской серии (г) из [9]. 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – палеозойские отложения нерасчлененные; 3 – юмагузинская “серия”, метааркозы, фенгитовые кварциты с глаукофаном, метаграувакки, метавулканиты среднего состава; 4 – карамалинская “серия”, графитистые кварциты и кварцито-сланцы, метаграувакки, метавулканиты основного и среднего состава; 5 – серпентинитовый меланж с блоками метагабброидов; 6–7 – тектонический микстит: 6 – зоны сближенных тел эклогитов, 7 – фенгитовые и глаукофан-фенгитовые сланцы, графитистые сланцы; 8 – тектонические контакты; Главный Уральский разлом (а), прочие разломы – картируемые (б), предполагаемые (в); 9 – точки отбора проб на U–Pb-исследования и их номера; 10 – местонахождение известняков с археоциатами; на схеме (в): 11 – Башкирский мегантиклинорий, рифейские и вендские терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи, 12 – Зилаирский синклиний, терригенные толщи верхнего девона-карбона, 13–14 – зона Уралтау, кварциты и сланцы докембрия и палеозоя (13), эклогит-глаукофансланцевый максютковский комплекс (14), 15 – Магнитогорская мегазона, ранне-среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные надсубдукционные и рифтогенные комплексы, 16 – аллохтоны с офиолитами. Черным прямоугольником обозначено положение рис. 1 а. На обзорной географической схеме показано положение района рис. 1 в.



Рис. 2. Эклогиты по пиллоу-базальтам. Левый приток р. Мрязоурган.

метаморфических пород разных структурных элементов максютовского комплекса определен U—Pb-возраст акцессорного и детритового циркона. Исследования на приборе SHRIMP II производились во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Структура максютовского комплекса. В качестве полигона для исследований нами был выбран район сел Шубино, Карагай-Покровка в верхнем течении р. Губерля (рис. 1). В этом районе известно Шубинское месторождение титана, связанное с рутиловыми эклогитами. Нижний структурный уровень представлен в пакетах тектонических пластин и лежащих изоклиналиных складок, которые сложены породами юмагузинской и карамалинской “серий” (тектонических единиц) [9, 13, 14]. В разрезе юмагузинской “серии” преобладают фенгит-глаукофановые кварцито-сланцы с метааркозами, метаграувакки, метавулканиды, а в разрезе карамалинской “серии” — графитистые кварциты, графитистые сланцы, метаграувакки, метавулканиды. Тектонические пластины и лежащие складки смяты в серию брахиморфных складок [9, 14]. В структуре присутствуют тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, с блоками метагабброидов. Серпентиниты в основном преобразованы в тальковые сланцы, а метагабброиды представлены амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Верхний структурный уровень представлен фрагментами тектонического покрова, сложенного тектоническим микститом. В матрике микстита преобладают кварциты,

кварцито-сланцы, фенгитовые сланцы, графитистые кварцито-сланцы, среди которых находятся тела эклогитов и кристаллических сланцев, образованных по магматическим породам.

Оценка Шубинского месторождения проводилась в 50-е и 70-е годы прошлого века. С учетом этих данных установлено, что основное рудное тело эклогитов составляет крылья лежащей изоклиналиной складки, полого погружающейся на запад [15]. Мощность тела эклогитов до 70 м, при падении на запад 5–10°. По-видимому, это силл метагаббро, залегающий среди толщи графитовых кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев. В структуре присутствуют линзовидные тела гранат-глаукофановых и гранат-глаукофан-омфацитовых сланцев, образованных по вулканогенно-осадочным и вулканогенным породам основного и среднего состава. Локально распространены метагабброиды эклогиты с отчетливыми реликтами подушечного строения (рис. 2) и эклогиты по базальтовым лавобрекчиям с сохранившимися обломочными текстурами, а также линзы массивных метагабброидов мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовых сланцев. Отмечаются конформные маломощные тектонические пластины тремолит-тальковых и тальковых метасоматитов, образованных по ультраосновным породам. Вблизи этих метасоматитов установлены изолированные выходы гранат-омфацитовых пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эклогиты рудного тела представлены массивными породами, в которых наблюдаются полосы обогащенных омфацитом зон и линейные разнонаправленные скопления граната. Эндоконтактовые зоны тел эклогитов обогащены глаукофаном и фенгитом. Выделяются две основные группы эклогитов рудного тела, которые отличаются по минеральному и химическому составам (табл. 1).

В эклогитах 1-й группы внутренние части порфиробластов гранатов имеют состав $\text{Prp}_{17-22}\text{Alm}_{58-57}\text{Sps}_{1,4-1,6}\text{Adr}_{0,2-0,3}\text{Grs}_{22-20}$. Они

содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита, обрастающего алланит. Внешняя зона порфиробластов практически без включений. Ее состав $\text{Prp}_{24-26}\text{Alm}_{56-58}\text{Sps}_{1,8-2,0}\text{Adr}_{0-0,6}\text{Grs}_{18-14}$. Омфацит имеет состав $\text{Jd}_{33-36}\text{Aeg}_{29-31}$. По глаукофану в каймах развивается барруазит. По химическому составу породы соответствуют базальтам и андезит-базальтам толеитовой серии с $\text{TiO}_2 = 3.0-4.6\%$, до 5.6% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9-13\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.3-1.7$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 7-15$; $\text{FeO}^* = 0.9$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 9.9-15.6$; $F = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + 1,37\text{MgO}) = 0.6-0.8$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7-10$. На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки

Таблица 1. Содержания петрогенных окислов (вес.%), редких и рассеянных элементов (г/т) в породах максютовского комплекса.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49.68	54.25	52.36	52.01	49.07	46.96	47.98	47.24	54.27	54.62	53.73	47.56	46.05	49.63	60.73
TiO ₂	4.55	4.35	2.23	3.25	0.85	0.81	1.17	1.31	0.37	0.61	0.57	0.96	0.92	1.13	0.97
Al ₂ O ₃	9.041	8.07	11.29	10.44	18.68	15.59	17.35	10.74	12.03	10.61	10.93	20.68	21.69	23.79	16.00
Fe ₂ O ₃	7.64	8.14	6.75	6.34	3.05	3.58	5.75	6.15	2.93	3.17	3.76	5.21	5.20	3.28	3.23
FeO	4.32	2.57	5.5	8.83	4.66	6.89	4.57	7.55	2.81	3.29	2.88	3.33	2.65	5.13	3.39
MnO	0.11	0.11	0.16	0.16	0.08	0.13	0.15	0.09	0.29	0.36	0.23	0.10	0.10	0.13	0.09
MgO	6.78	4.91	5.56	6.74	5.90	6.42	2.90	5.33	5.17	8.16	8.31	3.53	4.11	2.95	3.89
CaO	13.07	13.89	10.89	6.61	7.37	9.99	10.99	11.29	13.66	13.22	13.77	11.08	11.99	2.37	2.55
Na ₂ O	2.37	2.16	2.726	2.73	3.39	3.45	3.86	4.22	6.63	5.10	5.20	3.08	2.35	2.42	1.41
K ₂ O	0.36	0.15	0.30	0.39	2.93	0.72	1.60	0.42	0.16	0.07	0.02	1.59	2.15	4.27	4.14
P ₂ O ₅	0.46	0.46	0.36	0.43	0.53	0.33	0.51	0.07	0.03	0.03	0.03	0.63	0.42	0.16	0.24
loi	1.25	0.53	1.54	1.66	2.63	4.2	3.12	5.46	1.43	0.4	0.26	1.88	2.08	4.66	2.98
Sum	99.63	99.58	99.65	99.59	99.14	99.08	99.94	99.87	99.77	99.64	99.65	99.63	99.71	99.93	99.63
Li	16.5	20.7	25.4	13.4	17.8	22.52	24.4	32.9	118.1	114	110	31.3	23.7	71.2	52.4
Be	1.2	1.1	0.82	1.2	0.46	0.78	1.1	0.42	5.2	5.0	4.5	0.85	1.1	2.9	2.0
Sc	25.5	28.6	48.8	36.2	30.4	39.35	26.1	24.9	18.2	20.9	14.7	21.6	22.0	32.5	23.6
V	485	472	516	463	183	270.16	375	368	460	476	437	253	306	201	147
Cr	165	175	102	123	448	292.20	73.1	57.2	60.6	126	76.7	40.5	31.5	103	112
Co	43.9	38	53.8	65.9	48.3	45.96	25.9	49.0	36.5	35.0	31.6	24.4	20.7	20.5	15.6
Ni	127	129	91.2	135	235	100.72	61.8	82.3	111	127	112	25.3	21.6	54.8	49.6
Cu	272	343	221	95.5	20.3	107.04	105	207	10.8	23.0	10.5	92.0	49.0	42.2	12.7
Zn	123	90.3	105	162	90.9	91.94	51.3	105	140	147	135	85.1	72.5	134	85.2
Ga	26.5	27.6	23.3	27.0	15.8	16.57	22.5	16.2	16.8	17.1	16.7	26.6	32.8	31.9	20.9

Окончание таблицы 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb	1.9	0.54	2.3	3.0	30.3	9.77	28.1	8.9	1.2	3.0	0.69	11.5	24.5	179	129
Sr	290	274	426	315	134	455.07	333	202	86	103	167	877	1197	406	340
Y	23.9	25.5	25	30	16.7	21.95	26.5	20.6	133	144	153	26.7	30.0	34.6	41.8
Zr	89.2	90.1	47.9	100	10.6	1.63	72.8	76.8	496	507	605	33.4	265	326	758
Nb	26.9	22.2	10.3	24.3	2	3.30	8.8	8.3	14.5	25.0	33.6	5.3	3.9	26.2	21.8
Mo	0.63	0.84	5.6	1.9	4.6	0.16	0.56	0.67	6.2	1.6	1.8	1.9	2.3	1.9	3.9
Cs	0.083	0.016	0.085	000	1.3	0.46	1.1	0.41	0.07	0.13	0.041	1.0	1.6	6.3	4.0
Ba	23	7.8	34.3	36.9	300	95.17	142	50.8	77.8	103	158	363	515	668	535
La	21.8	23.6	12.5	16.4	3	5.97	13.0	10.5	85.4	91.2	142	12.4	16.2	30.8	46.7
Ce	56.2	59.3	32.1	43.1	8.7	14.87	30.4	23.2	198	214	315	34.0	51.6	87.1	102
Pr	8.3	8.5	4.6	6.1	1.4	2.23	3.9	2.9	23.2	25.8	39.8	5.7	7.1	8.5	11.6
Nd	40.8	41	23.4	30.8	8.3	11.19	17.2	13.3	95.3	104	162	31.0	36.0	34.2	45.6
Sm	10.9	11.3	6.8	8.6	2.8	3.33	4.3	3.3	24.9	26.7	40.2	8.1	8.9	7.1	9.0
Eu	3.6	3.8	2.3	2.9	1	1.24	1.6	1.2	4.7	4.7	7.2	2.3	2.6	1.7	1.9
Gd	10.5	11.3	7.6	9.1	3.4	4.04	4.9	3.9	23	24.7	35.5	7.0	7.9	6.3	7.6
Tb	1.4	1.5	1.1	1.3	0.58	0.69	0.77	0.64	3.1	3.5	4.6	0.99	1.1	1.0	1.2
Dy	5.9	6.6	5.4	6.5	3.3	4.23	4.8	4.0	17.8	20.9	24.6	5.6	6.1	6.4	7.3
Ho	0.91	0.94	0.94	1.1	0.66	0.84	0.99	0.81	4.4	4.8	5.1	1.1	1.1	1.3	1.4
Er	2.1	2.1	2.4	2.8	1.8	2.29	2.9	2.2	18	16.9	18.4	2.5	2.8	3.5	4.2
Tm	0.26	0.26	0.33	000	0.26	0.31	0.43	0.33	3.4	3.1	3.7	0.35	0.37	0.53	0.64
Yb	1.5	1.4	2.1	2.1	1.6	1.87	3.1	2.2	24.8	24.1	31.3	2.1	2.2	3.8	4.5
Lu	0.22	0.2	0.3	0.3	0.23	0.25	0.46	0.33	3.8	3.6	4.8	0.26	0.27	0.58	0.67
Hf	2.6	2.6	1.5	3.0	0.48	0.14	2.0	1.9	17.7	18.7	22.1	1.2	6.4	9.1	19.1
Ta	1.8	1.4	0.64	1.5	0.12	0.22	0.60	0.57	3.4	4.0	4.9	0.18	0.17	1.6	1.4
Pb	2.6	3	2	3.7	2.4	11.48	4.5	2.6	9.7	8.9	12.9	7.6	8.5	24.1	19.2
Th	1.7	1.7	1.1	1.3	0.18	0.40	1.2	0.99	34.6	28.8	41.9	0.43	0.85	13.9	16.1
U	0.58	0.6	0.34	0.3	0.17	0.15	1.2	0.78	17.2	16.6	25.5	0.24	0.39	4.4	1.7

Номера проб и район их отбора: 1–8 – эколгиты, Шубинское месторождение (1–6), р. Мрязоурган, эколгиты с подушечной отдельностью (7–8): 1 – p289/1; 2 – p289/3; 3 – p291/2; 4–1433Б; 5–293/1; 6 – p20102; 7–2104; 8–2104/1; 9–11 – гранатомфацитовые породы, Шутино: 9 – p299; 10–2133А; 11–2133Б; 12–13 – сланцы мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые, Шутино: 13 – p295, 13–2134; 14 – амфибол-альбитовые сланцы, р. Мрязоурган (2128); 15 – мусковит-амфибол-альбитовые сланцы, р. Губерля (2135).

составов находятся в поле внутриплитных базальтов.

В эколгитах 2-й группы внутренние части порфировластов гранатов имеют состав

$\text{Prp}_{0,6-1,8}\text{Alm}_{21-55}\text{Sps}_{50-34}\text{Adr}_{0,5-1,0}\text{GrS}_{27-37}$. Они содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита. Внешняя зона порфировластов

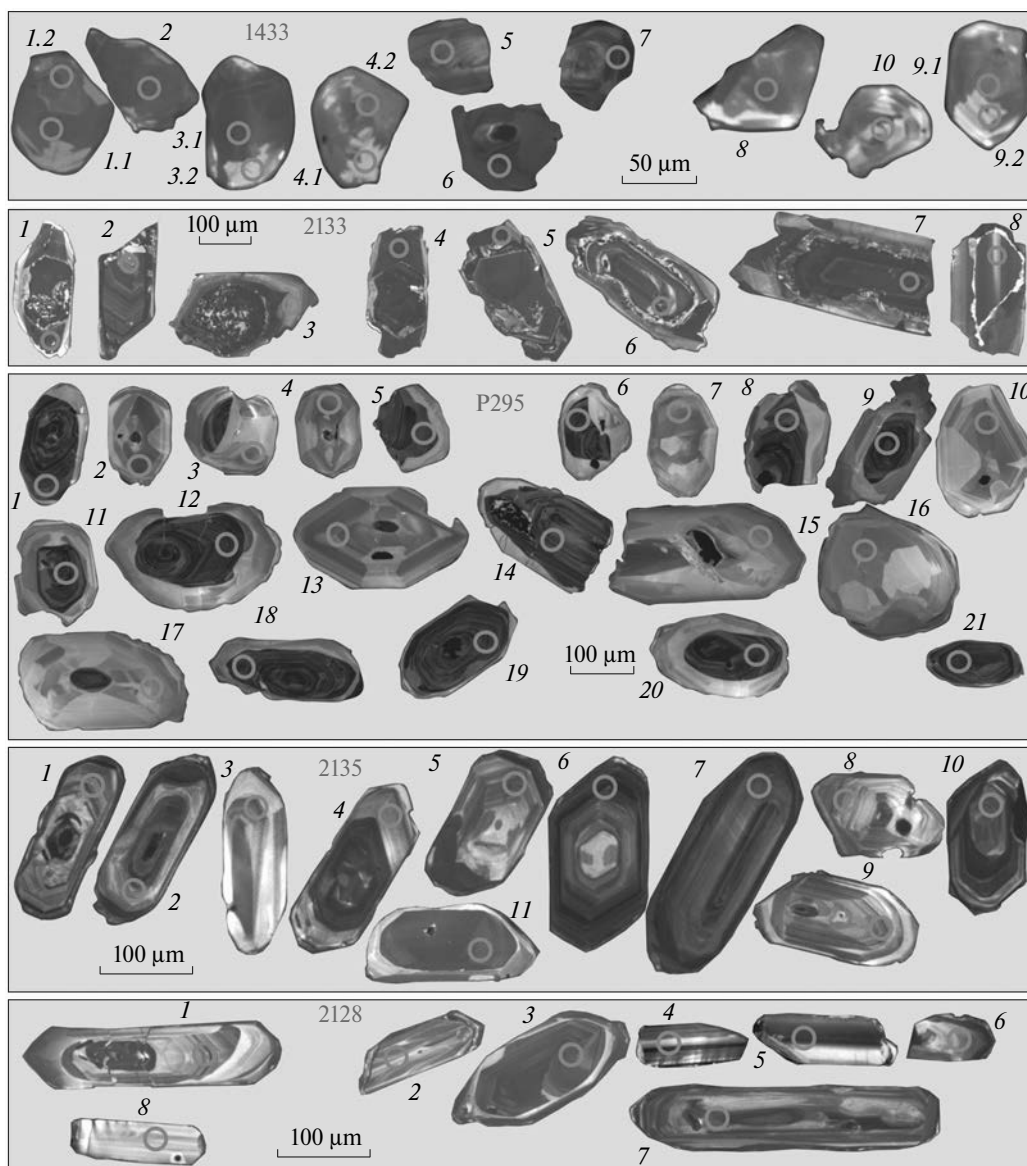


Рис. 3. Катодо-люминесцентные микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из проб 1433, 2133, p295, 2135, 2128. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2.

практически без включений. Ее состав $\text{Prp}_{9-11}\text{Alm}_{52-56}\text{Sp}_{5,9-4,3}\text{Adr}_{0,9-0,8}\text{Grs}_{32-28}$. Омфациит имеет состав $\text{Jd}_{38-42}\text{Aeg}_{0,6-6,6}$. Породы по составу отвечают базальтам-трахиандеизбазальтам известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.9-2.1\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.7-20.7\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.2-0.6$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2-4.7$; $\text{FeO}^* = 7.4-13.9$; $F = 0.5-0.6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.3-4.2$. На диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Nb}/16$ точки находятся в поле E-MORB.

Пиковые параметры метаморфизма для высокотитанистых эклогитов составляют $T > 800-910^\circ\text{C}$, $P \sim 2.5-3.5$ ГПа [16], а согласно [12], $T \sim 998-1047^\circ\text{C}$,

$P \geq 3.2-3.5$ ГПа. Нами предварительно определены пиковые PT -параметры метаморфизма в эклогитах 1-й группы ($T \sim 850-950^\circ\text{C}$, $P \sim 2-2.5$ ГПа) при помощи комбинации Grt-Cpx-геотермобарометра [17] и геотермометра Ti в кварце [18].

Из эклогитов 1-й группы, отобранных в точке 1433(p289), с координатами $51^\circ 40' 39.4''$ с.ш., $57^\circ 55' 46.6''$ в.д., были выделены малочисленные кристаллы циркона с различной морфологией и структурой. Преобладают кристаллы неправильной сглаженной формы с корродированными поверхностями. На CL-изображениях

Таблица 2. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) изотопных исследований циркона.

№№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения			Rho	Возраст ± млн л.	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a ±%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, ±%		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (2)
Эклогиты, проба 1433											
1.1	0.00	1.39	26	0	0.01	0.057±5.7	0.491±6.1	0.063±2.1	0.3	392.9±8	477±130
2	0.80	1.48	29	0	0.01	0.053±9.9	0.431±10	0.059±2	0.2	371.9±7.3	316±230
3.1	1.71	0.71	13	0	0.01	0.053±19	0.457±19	0.062±3.1	0.2	387±12	349±430
4.1	0.34	3.56	67	1	0.02	0.054±5	0.46±5.1	0.062±1.3	0.3	386.6±4.9	368±110
8	1.33	0.622	12	0	0.01	0.050±16	0.41±17	0.06±3.1	0.2	375±11	179±380
9.1	0.45	2.42	46	1	0.01	0.056±5.9	0.462±6.2	0.060±1.8	0.3	377.4±6.6	435±130
10	0.26	3.96	75	1	0.01	0.053±4.2	0.448±4.4	0.061±1.2	0.3	382.4±4.5	334±96
1.2	0.87	1.88	34	0	0.01	0.051±10	0.443±10	0.063±1.6	0.2	395.7±6.1	229±230
3.2	2.45	0.454	9	0	0.01	0.054±24	0.440±25	0.059±3.1	0.1	371±11	360±550
4.2	0.78	2.4	43	1	0.02	0.054±8.2	0.473±8.3	0.064±1.4	0.2	398.6±5.3	359±180
9.2	0.59	2.54	48	1	0.01	0.054±6.9	0.451±7.1	0.061±1.3	0.2	382.5±4.6	352±160
5	0.32	11.3	85	44	0.53	0.068±2.6	1.427±2.8	0.153±0.9	0.3	919.1±7.9	854±55
6	0.12	50.3	394	124	0.32	0.069±1	1.414±1.1	0.148±0.5	0.4	891.6±3.8	902±21
7	0.12	25.3	197	120	0.63	0.069±1.4	1.417±1.5	0.149±0.6	0.4	897.3±5.2	894±28
Сланцы мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые, проба P295											
6	0.04	27.2	306	251	0.85	0.061±1.1	0.876±2	0.104±1.6	0.8	635.0±9.8	652±24
4	0.00	8.74	98	75	0.79	0.061±1.9	0.866±2.3	0.104±1.3	0.5	636.3±7.6	622±42
9	0.04	29.6	328	345	1.09	0.060±1.1	0.866±1.6	0.105±1.1	0.7	641.9±6.8	602±24
13	0.00	3.8	42	32	0.78	0.061±2.9	0.885±3.3	0.105±1.6	0.5	643.0±10.0	646±62
5	0.06	29.3	325	213	0.68	0.061±1.1	0.879±1.6	0.105±1.1	0.7	643.0±6.6	632±25
2	0.11	10.6	118	107	0.94	0.060±1.9	0.874±2.3	0.105±1.3	0.5	643.4±7.8	619±42
11	0.19	15.5	171	74	0.44	0.062±1.9	0.898±2.2	0.105±1.2	0.5	644.6±7.1	673±41
12	0.09	27.6	304	210	0.71	0.062±1.3	0.897±1.7	0.105±1.1	0.7	646.0±6.7	666±27
10	0.37	6.49	71	96	1.40	0.062±3.6	0.902±3.8	0.105±1.3	0.4	646.1±8.3	677±77
14	0.10	19.6	215	156	0.75	0.061±1.8	0.884±2.2	0.106±1.1	0.5	647.4±6.9	629±40
20	0.00	31.3	344	345	1.04	0.062±1.0	0.897±1.4	0.106±1.1	0.7	648.3±6.6	657±21
3	0.29	3.85	42	23	0.57	0.060±3.8	0.882±4.1	0.106±1.5	0.4	649.2±9.4	617±83
21	0.03	33.1	363	326	0.93	0.061±1.0	0.895±1.5	0.106±1.1	0.7	649.6±6.8	648±21
1	0.04	26.9	295	207	0.69	0.062±1.1	0.9±1.6	0.106±1.1	0.7	650.4±6.8	656±24
7	0.00	6.59	72	48	1.01	0.061±2.2	0.9±2.6	0.106±1.3	0.5	651.4±8.2	654±48
8	0.03	41.5	452	442	0.62	0.061±0.9	0.898±1.4	0.107±1.1	0.8	654.6±6.6	636±19
17	0.00	2.4	26	16	1.09	0.063±3.5	0.927±3.9	0.107±1.7	0.4	655.0±11.0	703±75
16	0.22	4.96	54	57	0.30	0.062±3.2	0.912±3.4	0.107±1.4	0.4	657.3±8.8	660±66
15	0.37	3.07	33	10	0.74	0.0632±4.1	0.938±4.6	0.108±1.6	0.4	658.0±10.0	717±91
19	0.04	26.9	291	209	0.72	0.0612±1.1	0.91±1.6	0.108±1.1	0.7	658.3±6.8	654±24

Окончание таблицы 2

№№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения			Rho	Возраст ± млн л.	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a ±%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, ±%		⁽¹⁾ ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	⁽²⁾ ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Гранат-омфацитовая порода, проба 2133											
4	0.03	51.8	1006	6	0.01	0.054±1.4	0.449±2.1	0.060±1.6	1.6	376±6	383±32
3	0.46	17.8	345	24	0.07	0.056±3.8	0.462±4.4	0.060±2.2	2.2	377±8	440±84
1	0.12	39.6	761	4	0.01	0.055±1.8	0.460±1.9	0.061±0.6	0.6	380±2	412±40
5	0.04	40.4	775	12	0.02	0.055±1.6	0.456±2.0	0.061±1.2	1.2	380±4	394±35
8	0.38	17.1	248	220	0.92	0.058±3.6	0.635±3.8	0.080±1.4	1.4	496±7	514±78
6	0.06	25.1	363	94	0.27	0.056±2.1	0.619±2.2	0.080±0.7	0.7	499±3	445±46
7	0.03	92.2	1315	351	0.28	0.057±1.0	0.643±1.4	0.082±0.9	0.9	506±4	498±23
2	0.05	30.6	397	221	0.57	0.058±1.8	0.719±1.9	0.090±0.7	0.7	554±4	532±40
Мусковит-амфибол-альбитовые сланцы, проба 2135											
1	0.30	0.64	208	128	0.64	0.058±2.7	0.707±2.9	0.089±1.2	0.4	547.9±6.2	523±59
2	0.30	0.51	153	75	0.51	0.059±3	0.722±3.3	0.089±1.3	0.4	551.7±6.6	551±66
3	0.26	0.62	146	87	0.62	0.058±2.3	0.717±2.5	0.090±1.1	0.4	555.9±6	521±50
4	0.53	0.73	162	114	0.73	0.060±2.6	0.733±2.8	0.0895±1.1	0.4	549.9±5.9	593±55
5	0.29	0.60	185	108	0.60	0.058±2.2	0.701±2.4	0.088±1.1	0.5	541±5.7	532±48
6	0.18	0.61	111	66	0.61	0.058±2.4	0.706±2.7	0.089±1.2	0.4	548.9±6.3	515±54
7	1.02	0.62	475	285	0.62	0.060±2.2	0.697±2.5	0.086±1	0.4	529.6±5.1	570±49
8	0.47	0.96	92	86	0.96	0.058±3.6	0.716±3.8	0.089±1.3	0.3	550.1±6.7	542±78
9	0.24	0.60	159	93	0.60	0.060±2.4	0.749±2.7	0.091±1.1	0.4	560.7±6.1	597±52
10	0.35	0.53	297	153	0.53	0.058±1.9	0.709±2.2	0.088±1.1	0.5	543.5±5.5	546±43
11	0.16	0.61	178	104	0.61	0.058±2.2	0.694±2.5	0.087±1.1	0.5	539.4±5.9	518±49
Амфибол-альбитовые сланцы, проба 2128											
1	0.15	9.24	118	93	0.81	0.059±2.9	0.74±3.0	0.091±1.0	0.3	561±5	582±62
6	0.21	7.38	94	42	0.46	0.060±3.6	0.76±3.7	0.091±1.0	0.3	562±5	620±77
3	0.23	33.1	422	117	0.29	0.060±1.6	0.75±1.7	0.091±0.6	0.4	564±3	590±35
7	0.18	47.8	605	91	0.15	0.058±1.4	0.74±1.5	0.092±0.6	0.4	567±3	537±30
8	0.33	5.18	65	29	0.45	0.062±5.0	0.79±5.2	0.092±1.2	0.2	568±7	678±107
2	0.13	11	139	62	0.46	0.060±2.7	0.77±2.8	0.092±0.9	0.3	568±5	619±58
4	0.00	13.3	167	145	0.89	0.059±3.4	0.76±3.5	0.092±0.9	0.2	570±5	578±73
5	0.57	11.4	143	149	1.08	0.057±3.7	0.73±3.8	0.093±0.9	0.2	573±5	495±81

Погрешности приведены для интервала 1 σ . Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта для пробы 2128 составляла 0.18%, для пробы – 2135 0.33%, для пробы 2133–0.20%, для пробы p295–0.35%, для пробы 1433–0.31%. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

кристаллы имеют пятнистую серую окраску, типичную для метаморфического циркона (рис. 3). В них $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01$ – 0.02 . В подчиненном

количестве присутствуют цирконы такой же морфологии, но с осцилляторной зональностью и с $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.32$ – 0.63 .

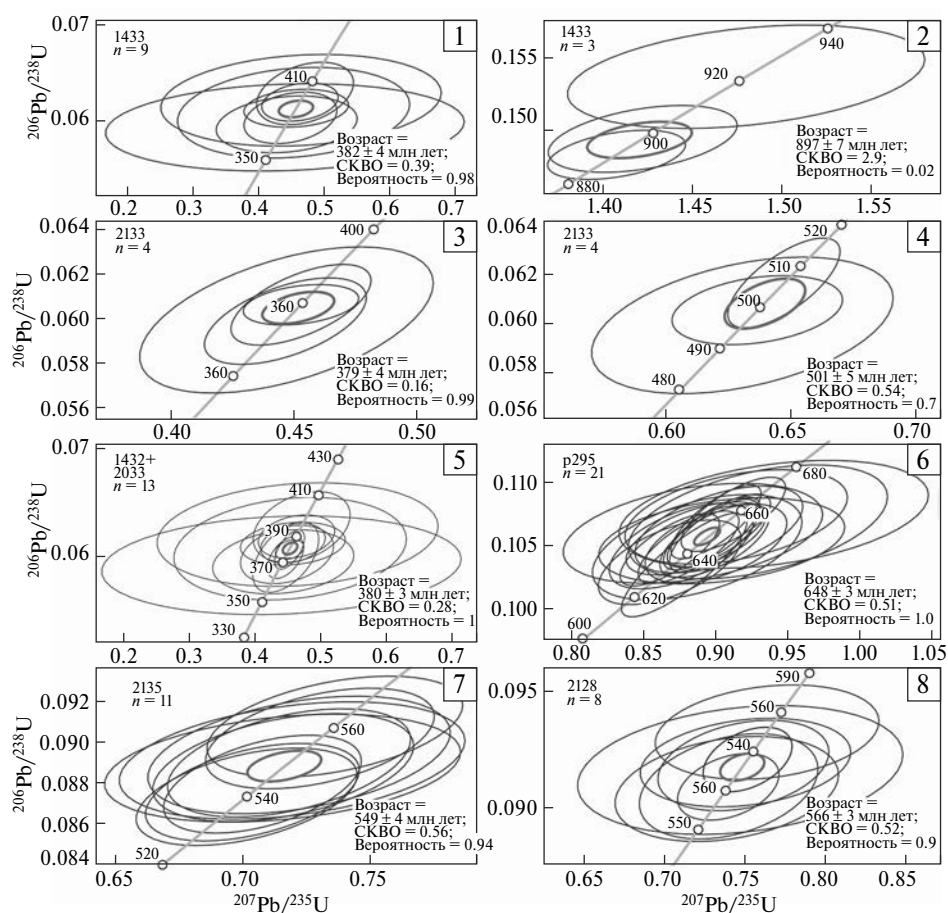


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для циркона пород максютовского комплекса. 1–2 – проба 1433, эклогиты Шубинского месторождения, метаморфический циркон (1), магматический циркон (2); 3–4 – проба 2133 – гранат-омфацитовые породы, метаморфический циркон (3), магматический циркон (4); 5 – пробы 1433 и 2133 совмещенные, метаморфический циркон; 6 – проба p295, мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые сланцы; 7 – проба 2135, мусковит-амфибол-альбитовые сланцы; 8 – проба 2128, амфибол-альбитовые сланцы.

По 9 точкам в метаморфическом цирконе получено значение 382 ± 4 млн лет (СКВО = 0.39, вероятность = 0.98), которое определяет возраст метаморфизма (рис. 4). По трем точкам из магматического циркона получено значение 897 ± 7 млн лет, СКВО = 2.9, вероятность = 0.02 (более корректное значение по двум точкам 893 ± 6 млн лет, СКВО = 0.42, вероятность = 0.66). Имея в виду данные предшественников [12], можно предположить, что эти кристаллы представляют ксеногенную популяцию.

Гранат-омфацитовые породы вскрыты из-под кайнозойского чехла расчисткой на площади 3×6 м и опробованы в точке 2133 (p299) с координатами $51^\circ 41' 08.6''$ с.ш., $57^\circ 56' 30.8''$ в.д. Порода представлена мелкозернистым гранобластовым матриксом

омфацита и редкими (10%) порфиروбластами граната. В порфиробластах граната внешние зоны имеют состав $\text{Prp}_{7-10}\text{Alm}_{32-54}\text{Sps}_{4-8}\text{Adr}_{1-2}\text{Grs}_{29-33}$, а внутренние $\text{Prp}_{1-2}\text{Alm}_{41-54}\text{Sps}_{21-37}\text{Adr}_{1-2}\text{Grs}_{29-34}$. Состав пироксенов $\text{Jd}_{41-46}\text{Aeg}_{4-6}$. Породы по составу отвечают андезибазальтам известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.4-0.6\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.6-20.7\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.14-1.26$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 41.9-222.3$. $\text{FeO}^* = 5.4-6.3$; $F = 0.2-0.3$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.3-3.1$. В породе повышенные содержания Zr – до 605 г/т, $\Sigma\text{PЗЭ} = 681-1384$ г/т; Th – 28.8–41.9 г/т; U – 16.6–25.5 г/т. На диаграмме Th–Hf/3–Nb/16 точки составов находятся в поле островодужных базальтов.

Выделенные из гранат-омфацитовых пород кристаллы циркона коротко- и длиннопризматические,

корродированные, с отчетливой зональностью. В ядрах, которые на оптических изображениях мутные и содержат многочисленные включения, на CL-фотографиях присутствуют реликты осцилляторной зональности. Каймы практически не содержат включения, а на CL-фотографиях имеют однородную серую окраску. Каймы отличаются низкими значениями $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.07$, по сравнению с ядрами, где $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.19\text{--}0.92$. В каймах содержания $\text{Th} = 4\text{--}24$ г/т, тогда как в ядрах $39\text{--}302$ г/т. По 4 точкам в каймах определен возраст метаморфизма 378 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.16$, вероятность = 0.99. В 7 точках в ядрах, которые характеризуют магматический протолит и его изменения, возраст варьирует в диапазоне $494 \pm 9\text{--}554 \pm 4$ млн лет. При этом по трем точкам возраст 501 ± 5 млн лет, $\text{СКВО} = 0.54$, вероятность = 0.7. Одна точка представлена ксеногенным цирконом с возрастом 554 ± 4 млн лет.

Мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые сланцы обнажаются среди кайнозойского чехла в русле ручья на площади 16×15 м восточнее рудного тела. Крупнокристаллические массивные сланцы имеют лепидо-немато-гранобластовую структуру с примерно равным содержанием основных минералов. Кристаллы цоизита во внутренних частях замещаются алланитом. В порфиробластах гранатов внешние зоны имеют состав $\text{Prp}_{14\text{--}20}\text{Alm}_{50\text{--}53}\text{Sps}_0\text{Adr}_0\text{Grs}_{30\text{--}32}$, а внутренние $\text{Prp}_{2\text{--}5}\text{Alm}_{37\text{--}54}\text{Sps}_{14\text{--}19}\text{Adr}_0\text{Grs}_{39\text{--}41}$. Сланцы по составу отвечают базальтам известково-щелочной серии, у которых $\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.0\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.7\text{--}21.7\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1\text{--}1.9$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.54\text{--}0.55$; $\text{FeO}^* = 8.2\text{--}7.3$; $F = 0.62\text{--}0.36$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.99\text{--}5.63$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ соответствуют E-MORB и островодужным базальтам. В точке p295 с координатами $51^\circ 40' 24.8''$ с.ш., $57^\circ 57' 01.3''$ в.д. из сланцев выделены многочисленные кристаллы циркона с близкими к изометричной формами, со сглаженными кристаллографическими очертаниями, в которых присутствуют светлые каймы, и темные ядра. Как в каймах, так и в ядрах наблюдается осцилляторная зональность. В каймах отмечаются структуры песочных часов. В ядрах и в каймах $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.3\text{--}1.4$, но при этом в ядрах содержания (г/т) $\text{U} = 171\text{--}452$, $\text{Th} = 74\text{--}442$, а в каймах $\text{U} = 26\text{--}118$, $\text{Th} = 10\text{--}107$. По 10 точкам в каймах получено значение возраста 648 ± 5 млн лет, а по 11 точкам в ядрах 648 ± 4 млн лет. Как ядра, так и каймы характеризуют эволюцию магматического расплава. Интегральный возраст циркона по 21 точке 648 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.51$, вероятность = 1.

Мусковит-амфибол-альбитовые сланцы обнажаются вблизи ядра антиформы на левом берегу р. Губерля. Они слагают горизонты в толще переслаивающихся фенгит-кварцевых сланцев и кварцитов карамалинской «серии». В породе содержится до 30% частично хлоритизированной зеленой роговой обманки, 5% мусковита и 65% альбита. Сланцы образованы, вероятно, по туфам, состав их отвечает высококалиевым андезидитами известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.97\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.0\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.2$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.3$; $\text{FeO}^* = 6.3$; $F = 0.5$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 6.9$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ точки сланцев находятся в поле островодужных пород. Сланцы имеют редкометалльную геохимическую специализацию (табл. 1). В точке 2135 с координатами $51^\circ 37' 49''$ с.ш., $57^\circ 56' 05''$ в.д., отобрана проба крупнокристаллических сланцев, из которых выделены кристаллы акцессорного циркона идиоморфной коротко- и длиннопризматической формы с осцилляторной зональностью. По 11 кристаллам получено конкордантное значение возраста 549 ± 4 млн лет, $\text{СКВО} = 0.56$, вероятность = 0.94. Ксеногенная популяция представлена зернами с неопротерозойскими и палеопротерозойскими значениями возраста.

Амфибол-альбитовые сланцы обнажены на левобережье р. Мрязоурган и располагаются среди кварцитов и кварцито-сланцев юмагузинской «серии» структурно ниже углеродистых кварцитов и глаукофан-фенгит-альбитовых сланцев карамалинской «серии». Породы крупнокристаллические. Есть вероятность того, что сланцы образованы по плутонической породе. Сланцы по составу отвечают трахибазальтам шошонитовой серии с $\text{TiO}_2 = 1.13\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23.8\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.1$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.6$; $\text{FeO}^* = 8.1$; $F = 0.67$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5.5$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ точки сланцев находятся в поле островодужных пород. Из амфибол-альбитовых сланцев, отобранных в точке 2128 с координатами $51^\circ 37' 02.4''$ с.ш., $58^\circ 00' 38.6''$ в.д. выделены идиоморфные кристаллы циркона коротко- и длиннопризматической формы с осцилляторной зональностью. По 8 кристаллам определен конкордантный возраст 566 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.52$, вероятность = 0.94. В пробе присутствуют три ксеногенных зерна циркона палеопротерозойского возраста ($1676\text{--}1796$ млн лет).

На этом же участке распространения карамалинской «серии» присутствуют пачки *фенгит-глаукофан-кварц-цоизит-гранатовых сланцев*, которые образованы, вероятно, по граувакковым песчаникам или по вулканогенно-осадочным породам. Из пробы № 213, отобранной в точке

с координатами $51^{\circ}37'52.1''$ с.ш., $58^{\circ}01'03.80''$ в.д. на р. Мрязоурган, выделены кристаллы циркона с возрастaми от 496 ± 8 до 663 ± 13 млн лет. Они группируются в пять популяций. Все зерна идиоморфные, часто длиннопризматические. Одна популяция по 3 зернам имеет возраст 496 ± 5 млн лет, СКВО = 0.013, вероятность = 1, одно зерно 507 ± 7 млн лет. По трем зернам возраст 526 ± 6 млн лет, СКВО = 0.02, вероятность = 1. По двум зернам возраст 558 ± 7 млн лет, СКВО = 0.0016, вероятность = 0.97. Древняя популяция ($n = 4$) имеет возраст 651 ± 6 млн лет, СКВО = 0.95, вероятность = 0.46.

Ранее в этом районе из пробы *аркозовых метаравелитов* карамалинской “серии” на р. Аптулла выделен детритовый циркон [9] (рис. 1). Преобладает популяция кристаллов с возрастaми в интервале 517–589 млн лет с выраженным на кривой плотности вероятности максимумом 543 млн лет. Отдельные зерна имеют палеопротерозойские, мезопротерозойские и неоархейские возрастa.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

По двум пробам Шубинского участка получены значения возрастa метаморфизма 382 ± 4 (проба 1433 из эклогитов) и 378 ± 3 (проба 2133 из гранат-омфацитовых пород) млн лет. Интегральный возраст по двум этим пробам 380 ± 3 млн лет ($n = 13$, СКВО = 0.37, вероятность = 1). Это значение согласуется с данными о возрастe метаморфизма максютовского комплекса других авторов [1 и ссылки там; 2; 3].

Возраст протолита наиболее уверенно определен для metabазитовых мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовых сланцев (проба p295). Значения 648 ± 3 млн лет близки к ранее установленному Sm–Nd-изохронному возрастe эклогитов 650 ± 15 млн лет [19]. Возрастa магматического циркона в интервале 655–695 млн лет установлены для гранат-фенгит-глаукофановых сланцев Ташлинского блока максютовского комплекса [16]. Популяция детритовых цирконов с возрастeм 651 ± 6 млн лет присутствует в пробе 213 из метаграувакк карамалинской “серии” исследованного участка. Магматические комплексы близкого возрастa известны в Башкирском антиклинории ([20] и ссылки там) и в зоне Уралтау ([21] и ссылки там). Популяции детритового циркона с возрастeм около 650 млн лет представлены в терригенных толщах ордовика разных структурных зон Урала [11].

Для магматического циркона из эклогитов пробы 1433 нами получен возраст 893 ± 6 млн

лет. Скорее всего, это ксеногенный циркон. По результатам U–Pb-исследований циркона эклогитов Шубинского месторождения ранее была выделена популяция циркона с возрастeм 561 ± 10 млн лет [12]. В этой популяции видна осцилляторная зональность, а $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0,49\text{--}0,72$. Мы предполагаем, что именно эта популяция характеризует магматический протолит эклогитов.

Возраст циркона из пробы 2135 сланцев карамалинской “серии” – 549 ± 4 млн лет характеризуют вулканогенный протолит сланцев, которые по составу отвечают высококалийным андезидацитам известково-щелочной серии. Возраст циркона из пробы 2128 крупнокристаллических амфибол-альбитовых сланцев, которые по составу отвечают трахибазальтам шошонитовой серии, 566 ± 3 млн лет. Сланцы находятся среди кварцито-сланцев и кварцитов юагузинской “серии”. Учитывая текстурные особенности сланцев, мы не исключаем, что они образованы по плутоническим породам.

Возрасты циркона в диапазоне 543–590 млн лет типичны для вендского вулcano-плутонического комплекса на юге зоны Уралтау, который представляет фрагмент активной континентальной окраины [10; 11]. Вендская (эдиакарская) популяция детритового циркона с положительными значениями $\varepsilon\text{Hf}(t)$, типичными для цирконов, образованных в ювенильной коре, широко проявлена в ордовикских терригенных породах всех структурных зон Урала [11]. Возрастa вендского и кембрийского диапазона ярко представлены в метатерригенных кварцито-сланцах максютовского комплекса [8, 9], в т.ч. на юге изученного участка (рис. 1 Г).

Наиболее молодой возраст протолита представлен в гранат-омфацитовых породах и по единичным зернам оценен, как 501 ± 5 млн лет, что соответствует среднему кембрию. Популяция детритового циркона с возрастeм 496 ± 5 млн лет, соответствующим границе среднего и позднего кембрия, установлена в метаграувакках (?) пробы 213. Уровень с метаграувакками, по-видимому, является стратиграфическим аналогом кидрясовской свиты нижнего ордовика. Магматические комплексы с возрастeм в диапазоне $496 \pm 5\text{--}501 \pm 5$ млн лет на Южном Урале не установлены.

Юагузинская, карамалинская и другие “свиты”, или “серии”, выделяемые в составе максютовского комплекса, не являются стратиграфическими подразделениями, а представляют тектонические единицы [8, 9, 13, 22]. Результаты проведенных исследований, а также исследований [8, 9] позволяют сделать вывод о том, что

тектонические единицы — это тектонические покровы, в структуре которых находятся фрагменты разнофациальных неопротерозойских, раннепалеозойских и, возможно, силурийских толщ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
2. Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. 226. P. 85–99.
3. Beane R.J., Connolly J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U–Pb, and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains // *J. Geol. Soc. (Lond.)*. 2000. 157. P. 811–822.
4. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Петрология*, 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.
5. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // *Литосфера*. 2013. № 4. С. 50–61.
6. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. UHPM эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
7. Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002. V. 66 (7). P. 1221–1235.
8. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // *ДАН*. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17. DOI: 10.31857/S2686739720080071
9. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А. Строе-ние и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // *Геотектоника*. 2021. № 6. С. 21–49. DOI: 10.31857/S0016853X21060035
10. Рязанцев А.В. Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // *ДАН*. 2018. Т. 482. № 3. С. 33–316.
11. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 43–59.
12. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
13. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. В кн.: *Очерки по региональной тектонике*. Т. 1. Южный Урал. / под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
14. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 2020. Т. 65. Вып.3 С. 506–527. DOI: 10.21638/spbu07.2020.306.
15. Lennykh V.I., Valiser P.M. High-pressure metamorphic rocks of the Maksutov complex. In: *4th International Field Symposium Guide*. / Ed. by V.A. Koroteev (Novosibirsk: Inst. Geol. Mineral. SB RAS, 1999). P. 64.
16. Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61 (5–6). С. 666–684.
17. Ravna E. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: An updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. V. 18(2). P. 211–219.
18. Thomas J.B., Bruce Watson E., Spear F. et al. Titanite under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. 160. P. 743–759.
19. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГД РАН, 1995. 272 с.
20. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // *Литосфера*. 2006. № 3. С. 3–28.
21. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U–Pb (SHRIMP)-возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // *ДАН*. 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.
22. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.

**NEOPROTEROZOIC AND CAMBRIAN PROTOLITH
OF THE METAMAGMATIC ROCKS OF THE MAKSYUTOVO
METAMORPHIC COMPLEX IN THE SOUTHERN URALS:
RESULTS OF U-Th-Pb (SIMS) DATING OF ACCESSORY ZIRCON**

A. V. Ryazantsev^{a, #}, B. G. Golionko^a, A. V. Skoblenko^a, A. A. Razumovskiy^a, S. N. Sobolev^b

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin July 12, 2023

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

^b*Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: avryazan51@mail.ru*

The U-Pb-age of the accessory zircon of the metamorphic rocks magmatic protolith of the UHP Maksyutovo complex was determined (U-Th-Pb by the SIMS (SHRIMP II) method).

The protolith age was most confidently determined for metabasite shales in two samples (648 ± 3 and 566 ± 3 Ma). The age of zircon from shales, the chemical composition of which corresponds to andesidacites— is 549 ± 4 Ma. The age of the protolith of garnet-omphacite metabasite rocks is 501 ± 5 Ma. Two crystals of magmatic zircon with an age of 893 ± 6 Ma, representing a xenogenic population, were separated from eclogites. The age value of 561 ± 10 Ma for the protolith of eclogites, according to the data of the previous researchers, is assumed. Magmatic complexes with an age close to the range of the obtained values of the age of the protolith (549–648 Ma) are known in the Uraltau zone and represent fragments of the volcanic-plutonic belt of the active continental margin. The integral age of the metamorphism of the Maksyutovo complex from two samples of this area is 380 ± 3 Ma.

Keywords: UHP Maksyutovo complex, Southern Urals, magmatic protolith, Vend, Ediacaran, Neoproterozoic, Cambrian, U-Pb-age of the accessory zircon, SHRIMP II

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАМБУКОЙСКОЙ ОЛОВОНОСНОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (БАРГУЗИНО-ВИТИМСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)

© 2024 г. А. М. Ларин^{1,*}, Е. Ю. Рыцк¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, В. П. Ковач¹, Т. М. Сквитина², С. Д. Великославинский¹, Ю. В. Плоткина¹, Н. Ю. Загорная¹

Поступило 08.09.23023 г.

После доработки 21.08.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

Выполнены геохимические, геохронологические (U–Pb по цирконам, ID-TIMS) и изотопно-геохимические Sm–Nd-исследования пород бамбукойской вулканоплутонической ассоциации, образующих Жанок-Бамбукойскую вулканотектоническую структуру в пределах Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса. В составе ассоциации присутствуют вулканиды жанокской свиты, среди которых преобладают риолиты и дациты, а также прорывающие их лейкократовые и биотитовые граниты бамбукойского комплекса. Граниты этого комплекса вмещают оловянное месторождение Моховое, относимое к олово-порфировой формации. В качестве рудоносных рассматриваются субвулканические образования жанокского комплекса. Геохимические особенности вулканидов жанокской свиты и гранитов бамбукойского комплекса сближают их с дифференцированными гранитами S-типа, свидетельствуют об их комагматичности и принадлежности к единой оловяносной бамбукойской вулканоплутонической ассоциации. Формирование этой ассоциации определяется возрастным интервалом 834 ± 23 – 818 ± 7 млн лет. Изотопные данные указывают на источник родоначальных магм пород бамбукойской вулканоплутонической ассоциации, образованный в результате смешения вещества двух коровых источников – зрелого раннедокембрийского и ювенильного раннебайкальского. На исключительно коровый источник пород этой ассоциации указывают и геохимические данные. Таким образом, бамбукойская оловяносная вулканоплутоническая ассоциация была образована в неопротерозойское время (тоний), скорее всего, в условиях литосферного растяжения за счет источника со сложной и длительной коровой предысторией.

Ключевые слова: гранитоиды, источники, континентальная кора, геодинамическая обстановка, геохронология, изотопная геохимия, петрогенезис, Центрально-Азиатский орогенный пояс, месторождения олова

DOI: 10.31857/S2686739724010036

Бамбукойская вулканоплутоническая ассоциация образует серию вулканотектонических структур в пределах Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса (рис. 1 а). Нами была исследована одна из

них – Жанок-Бамбукойская, вмещающая месторождение олова Моховое. Эта вулканотектоническая структура центрального типа (20х30 км) сложена вулканидами жанокской свиты и гранитоидами бамбукойского комплекса [1] (рис. 1 б). Вулканиды жанокской свиты представлены главным образом риолитами и дацитами, которым резко подчинены базальты и андезито-базальты [1] (рис. 1 б). С вулканидами связаны экструзивные и субвулканические тела кварц-полевошпатовых порфиров и гранит-порфиров, которые прорывают гранитоиды бамбукойского комплекса. Последние образуют довольно крупные интрузивные

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

²Институт Земной Коры, Сибирское отделение Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

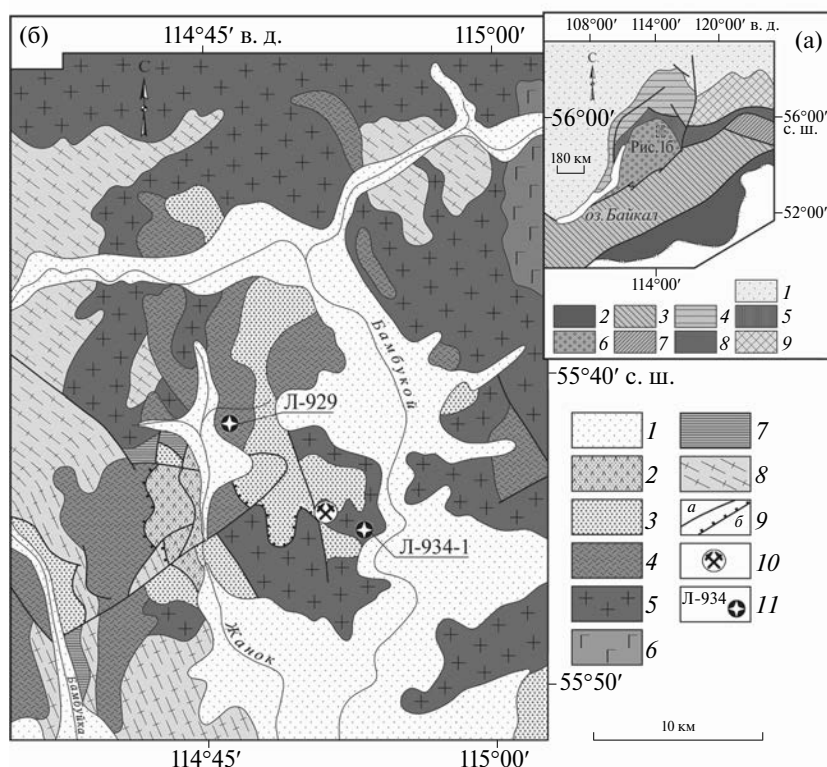


Рис. 1. а. Положение Бамбукойской вулканотектонической структуры в северной краевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1 – раннепалеозойский платформенный чехол Сибирской платформы; 2 – Монголо-Охотский складчатый пояс мезозой и Аргунский супертеррейн; 3–6 – Центрально-Азиатский складчатый пояс: 3 – террейны, аккрецированные к кратону в позднем рифее и палеозое (Селенгино-Яблоновский и Западно-Становой супертеррейны), 4 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, 5 – Байкало-Витимский складчатый пояс, 6 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 7 – Джугджуро-Становой раннедокембрийский супертеррейн, активизированный в мезозое; 8 – Становой сутурный шов (палеопротерозойская зона тектонического меланжа); 9 – Алданский щит. б. Схема размещения пород Жанок-Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации и Sn-месторождения Моховое в пределах неопротерозойского Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. По материалам Ю.А. Клейменова и др. [2]. 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы; 3 – вендские доломиты и грубообломочные породы зотовской, аматканской и гагарской свит; 4–7 – позднепротерозойские геологические образования: 4–5 – Жанок-Бамбукойская вулканоплутоническая ассоциация (4 – вулканические и субвулканические породы кислого состава жанокской свиты, 5 – граниты бамбукойского комплекса), 6 – габброиды иракиндинского комплекса, 7 – черные сланцы шуриндинской толщи; 8 – раннепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы-граниты восточно-горбыловского метаморфического комплекса; 9 – разрывные нарушения: (а) разломы, (б) надвиги; 10 – Sn-месторождение Моховое; 11 – места отбора геохронологических проб.

тела, площадью до 900 км² [1]. Породы первой фазы составляют основной объем и представлены средне-крупнозернистыми лейкогранитами и биотитовыми гранитами. Для краевых фаций характерны мелкозернистые, иногда порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты. Породы второй фазы – лейкократовые и биотитовые мелко-среднезернистые граниты. Породы ассоциации подверглись низкотемпературному метаморфизму, проявленному крайне неравномерно. Оловянное месторождение Моховое, относимое к олово-порфировой формации [1],

локализовано среди гранитов бамбукойского комплекса (рис. 1). В качестве рудоносных рассматриваются субвулканические образования жанокского комплекса [3].

Верхняя возрастная граница гранитоидов и вулканитов Жанок-Бамбукойской структуры, а также руд месторождения Моховое определяется трансгрессивным налеганием на них терригенных отложений аматканской свиты эдиакария, содержащих гальку рудовмещающих гранитов и гальку магнетит-гематитовых руд с касситеритом [1]. Для кислых вулканитов жанокской

свиты U–Pb-методом по циркону была получена оценка возраста около 723 млн лет [4]. Близкое значение возраста 733 ± 40 млн лет было получено для гранитов бамбукойского комплекса Rb–Sr-методом [1]. Нижняя возрастная граница для гранитов бамбукойского комплекса определяется по прорыванию ими терригенно-вулканогенных пород усть-келянской толщи (824 ± 2 млн лет [5]) [6]. Однако полученные в последние годы новые геохронологические и геохимические данные для магматических пород Анамакит-Муйского террейна [7, 5] требуют проведения специальных исследований для уточнения, а возможно, и пересмотра возрастного положения вулканитов жанокской свиты. Это обусловлено тем, что для вулканических пород кислого состава буромской свиты и усть-келянского вулканоплутонического комплекса, ассоциирующих с породами жанокской свиты и имеющих близкие с ними геохимические характеристики, установлены значимо более древние значения возрастов от 825 ± 3 млн лет и до 815 ± 5 млн лет [7, 8]. Учитывая это, а также важную металлогеническую роль Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации представляется целесообразным проведение геохронологических исследований как вулканических пород, так и гранитоидов этой ассоциации на методически новом уровне с использованием U–Pb-метода датирования по единичным зернам циркона (ID-TIMS).

В этой связи для решения вопроса о возрасте, источниках и тектоническом положении пород Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации были проведены комплексные геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические (Sm–Nd) исследования, результаты которых представлены в настоящей статье. Главными объектами исследований послужил массив биотитовых гранитов бамбукойского комплекса, вмещающий оловорудное месторождение Моховое, и ассоциирующие с ним трахириолиты жанокской свиты (рис. 1 б).

Граниты и кислые вулканиты Жанок-Бамбукойской структуры весьма близки по химическому составу. Они относятся к высококремнеземистым ($\text{SiO}_2 = 73\text{--}77\%$) породам известково-щелочной и щелочно-известковой серий умереннощелочного типа с варьирующими соотношениями щелочей при явном преобладании калия, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.97–1.83 в гранитах и до 0.82–2.21 в трахириолитах. Породы отличаются высокой глиноземистостью ($\text{A}/\text{CNK} = 1.0\text{--}1.5$) и повышенной и высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) =$

$= 0.77\text{--}0.98$), а также низкими содержаниями CaO и MgO (0.09–1.24% и 0.11–0.76% соответственно). Граниты и трахириолиты несколько обогащены Rb и Ba (75–158 и 680–1870 мкг/г соответственно) и обеднены Sr (17–79 мкг/г) и большинством HFS элементов (за исключением Y (27.4–66.7 мкг/г) и HREE (Yb = 2.7–7.8 мкг/г)). Распределение REE умеренно или слабо фракционированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.91\text{--}9.18$), при этом, почти “горизонтальное” распределении элементов в области HREE ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 0.77\text{--}1.18$), и сильно варьирующей отрицательной Eu-аномалией ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_n = 0.092\text{--}0.95$). Повышенные значения Rb/Sr-отношений (1.3–9.3) указывают на дифференцированный характер этих пород. По мере увеличения этого параметра в породах наблюдается возрастание содержаний Rb, U, Th, Y, HREE, снижение Sr, Ba, Zr, Hf и углубление Eu-аномалии. На дискриминационных тектономагматических диаграммах (Y–Nb и Rb–(Y+Nb)) [9] составы изученных пород находятся в поле постколлизии гранитов, а на диаграммах [10] $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ и др. занимают граничное положение между полями гранитов А-типа и дифференцированными орогеническими гранитами. Содержания олова в этих породах повышенные (2.7–7.2 мкг/г), но не достигающие концентраций, характерных для оловоносных гранитов (> 15 мкг/г, [11]). Содержания фтора в гранитах и вулканитах также невысокие (0.016–0.085%), не характерные для типичных оловоносных гранитов. Геохимические особенности гранитов и кислых вулканитов Бамбукойской ассоциации сближают их с гранитами S-типа, указывая на коровый источник этих пород. На диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ [12] составы этих пород лежат исключительно в поле источников метаграуваккового состава.

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены для кислых вулканитов жанокской свиты и для гранитов бамбукойского комплекса. Места отбора проб показаны на рис. 1 а. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной

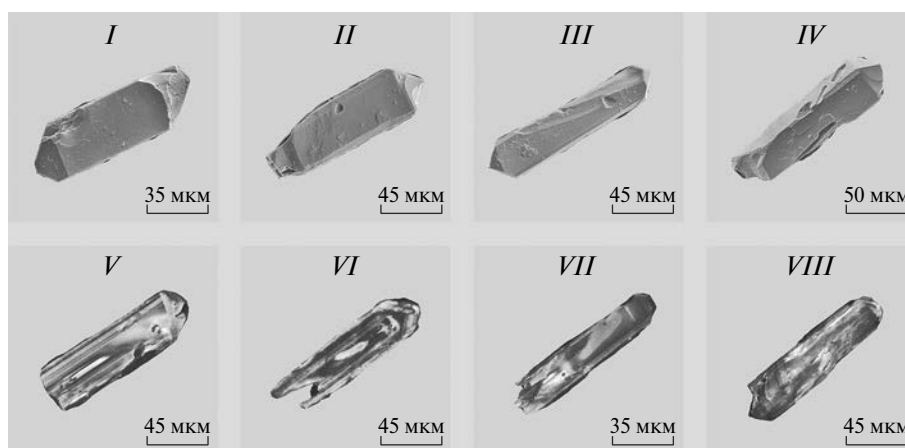


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из трахириолита жанокской свиты (проба № Л-929), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55. I–IV – в режиме вторичных электронов, V–VIII – в режиме катодоллюминесценции.

методике Т.Е. Кроу [13]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ^{202}Pb - ^{235}U . Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [14] и “ISOPLOT” [15]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [16]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии

с модельными величинами [17]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

В пробе Л-929 трахириолита жанокской свиты преобладает субидiomорфный, реже идиоморфный циркон призматического облика. Как правило, циркон прозрачный, реже полупрозрачный, имеет желтоватую окраску. Размер кристаллов циркона изменяется от 30 до 200 мкм, $K_{\text{удл.}} = 2.0\text{--}3.0$. Кристаллы огранены призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{111\}$ (рис. 2 I–IV). В цирконе наблюдается зональность (рис. 2 I–IV), в некоторых кристаллах выявлены унаследованные ядра.

U–Pb-геохронологические исследования проведены для пяти микронавесок циркона. При

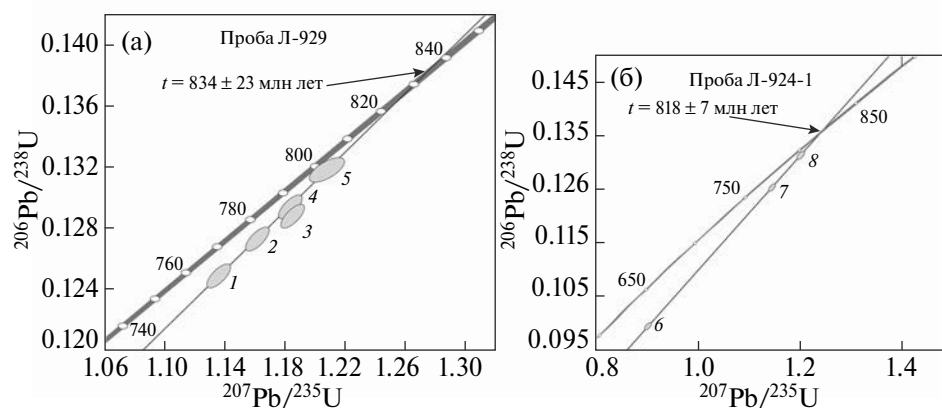


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из (а) трахириолита жанокской свиты (проба № Л-929) и (б) биотитового лейкогранита бамбукойского комплекса (проба № Л-934–1). Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

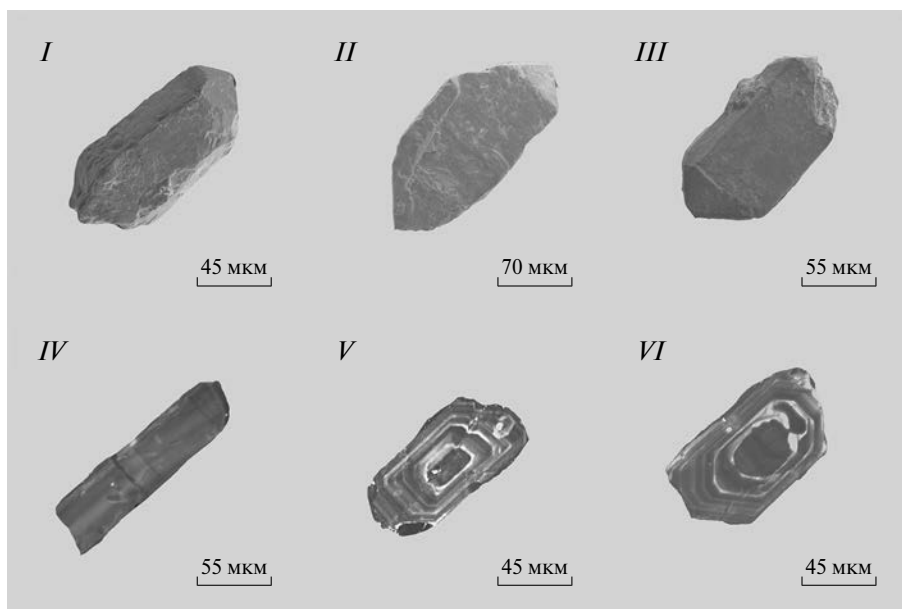


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из биотитового лейкогранита бамбукойского комплекса (проба № Л-934–1), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55. I–III – в режиме вторичных электронов, IV–VI – в режиме катодоллюминесценции.

этом были использованы как необработанные, наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы циркона (№ 1–3; табл. 1), так и зерна, подвергнутые различной степени (15–50%) аэроабразивной обработки (№ 4, 5; табл. 1). Как видно на рис. 3, точки изотопного состава изученного циркона № 1, 2, 4, 5 располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 834 ± 23 млн лет (нижнее пересечение равно 328 ± 200 млн лет, СКВО=0.17). Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания полагать, что значение возраста 834 ± 23 млн лет соответствует возрасту кристаллизации трахириолитов.

Из биотитовых лейкогранитов бамбукойского комплекса (проба Л-934–1) выделен циркон, который представлен идиоморфными и субидиоморфными полупрозрачными, реже прозрачными короткопризматическими и призматическими кристаллами желтовато-розовой окраски. Огранка этих кристаллов определяется сочетанием призмы {100} и дипирамид {101}, {201} (рис. 4 I–III). Поверхности граней кристаллов корродированы. Размер зерен изменяется от 40 до 300 мкм, коэффициент удлинения составляет 1.0–2.0. Внутреннее строение характеризуется наличием осциляторной зональности (рис. 4 IV–VI) и реликтов унаследованных ядер, обнаруженных в некоторых кристаллах (рис. 4 VI).

Для U–Pb-изотопных исследований были выбраны наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы из размерных фракций <50 мкм и 100–150 мкм (табл. 1), при этом кристаллы из более крупной фракции были подвергнуты аэроабразивной и кислотной обработкам. Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 818 ± 7 млн лет (нижнее пересечение равно 76 ± 43 млн лет, СКВО=1.9) (рис. 3). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его кристаллизацию из магматического расплава, следовательно, полученную оценку возраста 818 ± 7 млн лет можно принимать в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Таким образом, в результате геохронологических исследований получены оценки возраста кристаллизации гранитов бамбукойского комплекса – 818 ± 7 млн лет и кислых вулканитов жанокского комплекса – 834 ± 23 млн лет, которые в рамках погрешностей хорошо согласуются друг с другом. Близость возраста и химического состава этих пород, вероятнее всего, свидетельствует о комагматичности этих образований и подтверждают принадлежность к единой оловяносной Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации. Значительно более низкое значение возраста трахириолита жанокской свиты 723 ± 4 млн лет, определенное четверть века

назад [4], скорее всего, обусловлено методическими причинами, связанными с использованием больших навесок циркона.

Изотопные составы Sm и Nd гранитов бамбукойского комплекса и вулканитов жанокской свиты были измерены на многоколлекторном

масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 в период

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона.

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
проба Л-929													
1	<50, 30 крист.	0.11	10.10	70	601	0.0660±2	0.2199±1	1.1360±46	0.1249±2	0.80	771±3	759±2	805±5
2	<50, 50 крист.	0.19	14.70	83	1234	0.0662±1	0.1924±1	1.1619±31	0.1273±1	0.79	783±2	773±1	813±4
3	50–85, 30 крист.	0.15	15.00	104	1547	0.0667±1	0.2223±1	1.1848±31	0.1289±1	0.72	794±2	781±1	828±4
4	50–85, 20 крист., A = 50%	0.04	23.14	159	782	0.0663±2	0.2148±1	1.1838±47	0.1294±2	0.81	793±3	785±2	817±5
5	85–100, 25 крист., A = 15%	—*	U/Pb = 6.00		372	0.0664±3	0.2195±1	1.2075±95	0.1318±4	0.81	804±6	798±4	820±10
проба Л-934–1													
6	100–150, кисл. обр.=1.5	—*	7.83		344	0.0657±2	0.2124±1	0.8992±37	0.0993±1	0.61	651±3	610±1	796±2
7	<50, 20 крист.	—*	6.69		777	0.0664±1	0.2427±1	1.1449±31	0.1251±1	0.65	775±2	760±1	818±1
8	100–150, 13 крист. A = 20%	—*	6.83		918	0.0662±1	0.2444±1	1.1996±39	0.1314±2	0.79	800±3	796±2	814±1

^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A = 15% — количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; * — навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 1.5 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Rho — коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для пород Жанок-Бамбукойского вулканоплутонической ассоциации.

№ обр.	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}, \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM}),$ млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{C}),$ млн лет
Трахиролит жанокской свиты								
Л-929	820	7.58	37.9	0.1211	0.51198±3	–5.0	1920	1907
Граниты бамбукойского комплекса								
Л-934-1	820	8.03	40.0	0.1215	0.512081±2	–3.0	1757	1742
Л-941	820	6.65	29.7	0.1354	0.512120±3	–3.7	1991	1800

измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ для однородного хондритового резервуара (CHUR) по [18] и деплетированной мантии (DM) по [19] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Результаты Sm–Nd-изотопных исследований (табл. 2) демонстрируют, что граниты бамбукойского комплекса и трахириолиты жанокской свиты имеют близкий и сравнительно малорадиоогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}\text{DM} = -3 \dots -5$, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.7\text{--}1.9$ млрд лет). В координатах “ ϵ_{Nd} – возраст” точки изотопных составов рудоносных гранитов и трахириолитов располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd мезопротерозойской континентальной коры, представляющей собой, по-видимому, результат смешения вещества двух коровых источников – зрелого раннедокембрийского (палеопротерозойского) и ювенильного раннебайкальского. На исключительно коровый источник пород этой ассоциации указывают и геохимические данные.

В заключение следует отметить, что, согласно полученным новым геохронологическим, геохимическим и изотопным данным, Бамбукойская оловоносная вулканоплутоническая ассоциация была образована в период 835–810 млн лет (тоний), скорее всего, в условиях литосферного растяжения за счет источника со сложной и длительной коровой предысторией.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00191, <https://rscf.ru/project/22-27-00191/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта РФ. 1:1 000 000. Третье поколение. Сер. Алдано-Забайкальская. Лист N-50 – Сретенск. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 377 с.
2. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-II. Объяснительная записка. – М. (СПб.), 2000. – 127 с.
3. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). N-49, (50) (Чита). Масштаб 1: 1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 98 с.
4. *Larin A.M., Neymark L.A., Nemchin A.A., Rytisk E. Yu.* Two different types of Neoproterozoic tin-bearing granites in the Baikal Mountain region. 1998. 1998 Intern. Field Confer.: Proterozoic Granite Systems of the Pennokean terrane in Wisconsin. Field Guide and Proceeding Volume. Abstr. Madison, Wisconsin. P. 155–156.
5. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
7. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
8. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Богомолов Е.С., Котов А.Б.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
9. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Distribution Diagramms for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
10. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
11. *Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
12. *Patino Douce A.E.* What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds), Understanding granites: integrating new and classical techniques // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1999. V. 168, P. 55–75.
13. *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
14. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
15. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

16. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
17. *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
18. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
19. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.

AGE AND TECTONIC SETTING OF THE BAMBUKOY TIN-BEARING VOLCANO-PLUTONIC ASSEMBLAGE (BARGUZIN–VITIM SUPERTERRANE OF THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

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

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

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

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

Geochemical, geochronological (U–Pb zircons, ID-TIMS) and isotope-geochemical (Sm–Nd) studies of the rocks of the Bambukoy volcano-plutonic association, which form the Zhanok-Bambukoy volcano-tectonic structure within the Anamakit–Muya terrane on the northern flank of the Barguzin–Vitim superterrane of the East Transbaikalian segment of the Central Asian orogenic belt. The association includes volcanic rocks of the Zhanok Suite (dacites and rhyolites mainly), as well as leucocratic and biotite granites of the Bambukoy Complex that cut through them. The granites of this complex host the Mokhovoe tin deposit, which is attributed to the tin-porphyry formation. Subvolcanic rocks of the Zhanok Suite are considered as ore-bearing. The geochemical features of the volcanic rocks of the Zhanok Suite and the granites of the Bambukoy complex bring them closer to S-type granites, and belonging to a single tin-bearing Bambukoy volcanic-plutonic association. The formation of this association is determined by the age interval 834 ± 23 – 818 ± 7 Ma. The isotopic data point to a source of parental magmas from the rocks of the Bambukoy volcano-plutonic association, formed as a result of mixing of the material of two crustal sources, the mature Early Precambrian and the juvenile Early Baikal. The geochemical data also point to an exclusively crustal source of the rocks of this association. Thus, the Bambukoy tin-bearing volcano-plutonic association was formed in the Neoproterozoic time (Tonian), most likely under lithospheric extension conditions due to a source with a complex and long crustal prehistory.

Keywords: granitoids, source, continental crust, geodynamic environment, geochronology, isotopic geochemistry, petrogenesis, Central Asian orogenic belt, tin deposits

УДК 550.93:552.4 (551.72)

ВОЗРАСТ КОДАРСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. В. П. Ковач^{1,*}, А. М. Ларин¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹,
Е. В. Адамская¹, Ю. В. Плоткина¹, Л. Б. Макарьев², Т. М. Сковитина³,
А. М. Федосеенко¹, Б. М. Гороховский¹

Поступило 17.08.2023 г.

После доработки 25.09.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

Представлены результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из метаграувак кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита. Установлено, что терригенные отложения кодарской серии Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба имеют возраст в интервале 2.02–1.91 млрд лет. Накопление отложений кодарской серии было отделено этапом деформаций и метаморфизма от накопления пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса и формирования медного оруденения около 1.90–1.87 млрд лет назад. Полученные геохронологические данные позволяют поставить вопрос о выделении кодарской серии или, по крайней мере, нижних частей ее разреза в самостоятельный комплекс. Источниками сноса пород кодарской серии Кодарской подзоны послужили архейские (около 2.76–2.92 млрд лет) магматические и метаморфические комплексы Чара-Олекминского геоблока Алданского щита, а также неуставленные на современном эрозионном срезе комплексы островных дуг или активных континентальных окраин с возрастом около 2.02 млрд лет в западном — северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чара-Олекминского геоблока.

Ключевые слова: детритовый циркон, геохронология, кодарская серия, удоканский комплекс, тектоническая эволюция, Алданский щит

DOI: 10.31857/S2686739724010041

Метаосадочные породы удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба западной части Алданского щита (рис. 1) рассматриваются в качестве гипостратотипа нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока и служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале [1–3]. С ними связано крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников [4, 5], что обуславливает актуальность решения вопросов возраста, источников и условий накопления терригенных пород удоканского комплекса.

Отложения удоканского комплекса Кодарской и Удоканской структурных подзон Кодаро-Удоканского прогиба (рис. 1) традиционно подразделяют (снизу–вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии общей мощностью до 13 км, в которых выделяется различное количество свит [1, 2]. В то же время в легенде к геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [3] нижняя часть разреза кодарской серии (ортурахская, борурахская и веселинская свиты) выделена в отдельную джялтуктинскую серию, породы которой отличаются более высокой степенью метаморфизма, достигающего до высокотемпературной амфиболитовой фации. В данной работе вслед за [1, 2] используется термин “кодарская серия”.

Общепринято, что накопление пород удоканского комплекса происходило в палеопротерозое, однако имеющиеся в настоящее время геологические, геохронологические и изотопные данные не позволяют однозначно решить

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

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

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

*E-mail: v.p.kovach@gmail.com

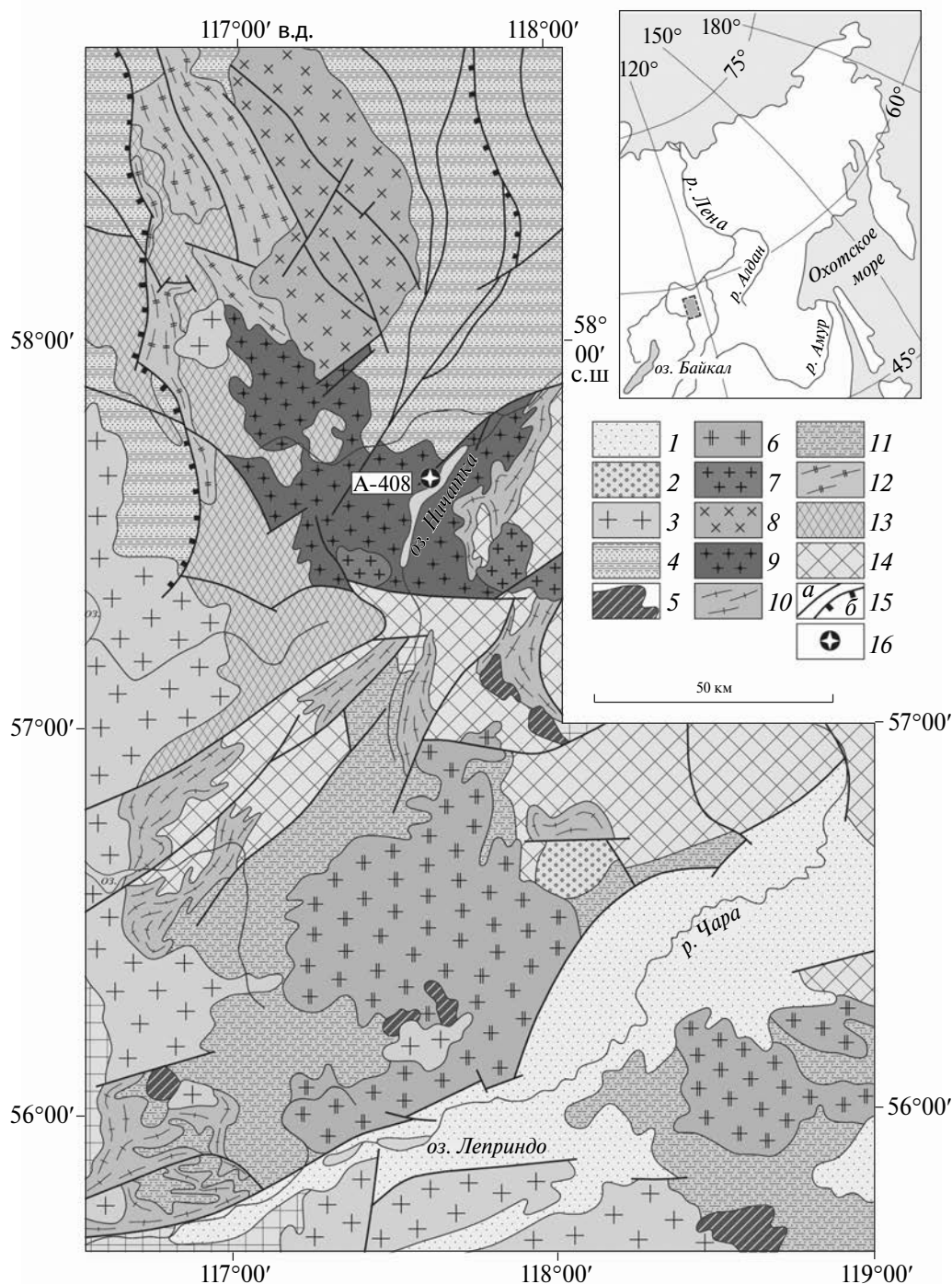


Рис. 1. Схема геологического строения зоны сочленения Чара-Олекминского геоблока Алданского щита и Нечерского поднятия Байкальской складчатой области. Составлена Л.Б. Макарьевым. 1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения наложенных впадин; 3 – палеозойские граниты; 4 – неопротерозойские толщи патомской серии; 5–11 – палеопротерозойские породы: 5 – расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса, 6–10 – гранитоидные комплексы: 6 – кодарский, 7 – березовский, 8 – ченчинский, 9 – ничатский, 10 – куандинский, 11 – метаосадочные породы кодарской серии удоканского комплекса; 12–13 – раннедокембрийские нерасчлененные комплексы Нечерского поднятия: 12 – граниты, гнейсограниты, 13 – гнейсограниты, мигматиты, гранулиты и кристаллические сланцы; 14 – архейские тоналиты, гнейсограниты, чарнокиты, эндербиты и кристаллические сланцы Чара-Олекминского геоблока; 15 – главные разломы (а) и надвиги (б); 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований.

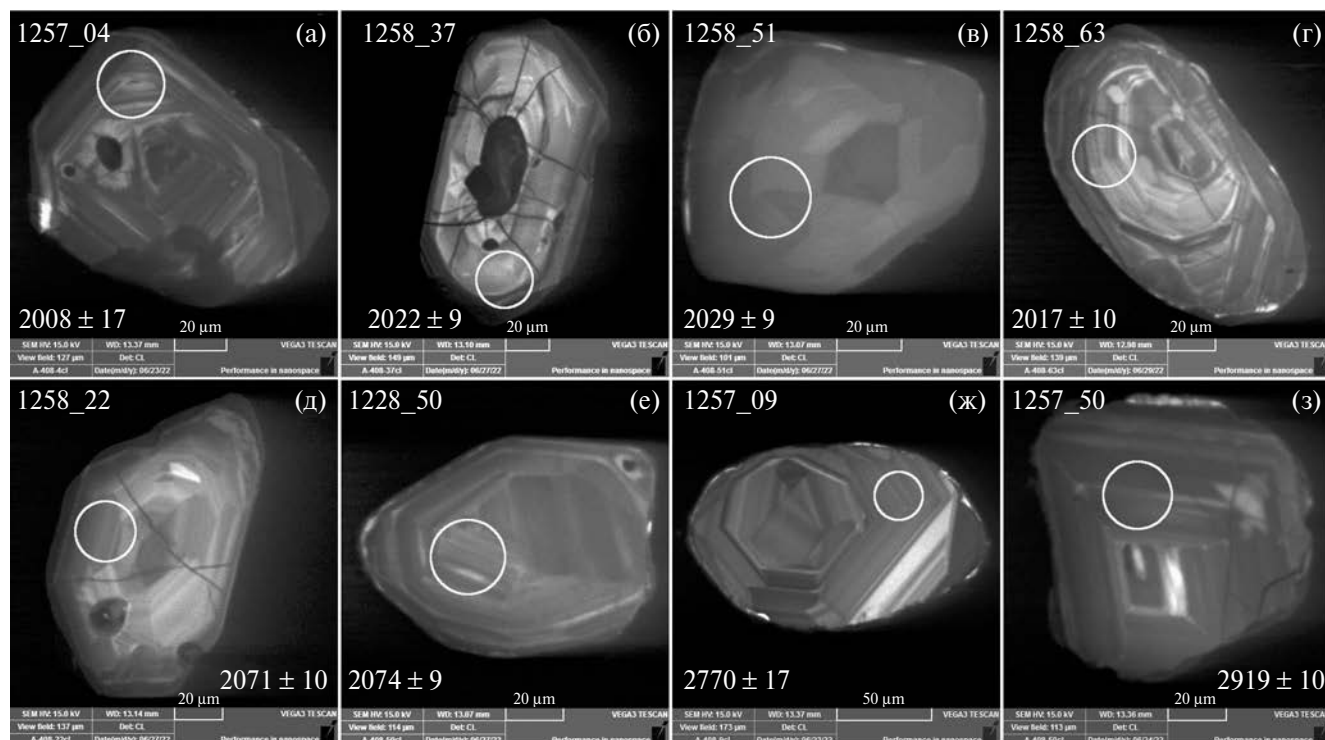


Рис. 2. Микрофотографии зерен циркона из биотитового сланца кодарской серии удоканского комплекса Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба (проба А-408), выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолюминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. Указаны номер препарата и зерна (1257_04 и т.п.) и конкордантный возраст, млн лет (2008 ± 17 и т.п.).

вопрос о возрасте его отдельных стратиграфических подразделений. Согласно [3], осадочные породы кодарской и чинейской серий удоканского комплекса относятся к раннему карелию (2500–2100 млн лет), а кеменской серии – к позднекарельскому (2100–1650 млн лет) вулканскому горизонту. На основании геохронологических и Nd-изотопных данных авторами [6, 7] был сделан вывод, что накопление терригенных пород кодарской серии происходило в интервале около 2.3–2.1 млрд лет и было оторвано во времени от накопления пород чинейской и кеменской серий, происшедшего около 1.90–1.87 млрд лет. Д.П. Гладкочубом с соавторами [8] предложено выделить породы кодарской серии из удоканского комплекса “в качестве самостоятельного метаморфического комплекса”. Необходимо отметить, что эти выводы основаны на результатах исследований пород Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба. Вместе с тем какие-либо геохронологические и изотопные данные для пород удоканского комплекса Кодарской подзоны отсутствуют, что не позволяет решить вопрос о возрасте

его стратиграфических подразделений. В данной статье рассматриваются первые результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из биотитовых сланцев кодарской серии Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба.

Породы кодарской серии Кодарской подзоны представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-ставролит-гранатовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-силлиманитовыми сланцами, гнейсами и микрогнейсами, кварцитами, мраморами и кальцифирами. Породы серии деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и прорваны гранитами ничатского комплекса с возрастом 1908 ± 4 млн лет (U-Pb ID-TIMS; [9]). Для геохронологических исследований была отобрана проба биотитовых сланцев кодарской серии из ксенолита в гранитах ничатского комплекса [3] в прибрежной полосе оз. Ничатка ($57^{\circ}48'03''$ с.ш., $117^{\circ}40'0.1''$ в.д.; рис. 1). Видимая мощность тела ксенолитов составляет более 15 метров.

Биотитовые сланцы состоят из кристаллобластовых более или менее изометричных, реже

удлиненных зерен полевого шпата (40–55%), кварца (5–15%) и пластинок биотита (35–60%). Аксессуарные минералы представлены сфеном и апатитом, реже цирконом. Структура пород лепидогранобластовая, текстура слабо сланцеватая. Сланцеватость пород кристаллизационная и обусловлена ориентированным расположением пластинок биотита. Полевой шпат представлен плагиоклазом с неясно проявленной двойниковой структурой и неравномерно соссори-тизированный. Биотит плеохроирует от желтого до светло-бурого цвета. В зонах катаклаза и рас-сланцевания неравномерно проявлены процессы хлоритизации и серицитизации. По химическому составу биотитовые сланцы соответствуют глинистым сланцам и грауваккам по [10].

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования выполнены в ИГГД РАН на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR, оснащенный системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1. Для контроля качества данных использовались стандарты циркона 91500 и Plešovice. Для них в ходе исследований были получены средневзвешенные значения возраста 1071 ± 13 млн лет (2σ , СКВО = 0.18, вероятность = 1.000, $n = 14$) по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и 1066 ± 14 млн лет (2σ , СКВО = 0.014, вероятность = 1.000, $n = 14$)

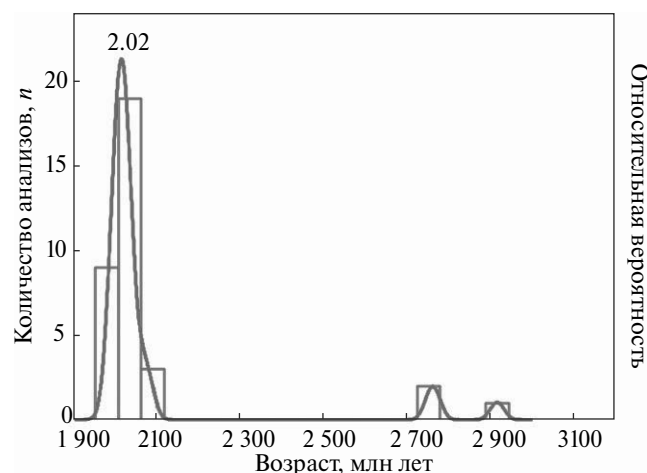


Рис. 3. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности возрастов для детритового циркона из биотитового сланца кодарской серии удоканского комплекса Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба (проба А-408). Максимум возраста указан в млрд лет.

по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для циркона 91500, а также средневзвешенное значение возраста 337 ± 5 млн лет (2σ , СКВО = 0.0054, вероятность = 1.000, $n = 14$) по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для стандартного циркона Plešovice. Полученные данные находятся в хорошем соответствии с данными, полученными U–Pb (CA ID-TIMS)-методом [11]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER4.0 GEMOC [12]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов и расчете максимумов возрастов принимались во внимание только конкордантные оценки возраста. Аналитические данные приведены в дополнительных материалах ESM_1_Table 1.xlsx.

Из пробы А-408 биотитовых сланцев было отобрано 61 зерно циркона из фракции >100 мкм и 64 зерна из фракции 75–100 мкм. Детритовый циркон представлен слабо окатанными субидиоморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами, реже умеренно и хорошо окатанными округлыми и овальными зернами (рис. 2). Для изученного циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная, реже секториальная, зональность, присутствие большого количества расплавных и минеральных микровключений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Редко отмечается присутствие ядер.

В общей сложности получено 109 оценок возраста циркона, 34 из которых являются конкордантными. Подавляющее число конкордантных оценок возраста находится в интервале 1990–2047 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 2.02 млрд лет ($n = 28$) (рис. 3). Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для этих 28 зерен циркона составляет 2018 ± 8 млн лет (2σ , СКВО = 0.50, вероятность = 0.99). Необходимо отметить, что три зерна циркона имеют конкордантные оценки возраста в интервале 2071–2082 млн лет (ESM_1_Table 1.xlsx). Эти оценки возраста перекрываются в пределах погрешности с более молодыми (рис. 3), но имеют статистически значимое средневзвешенное значение возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2076 ± 23 млн лет (2σ , СКВО = 0.077, вероятность = 0.93). Еще два зерна циркона имеют неогархейские возрасты (2758–2770 млн лет), а одно – мезогархейский (2918 млн лет).

Полученные геохронологические данные позволяют сделать ряд принципиальных выводов о возрасте и источниках пород кодарской серии. Нижняя возрастная граница накопления пород кодарской серии определяется максимумом

2.02 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов детритового циркона из биотитовых сланцев (рис. 3). Ничатский массив площадью около 1500 км² (рис. 1) и другие массивы этого комплекса, залегающие среди пород кодарской серии, являются конформными со складчатыми и послескладчатыми, и содержат скиалиты архейских (?) кристаллических сланцев и плагиогнейсов, а также ксенолиты и провесы кровли пород кодарской серии [3]. Таким образом, возраст гранитоидов ничатского комплекса 1908 ± 5 млн лет [9] определяет верхнюю возрастную границу формирования пород кодарской серии. Близкие оценки максимального возраста накопления пород кодарской серии 2.04–2.03 млрд лет получены для южной части Удоканской подзоны [14]. Следовательно, возраст кодарской серии (или по крайней мере, нижних ее частей) Кодаро-Удоканского прогиба находится в интервале 2.02–1.91 млрд лет. Отложения кодарской серии испытали деформации и метаморфизм, после чего произошло накопление пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса и формирование медного оруденения около 1.90–1.87 млрд лет назад [7, 15, 16]. Полученные геохронологические данные позволяют поставить вопрос о выделении кодарской серии или, по крайней мере, нижних частей ее разреза в самостоятельный комплекс.

К сожалению, полученные геохронологические данные для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии не позволяют судить обо всех возможных источниках сноса вследствие небольшого количества конкордантных оценок возраста. Тем не менее они ясно свидетельствуют о значительном вкладе источников палеопротерозойского (около 2.02 и, возможно, 2.08 млрд лет) возраста, а также о вкладе источников нео- и мезоархейского возраста. Палеопротерозойские величины Nd-модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 2.5–2.3$ млрд лет метатерригенных пород кодарской серии [17] согласуются с размывом палеопротерозойских комплексов зрелых островных дуг или активных континентальных окраин. Такие комплексы установлены в Чуйском выступе Байкальской складчатой области [18], Западно-Алданском мегаблоке Алданского щита и зоне его сочленения с Чара-Олекминским геоблоком [19], т.е. относительно далеко от исследованного района. В то же время морфологические особенности детритового циркона палеопротерозойского возраста (незначительная окатанность и наличие удлиненных зерен; рис. 2) отражают преобладание проксимальных магматических источников

сноса, что позволяет предполагать существование неуставленных палеопротерозойских активных континентальных окраин и/или сиалических островных дуг в западном – северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чара-Олекминского геоблока на месте современных Байкальской складчатой области и Станового структурного шва, породы которых и послужили источниками терригенных отложений кодарской серии.

Коллизия Олекмо-Алданской микроплиты Алданского щита с блоками Байкальской складчатой области на западе – северо-западе привела к метаморфизму пород кодарской серии и формированию гранитов ничатского комплекса. Граниты ничатского комплекса рассматриваются как типичные синколлизционные и синметаморфические гранитоиды [9]. Их формирование, вероятно, было обусловлено плавлением пород архейской континентальной коры ($t_{Nd(DM)} = 3.0$ млрд лет; [20]) в результате термальной релаксации и/или эксгумации орогена в ходе изотермальной декомпрессии. Вероятно, в это же время произошла коллизия блоков Станового структурного шва с южной частью Олекмо-Алданской микроплиты [19]. Коллапс палеопротерозойского орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения [8] привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса, для которых характерно присутствие детритового циркона с возрастными около 1.98–1.90 млрд лет и 2.02 млрд лет соответственно [7, 15]. Можно предполагать, что разрыв палеопротерозойского орогена, с которым были связаны источники меди, привел к накоплению медистых песчаников удоканского типа.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 21-17-00164, геохронологические исследования) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
2. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 –

- Бодайбо и объяснительная записка / Г.Л. Митрофанов (ред). СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с. + 7 вкл.
4. Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И., Пардеева Л.Н., Травин Л.В., Трифонов Н.П., Феоктистов В.П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Нед-ра, 1966. 386 с.
 5. Zientek M.L., Chechetkin V.S., Parks H.L., Box S.E., Briggs D.A., Cossette P.M., Dolgoplova A., Hayes T.S., Seltnann R., Syusyura B., Taylor C.D., Wintzer N.E. Assessment of undiscovered sandstone copper deposits of the Kodar-Udokan area, Russia. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5090-M. 2014. 129 p.
 6. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. 479. С. 412–416.
 7. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. 482. С. 1138–1141.
 8. Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.
 9. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
 10. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
 11. 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 // Geostand. Geoanal. Res. 2016. V. 40. P. 311–322.
 12. 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 / Sylvester P.J. (Ed.). Short Course Mineral. Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 9. P. 239–243.
 13. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
 14. Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сковитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Обоснование возраста кодарской серии удоканского комплекса по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: материалы VI Международной научной конференции. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета. 2023. С. 21–23.
 15. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Гороховский Б.М., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Ли Х.-Я. Возраст и природа источников сноса метапесчаников кеменской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 20186. С. 120–121.
 16. Perello J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S., Valencia V.A., Cornejo P. Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 856–866.
 17. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. 408. С. 223–227.
 18. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
 19. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
 20. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

AGE OF THE KODAR GROUP OF THE WESTERN PART OF THE KODAR-UDOKAN TROUGH (ALDAN SHIELD): RESULTS OF THE U-Th-Pb (LA-ICP-MS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES

V. P. Kovach^{a, #}, A. M. Larin^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a,
E. V. Adamskaya^a, Yu. V. Plotkina^a, L. B. Makariev^b, T. M. Skovitina^c, A. M. Fedoseenko^a,
B. M. Gorokhovskiy^a

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

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

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

[#]*E-mail: v.p.kovach@gmail.com*

The paper presents results of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircons from metagreywacke of the Kodar Group of the Udokan Complex of the Aldan Shield. It has been established that the terrigenous deposits of the Kodar Group in the Kodar subzone of the Kodar-Udokan trough have an age of 2.02–1.91 Ga. Deposition of the Kodar Group was separated by a stage of deformation and metamorphism from the deposition of rocks of the Chiney and Kemen groups of the Udokan Complex and the formation of copper mineralization at ca. 1.90–1.87 Ga. The obtained geochronological data make it possible to raise the issue of identifying the Kodar Group, or at least the lower parts of its section, as an independent complex. The rocks of the Kodar Group of the Kodar Subzone were derived from the Archean (about 2.76–2.92 Ga) igneous and metamorphic complexes of the Chara-Olekma Geoblock of the Aldan Shield, as well as complexes of island arcs or active continental margins with an age of ca. 2.02 Ga in the western – northwestern and southern (in modern coordinates) framing of the Chara-Olekma Geoblock.

Keywords: terrigenous rocks, detrital zircon, geochronology, Kodar Group, Udokan Complex, Aldan Shield

УДК 551.24

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА: ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ

© 2024 г. С. Ю. Соколов^{1*}, Г. Д. Агранов^{1,2}, В. А. Куликов³,
А. В. Зайончек¹, А. Л. Грохольский²

Представлено академиком РАН К. Е. Дегтяревым 16.08.2023 г.

Поступило 16.08.2023 г.

После доработки 20.08.2023 г.

Принято к публикации 30.08.2023 г.

Установлено, что разломы в осадочном чехле котловины Нансена и аномалии сейсмической записи типа “плоское пятно”, связанные со скоплением метана, группируются в три пространственные комбинации: 1 — синхронизированные разломы и пятна, 2 — пятна без разломов, 3 — разломы без пятен. Они распространены преимущественно между линейными магнитными аномалиями C20 и C12 над отрицательными вариациями плотности литосферы с глубинами до ~25–30 км и латеральной периодичностью ~50 км. Генезис комбинации 1 сводится к серпентинизации пород верхней мантии в присутствии воды, проникшей в глубину по сформированным ранее тектоническим нарушениям, увеличению объема пород и локальному подъему кристаллических блоков, приводящему к образованию разломов взбросовой кинематики, охватывающих весь осадочный чехол от акустического фундамента до поверхности дна. Комбинация 2 состоит в преобладании “плоских пятен” также флюидного генезиса при отсутствии разломов, которые при редкой сети наблюдений могут быть пропущены и не попадать в плоскость разрезов. Комбинация 3 состоит в наличии разломов без “плоских пятен” с шагом ~10 км над выступами акустического фундамента. В аномалиях Буге эта комбинация проявлена над депрессией ~80 км с перепадом значений ~25 мГал, сопоставимым с перепадом под осью хребта Гаккеля. Это связано не с линейной структурой хребта, а, возможно, с одиночным верхнемантийным плюмом. Из этого следует механизм образования разломов над ним, связанный не с серпентинизацией, а с подъемом вещества плюма к поверхности. Физическое моделирование структурообразования при замедлении скорости спрединга, которое имело место в интервале C20–C12, показало, что амплитуда перепадов рельефа фундамента при этом возрастает. Сопоставление с реальным акустическим фундаментом показывает сходство его рельефа в соответствующих временных интервалах торможения спрединга с областями изменения рельефа в физической модели. Увеличение амплитуд выступов фундамента, скорее всего, связано с образованием разломов, обеспечивающих циркуляцию воды, необходимой для серпентинизации.

Ключевые слова: котловина Нансена, разломы осадочного чехла, “плоские пятна”, серпентинизация, плотностной разрез, торможение скоростей спрединга, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739724010058

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Российского сектора котловины Нансена вблизи архипелага Земля Франца Иосифа отработано несколько сейсмических разрезов в рамках проекта Арктика-2011 [1, 15] (рис. 1). Эти данные в совокупности

с российскими и зарубежными сейсмическими данными легли в основу увязанной сейсмогра-тиграфической модели котловин глубоководной части Арктики [6]. В разрезах нашего района исследований наблюдаются многочисленные аномалии типа “плоское пятно”, которые интерпретируются как пластовые метановые скопления, возникшие в результате серпентинизации пород верхней мантии [3] и взаимодействия выделившегося водорода с растворенным CO₂ в воде, поступающей в кристаллическую часть коры и верхней мантии по системе разломов [7]. Эти аномалии, как правило, связаны с вертикальными тектоническими нарушениями осадочного чехла, которые

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Музей земледовения, Москва, Россия

³Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*E-mail: sysokolov@yandex.ru

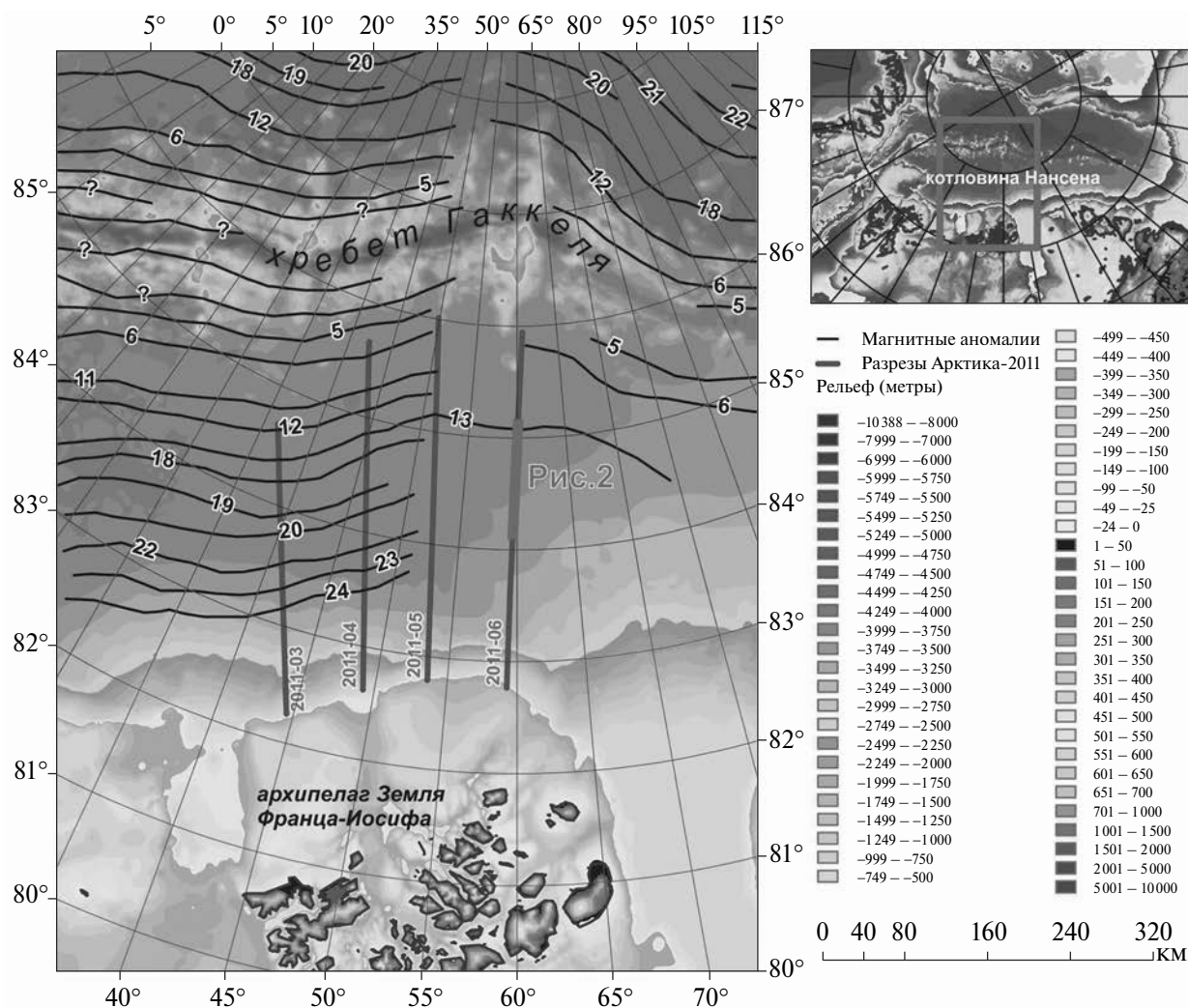


Рис. 1. Изученность сейсморазведкой по проекту Арктика-2011 [1, 19] в западной части Российского сектора котловины Нансена. Оси линейных магнитных аномалий даны по [16]. Красной линией показано положение фрагмента сейсмического разреза рис. 2.

охватывают всю толщу осадков от поверхности до выступов акустического фундамента (рис. 2), и над которыми они проявлены. Флюидная природа “плоских пятен” подтверждается прогибанием рефлекторов в осадочном чехле под аномалиями данного типа.

Определение генезиса тектонических нарушений при помощи анализа гравитационного поля для выявления плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии, способных вызвать вертикальную изостатическую адаптацию коры и, соответственно, нарушения накопленного на фундаменте кайнозойского осадочного чехла, является задачей исследования. Существенное изменение в топографии фундамента в районе линейных магнитных аномалий (ЛМА) C21, C20

и C13 проявляется в пределах всего Евразийского бассейна [15]. “Плоские пятна” и разломы в разрезе изученных сейсмических профилей в пространстве расположены преимущественно между линейными магнитными аномалиями (ЛМА) C20 и C12 [7], в интервале между которыми имел место первый этап торможения скорости спрединга и образование более высокоамплитудного рельефа фундамента [4]. Поэтому мы проведем сопоставление выявленных особенностей сейсмических разрезов с распределением скоростей спрединга в котловине Нансена и результатами физического моделирования структурообразования при замедлении спрединговых процессов.

Внутриплитные явления в котловинах, связанные с тектонической активизацией областей

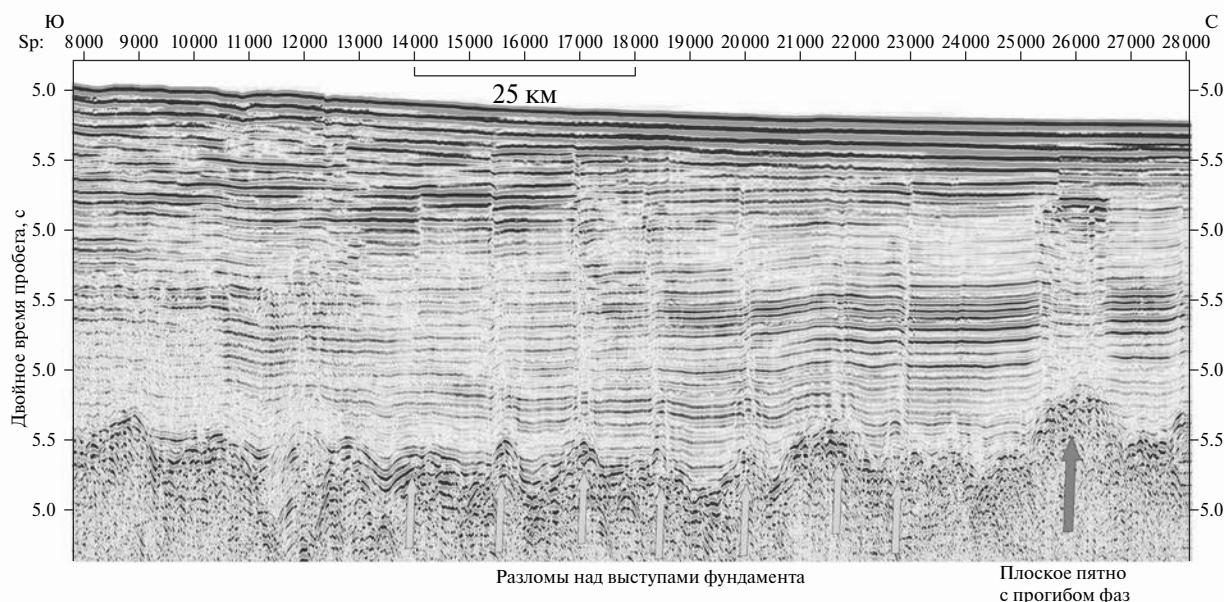


Рис. 2. Фрагмент разреза Арктика-2011–06. Желтыми стрелками показано положение выступов акустического фундамента под разломами в осадочном чехле. Голубой стрелкой показан широкий выступ фундамента под плоским пятном с прогибанием рефлекторов в осадочном чехле. Положение фрагмента показано на рис. 1.

без проявлений основных активных геодинамических процессов, обычно наблюдаемых на границах плит, представляют фундаментальный интерес с позиций расслоенного и блокового строения океанических литосферных плит [9]. При отсутствии активных факторов структура котловин должна быть стагнирующим объектом, в котором идет накопление осадочного чехла на спрединговом фундаменте с фоновыми океанографическими процессами, влияющими на характер переноса осадочного материала. Внутриплитные процессы в котловинах развиваются при наличии внеосевого магматизма либо при развитии процессов серпентинизации по существующей разломной сети, которая может быть активизирована при вариациях параметров тектонического режима.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

В основе решения поставленных задач лежит интерпретация волнового поля разрезов проекта Арктика-2011 [1, 15]. Кроме стратиграфической привязки основных рефлекторов разреза котловин в фокусе исследований находятся такие элементы разрезов, как “плоские пятна” и тектонические нарушения осадочного чехла. Выделение этих объектов в интерпретационных

программных средах формирует специфическую базу данных, дающую возможность построения карт их пространственного распределения. Ранее была проведена интерпретация аномалий типа “плоское пятно”, образующихся при скоплении свободного газа под локальным приповерхностным флюидоупором [7] (рис. 3). В настоящей работе к картографической компиляции добавлено выделение тектонических нарушений осадочного чехла котловины (рис. 3).

Возможность серпентинизации, приводящей к образованию метана и проходящей с разуплотнением пород до 20% и аналогичным увеличением объема с вертикальными движениями блоков коры, доказывалась в работе [7] решением прямой гравитационной задачи с добавлением подобных тел в верхнюю мантию для сходимости наблюдаемого и рассчитанного аномального поля. Мощность кристаллической части коры при этом предполагалась фиксированной — 4000 м. Выявлялось наличие неуравновешенного плотностного источника вертикальных движений, связанного с увеличением объема пород верхней мантии при серпентинизации, запускающего изостатический отклик с образованием нарушений в покрывающем фундамент осадочном чехле. Поскольку кровля 2-го океанического слоя в разрезах проекта Арктика-2011 является акустическим фундаментом и более глубокие

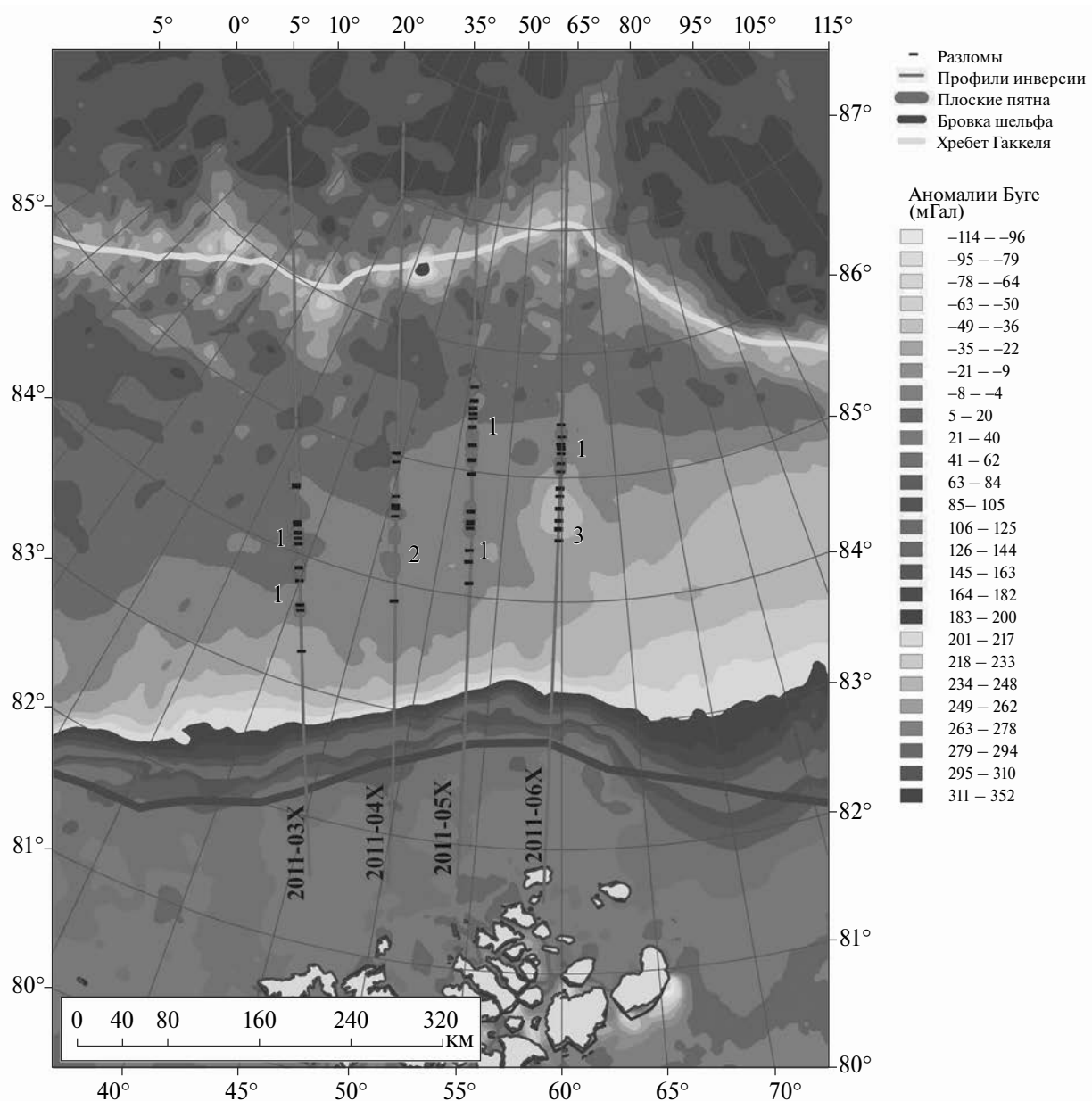


Рис. 3. Пространственное распределение выявленных по сейсмическим данным разломов и аномалии “плоское пятно” по данным [7]. Аномалии Буге рассчитаны по данным Arctic Gravity Project [12] на сетке грида 2500 м с использованием рельефа IBCAO v.3 [14]. Красными линиями показаны профили, вдоль которых была рассчитана инверсия гравитационного поля (рис. 4). Профили проведены вдоль положения сейсмических разрезов (рис. 1) с продолжением на шельф и к пересечению с хребтом Гаккеля. Цифрами обозначены пространственные комбинации наблюдаемых на разрезах аномалий и разломов: 1 – разломы в сочетании с плоскими пятнами; 2 – плоские пятна без разломов; 3 – разломы без плоских пятен.

отражения, которые могли бы задать геометрию для плотностных вариаций, не прослеживаются, было решено провести расчет обратной задачи (инверсии) для редукции Буге без какой-либо пространственной регуляризации.

Аномалии Буге рассчитывались по данным Arctic Gravity Project [12] на сетке грида 2500 м

с использованием рельефа IBCAO v.3 [14], сглаженном в плавающем окне 10 км до состояния, при котором амплитудный пространственный спектр рельефа стал сопоставим со спектром гравитационного поля. Значения плотностей использовались следующие: вода – 1.03 г/см^3 , континентальная кора – 2.67 г/см^3 , океаническая

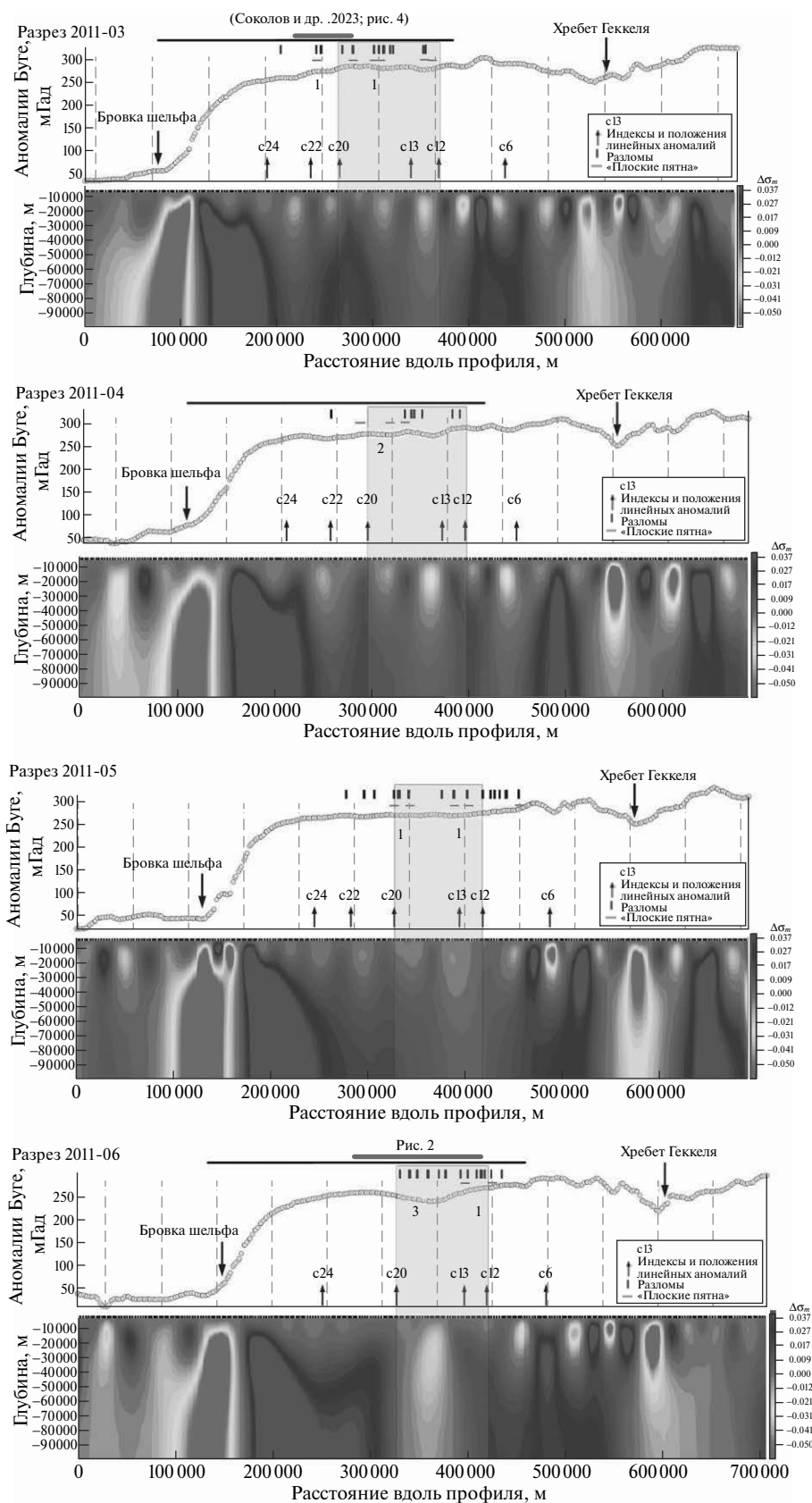


Рис. 4. Расчет инверсии гравитационного поля вдоль сейсмических разрезов Арктика-2011 3, 4, 5, 6 (рис. 1) по пролонгированным профилям, положение которых указано на рис. 3. Расчет выполнен в ПО ZondGM2D [5]. На разрезах вариаций плотностей пересечения с линейными магнитными аномалиями по данным [16], разломы и плоские пятна. Красными линиями показаны положения фрагмента разреза на рис. 2 и [7, рис. 4]. Цифрами 1, 2 и 3 обозначены комбинации аномалий и разломов по карте рис. 3. Серыми прямоугольниками показаны области JMA C20 и C12.

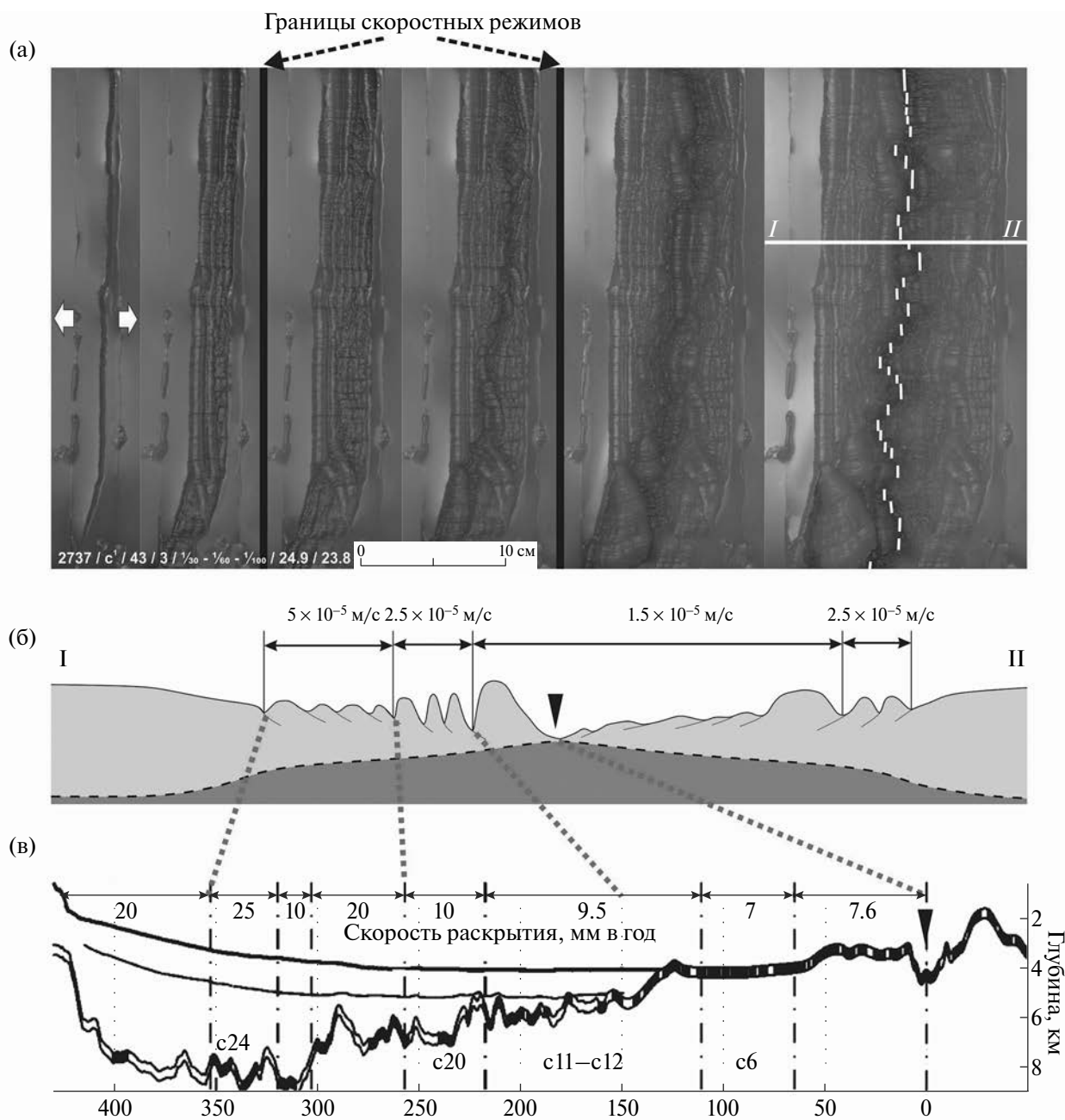


Рис. 5. Особенности структурообразования на южном фланге хребта Гаккеля при двухэтапном замедлении скорости спрединга по данным физического моделирования (эксперимент № 2737). а – поэтапные фотографии структур моделируемого рифта при направлении растяжения, ортогональном первичной ослабленной зоне; б – схематический разрез сформированного рельефа вдоль линии I–II с указанием скоростей в физической модели; в – сопоставление разреза рельефа с результатами идентификации магнитных аномалий для профиля Арктика-2011-3, рельефом фундамента и определением скоростей спрединга по данным [4].

кора – 2.8 г/см^3 . Результат расчета показан в качестве топосновы на рис. 3. На этом же рисунке показаны профили, вдоль которых проводился расчет инверсии. Краевые части профилей пролонгированы с выходом на шельф и пересечением оси хребта Гаккеля, что шире пределов

сейсмических данных, показанных на рис. 3. Расчет проводился в ПО ZondGM2D [5] с использованием деконволюционных методов и метода Ньютона с фокусирующей регуляризацией. Вертикальная сетка формировалась с фактором увеличения 1.2, что при стартовой глубине 1 км

позволяло сформировать грид с глубиной до 100 км на 18 узлах. Рассчитанные вариации плотности по 4 профилям показаны на рис. 4.

Поскольку проявления “плоских пятен” и разломов преимущественно между ЛМА С20 и С12 имеют место над фундаментом, сформированным в условиях замедления спрединга, мы провели физическое моделирование этого геодинамического режима для двухэтапного снижения скорости с целью выяснения особенностей структурообразования консолидированной коры (рис. 5). Указанный временной интервал по данным [4] в рельефе акустического фундамента вдоль разреза Арктика-2011-3 выражен характерными высокоамплитудными формами, занимающими промежуточное гипсометрическое положение между рельефом фундамента древнее интервала С20–С12 со сравнительно высокой скоростью спрединга и моложе, но с ультразамедленными значениями. Это обстоятельство создает предпосылки для проведенного моделирования.

Экспериментальные исследования проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ в соответствии с условиями подопытия и методиками, описанными в работах [2, 19]. В них на основе экспериментов по растяжению двухслойной модели литосферы была предложена модель рельефо- и сбросообразования на хребтах с медленной или ультразамедленной скоростью растяжения. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Материал удовлетворяет критерию подопытия по модулю сдвига [10]. Для его выполнения требуется, чтобы отношение напряжений в литосфере, вызывающих ее деформации (надгидростатических напряжений), к гидростатическим напряжениям в плите в природе и модели было одинаковым. При поэтапном снижении скорости спрединга в 2 и 1.6 раза, проведенном при моделировании (рис. 5 а), был получен рельеф с характерным структурным стилем (рис. 5 б), который сравнивался с реальным акустическим фундаментом (рис. 5 в).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате картографической компиляции разломов и аномалий типа “плоское пятно” (рис. 3) определяются три пространственные комбинации этих элементов сейсмических

разрезов осадочного чехла. Наиболее распространенной комбинацией является пространственная синхронизация разломов и пятен (рис. 3, п. 1). Ее очевидной интерпретацией, сформулированной на основании решения прямой гравитационной задачи [7], является серпентинизация пород верхней мантии в присутствии воды, проникшей в глубину по сформированным ранее тектоническим нарушениям, увеличение объема пород и локальный подъем кристаллических блоков, приводящий к образованию разломов взбросовой кинематики, охватывающих весь осадочный чехол от акустического фундамента до поверхности дна (рис. 2). Также по этим разломам выводится метан – продукт взаимодействия растворенного в воде CO_2 и водорода [3]. Попадая в зону стабильности газогидратов, метан трансформируется в это агрегатное состояние и сам образует флюидоупор, под которым продолжает накапливаться. На это указывают сходные значения глубин кровли плоских пятен – 390 ± 75 м на всех анализируемых разрезах [7], которые примерно соответствуют теоретической мощности зоны стабильности в глубоководной Арктике [20]. Отсутствие пятен над фундаментом моложе С12 объясняется редуцированием осадочного чехла, в котором они могут образоваться. Отсутствие пятен над фундаментом древнее С20 объясняется возможной миграцией флюидов к континентальному склону.

Комбинация 1 (рис. 3, п. 1), распространенная преимущественно между ЛМА С20 и С12, расположена над отрицательными вариациями плотности на всех разрезах (рис. 4) с глубинами до $\sim 25\text{--}30$ км. Это значение имеет такой же порядок, как и глубина серпентинизации, определенная в котловине к юго-западу от Зондского желоба по отсутствию сейсмичности в верхней мантии [17] за счет более пластичного состояния пород. Более интересным фактом является латеральная периодичность отрицательных вариаций плотности ~ 50 км. При средней скорости спрединга в указанный интервал времени ~ 10 мм/год [4] получается, что формирование литосферы сопровождается такими плотностными аномалиями каждые ~ 5 млн лет. Возможной интерпретацией этой плотностной периодичности может быть воздействие переменной геодинамической активности на параметры спрединга. Известно [8], что интенсивность тектонических процессов в зоне океанского рифтогенеза напрямую влияет на колебания уровня моря. Спектр мощности эвстатической кривой [13] содержит максимум в районе периодов ~ 5 млн лет. Несмотря на то, что Евразийская котловина приобрела связь с Мировым океаном всего ~ 18 млн лет

назад, общепланетарная периодичность колебаний уровня моря зависит от общепланетарных геодинамических процессов, которые должны проявляться в Арктике при рифтогенезе на хребте Гаккеля вне зависимости от наличия или отсутствия водной перемычки между океанскими бассейнами. Это также подтверждается характером изменения скорости спрединга в котловине Нансена с периодом ~ 5 млн лет по данным [1].

Комбинация 2 (рис. 3, п. 2) состоит в преобладании “плоских пятен” при отсутствии разломов. Ее интерпретация может состоять в следующем. По данным [1], на разрезе Арктика-2011–4 аномалии содержат прогибание рефлекторов под ними, что однозначно указывает на их флюидный генезис. Кроме того, эти аномалии расположены над широкими (от 20 до 30 км), с большим перепадом высот (600 и 900 мс) выступами акустического фундамента, что указывает на их связь с коровыми (и мантийными) структурами. Отсутствие видимых смещений рефлекторов по разломам в пределах этих аномалий разреза Арктика-2011–4, скорее всего, говорит о том, что разломы могут находиться вне его плоскости. Учитывая, что шаг между разрезами составляет от 50 до 80 км (рис. 1), пропуск разломов вполне реален. “Плоское пятно” пропустить сложнее, так как флюид после миграции вверх по разрезу распределяется под флюидоупором и создает аномалии с шириной от 2 до 12 км [7]. Также нельзя исключать миграцию флюидов в сторону континентального склона от разломных зон при наличии небольшого градиента приповерхностных рефлекторов.

Комбинация 3 (рис. 3, п. 3) по сейсмическим данным уникальна и состоит в наличии разломов без “плоских пятен”. Они представляют собой (рис. 2) пространственную серию смещений с шагом ~ 10 км, расположенных над выступами акустического фундамента и поднимающихся в приповерхностные слои около дна выше уровня “плоского пятна” 490 мс под дном в северной части фрагмента разреза, которое находится вне данной серии смещений. В аномалиях Буге эта серия расположена над изометричной депрессией в значениях редукции диаметром ~ 80 км (рис. 3). Перепад значений в центре и на краях депрессии составляет ~ 25 мГал, что сопоставимо с отрицательным перепадом аномалий Буге в оси хребта Гаккеля ~ 50 мГал. Эти особенности хорошо видны на профилях рис. 4. Разрезы по этим профилям показывают, что комбинация 3 на разрезе Арктика-2011–6 расположена в области, сильно отличающейся от верхнемантийных

латеральных вариаций плотности с шагом ~ 50 км и глубинами ~ 25 км. Характер плотностного разреза под областью комбинации 3 имеет больше сходства с областью разуплотнения под хребтом Гаккеля. Тот факт, что аналогичные разуплотнения в центральной части котловины Нансена на других разрезах отсутствуют, указывает на локальный подъем менее плотного вещества. Оно связано не с линейной структурой хребта Гаккеля, а, возможно, с одиночным верхнемантийным плюмом, который является приповерхностным ответвлением от другой, более крупной системы прогретых субвертикальных каналов в мантии. Косвенно это подтверждается данными сейсмотомографии [11], в которых на разрезе через котловину Нансена восточнее плотностного разреза Арктика-2011–6 выявлен мантийный плюм, поднимающийся с глубин ~ 550 км. Из плюмовой интерпретации плотностного разреза следует механизм образования разломов над ним, связанный не с серпентинизацией и увеличением объема в остывшей менее 500°C мантии, а с подъемом вещества плюма к поверхности в котловине с осадочным чехлом, залегающим на сформированном ранее спрединговом фундаменте, при котором происходит изостатическая адаптация среды с вертикальными движениями положительного знака.

Временной интервал C20–C12 характерен снижением скорости спрединга в ~ 2 раза [1, 4] по сравнению с интервалом C24–C21. После C20–C12 скорость спрединга падает еще в ~ 1.6 раза. Так как изученные разломы и “плоские пятна”, сопровождающиеся отрицательными вариациями плотности, попадают на этот интервал, было проведено физическое моделирование структурообразования в таком геодинамическом режиме. Эксперименты показали следующее. Сформированный на начальной стадии растяжения грядовый рельеф имеет типичную для спрединговых зон картину (рис. 5 а). В области двухэтапного уменьшения скорости амплитуда перепадов рельефа сильно возрастает. Для медленноспрединговых сегментов рифтов известно, что высокоамплитудные грядовые выступы фундамента, как правило, сопровождаются разломами, уходящими под границу Мохо [18], по которым идет циркуляция флюидов и серпентинизация. Далее, при продолжении, в модели формировался существенно асимметричный рельеф фундамента. Схематичный структурный профиль вдоль линии I–II (рис. 5 б) показывает характерный стиль, в котором просматриваются структуры типа простого сдвига в осевой зоне рифта и высокая вероятность перескока оси растяжения. Этот стиль сопоставлялся с реальным акустическим

фундаментом (рис. 5 в) и показывает сходство высот его рельефа в соответствующих временных интервалах с областями изменения рельефа в физической модели. Торможение спрединга в два этапа вызывает увеличение амплитуд выступов фундамента в два этапа, которое связано с образованием разломов в условиях низкого магматического дебета, свойственного медленноспрединговым хребтам. Возможно также влияние инерции движения плиты и скорости корообразования, приводящее к скучиванию сформированных блоков коры в зависимости от соотношения скоростей дрейфа и подъема магмы.

ВЫВОДЫ

1. В работе исследованы разломы в осадочном чехле котловины Нансена и аномалии сейсмической записи типа “плоское пятно” на разрезах проекта Арктика-2011. Установлено, что эти элементы группируются в три пространственные комбинации: 1 – синхронизированные разломы и пятна, 2 – пятна без разломов, 3 – разломы без пятен.

2. Интерпретацией генезиса комбинации 1 является серпентинизация пород верхней мантии в присутствии воды, проникшей в глубину по сформированным ранее тектоническим нарушениям, увеличение объема пород и локальный подъем кристаллических блоков, приводящий к образованию разломов взбросовой кинематики, охватывающих весь осадочный чехол от акустического фундамента до поверхности дна. Эта комбинация распространена преимущественно между ЛМА С20 и С12 над отрицательными вариациями плотности с глубинами до ~25–30 км и латеральной периодичностью ~50 км, что при средних скоростях спрединга в котловине Нансена означает формирование таких аномалий в литосфере каждые ~5 млн лет за счет вариаций геодинамической активности.

3. Комбинация 2 состоит в преобладании “плоских пятен” при отсутствии разломов. Интерпретация генезиса этих аномалий сейсмической записи сводится к скоплениям флюидов, под которыми наблюдается прогибание рефлекторов и широкие, с большим перепадом высот выступы акустического фундамента. Разломы, по которым осуществляется циркуляция флюидов, могут быть пропущены из-за редкой сети наблюдений и находиться вне плоскости разреза. Также не исключена миграция флюидов в сторону континентального склона от разломных зон при наличии небольшого градиента приповерхностных рефлекторов.

4. Комбинация 3 состоит в наличии разломов без “плоских пятен” с шагом ~10 км над выступами акустического фундамента. В аномалиях Буге эта комбинация на разрезе Арктика-2011–6 расположена над изометричной депрессией ~80 км, в которой перепад значений в центре и на краях депрессии составляет ~25 мГал. Это сопоставимо с отрицательным перепадом аномалий Буге из-за разуплотнения под осью хребта Гаккеля ~50 мГал и сильно отличается от верхнемантийных латеральных вариаций, преобладающих на основных данных в котловине Нансена. Аналогичные разуплотнения в центральной части котловины Нансена на других разрезах отсутствуют, что указывает на локальный подъем менее плотного вещества. Это связано не с линейной структурой хребта Гаккеля, а, возможно, с одиночным верхнемантийным плюмом. Из этого следует механизм образования разломов над ним, связанный не с серпентинизацией, а с подъемом вещества плюма к поверхности и вертикальными движениями положительного знака, нарушающими весь осадочный чехол от спредингового фундамента до дна.

5. Временной интервал С20–С12 с основным проявлением разломов и пятен характеризуется снижением скорости спрединга в ~2 раза. Физическое моделирование структурообразования при таком геодинамическом режиме показало, что при двухэтапном уменьшении скорости спрединга амплитуда перепадов рельефа сильно возрастает. Высокоамплитудные грядовые выступы фундамента сопровождаются разломами, уходящими под границу Мохо. По ним идет циркуляция флюидов и серпентинизация. При продолжении растяжения был получен существенно асимметричный рельеф фундамента на оси растяжения. Сопоставление с реальным акустическим фундаментом показывает сходство его рельефа в соответствующих временных интервалах замедления спрединга с областями изменения рельефа в физической модели. Показано увеличение амплитуд выступов фундамента, которое связано с образованием разломов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность: Российскому Федеральному Геологическому Фонду (<https://rfgf.ru>) за доступ к сейсмическим данным; Кафедре Геофизики Геологического факультета МГУ за консультации и возможность расчета инверсии гравитационного поля.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 “Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, В.А. Поселова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Агранов Г.Д., Барановский М.С., Данилов Я.А., Доманская П.А., Максимова А.А., Макушкина А.И., Ращупкина А.О., Толстова А.И., Филаретова А.Н., Шепталина Ю.А., Щербакова Е.Л. Физическое моделирование структурообразующих деформаций в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ (к 40-летию создания лаборатории) // Жизнь Земли. 2020. Т. 42. № 4. С. 485–501. DOI 10.29003/m1778.0514-7468.2020_42_4/485-501
3. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Силантьев С.А., Борисов М.В., Соколов С.Ю., Буго А. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 511–519.
4. Зайончек А.В., Меркурьев С.А. Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе // Геология морей и океанов. Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ИО РАН, 2021. С. 70–74. ISBN 978-5-6045110-7-7. DOI: 10.29006/978-5-6045110-7-7
5. Каминский А.Е. Пакет программ ZOND. 2017. (<http://zond-geo.ru>)
6. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фоулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. // Труды ГИН. Вып. 632. М.: Геос, 2022. 156 с.
7. Соколов С.Ю., Geissler W.H., Абрамова А.С., Рыжова Д.А., Патина И.С. “Плоские пятна” в кайнозойских осадках котловины Нансена (Северный Ледовитый Океан): индикаторы процессов серпентинизации, генерации газа и его аккумуляции // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 1. С. 3–20. DOI: 10.31857/S0024497X22060076
8. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во, МГУ, 2002. 560 с.
9. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
10. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19
11. Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272
12. Forsberg R., Skourup H. Arctic Ocean gravity, geoid and sea-ice freeboard heights from ICESat and GRACE // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L21502. P. 1–4. doi:10.1029/2005GL023711
13. Harrison C.G.A. Power spectrum of sea level change over fifteen decades of frequency // Geochemistry Geophysics Geosystems G³. 2002. V. 3. № 8. P. 1–17. DOI: 10.1029/2002GC000300
14. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39(12). L12609. P. 1–6.
15. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2017. V. 746. № 10. P. 64–82.
16. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L02603. DOI: 10.1029/2003GL018352.
17. Qin Y., Singh S.C. Seismic evidence of a two-layer lithospheric deformation in the Indian Ocean // Nature Communications. 2015. V. 6:8298. DOI: 10.1038/ncomms9298
18. Rajan A., Mienert J., Bünz S., Chand S. Potential serpentinization, degassing, and gas hydrate formation at a young (<20 Ma) sedimented ocean crust of the Arctic Ocean ridge system // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B03102. DOI: 10.1029/2011JB008537
19. Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // Journal Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 9137–9153.
20. Wallmann K., Pinero E., Burwicz E., et al. The global inventory of methane hydrate in marine sediments: a theoretical approach // Energies. 2012. V. 5. P. 2449–2498.

TECTONIC DISPLACEMENTS OF THE NANSEN BASIN SEDIMENTARY COVER: CAUSES AND CONSEQUENCES

S. Yu. Sokolov^{a, #}, G. D. Agranov^{a, b}, V. A. Kulikov^c, A. V. Zayonchek^a,
A. L. Grokholsky^b

Presented by Academician of the RAS K. E. Degtyarev August 16, 2023

Received August 16, 2023

After revision August 20, 2023

Accepted August 30, 2023

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, Moscow, Russian Federation*

^c*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russian Federation*

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

It is established that faults in the sedimentary cover of the Nansen basin and seismic anomalies of the “flat spot” type associated with the methane accumulation are grouped into three spatial combinations: 1 – synchronized faults and spots, 2 – spots without faults, 3 – faults without spots. They are distributed mainly between linear magnetic anomalies C20 and C12 over negative variations of the lithosphere density with depths up to ~25–30 km and lateral periodicity ~50 km. The genesis of combination 1 is provided by serpentinization of upper mantle rocks in the presence of water that has depth penetration through previously formed tectonic displacements, an increase in the rock volume and local rise of crystalline blocks, leading to the formation of faults of thrust kinematics, crossing the entire sedimentary cover from the acoustic basement to the ocean bottom. Combination 2 consists in the predominance of “flat spots” also of fluid genesis in the absence of faults, which, with a rare seismic observations, may be missed and not appear in the plane of the sections. Combination 3 consists in the presence of faults without “flat spots” with a spatial step of ~ 10 km above the highs of the acoustic basement. In the Bouguer anomalies this combination is manifested over ~80 km depression of ~25 mGal depth, comparable to the gravity depth under the axis of the Gakkel ridge. This is not due to the linear structure of the ridge, but, perhaps, to a single upper mantle plume. From this follows the mechanism of faults formation above it, associated not with serpentinization, but with the rise of the plume body to the surface. Physical modeling of the structure formation during the slowdown of the spreading rate, which took place in the range C20–C12, showed that the amplitude of the relief drops increases greatly. Comparison with a real acoustic basement shows the similarity of its relief in the corresponding time intervals of spreading slowdown with the areas of relief change in the physical model. The increase in the amplitudes of the basement highs is most likely due to the formation of faults that provide the circulation of water necessary for serpentinization.

Keywords: Nansen basin, sedimentary cover faults, “flat spots”, serpentinization, density section, spreading rates slowdown, physical modeling

УДК 551.24

ГЛУБОЧАЙШИЕ ВПАДИНЫ НА СУШЕ В АНТАРКТИДЕ КАК РЕЗУЛЬТАТ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РИФТОГЕНЕЗА

© 2024 г. А. А. Баранов^{1,*}, Академик РАН Л. И. Лобковский²

Поступило 01.08.2023 г.

После доработки 21.08.2023 г.

Принято к публикации 30.08.2023 г.

Новые данные по подледному рельефу (BEDMACHINE) показали наличие большого количества узких и глубоких депрессий ложа ледового щита в различных районах Антарктиды с глубинами до 3500 м ниже уровня моря (впадина Денмана). Ничего подобного для других континентов не наблюдается – сухие впадины не превосходят по глубине несколько сотен метров, а самые глубокие впадины, заполненные водой, такие как Байкал или Танганьика, также имеют существенно меньшую глубину. Поскольку осадконакопление под ледяным щитом практически невозможно, предполагается, что образование этих глубоких подледных некомпенсированных впадин связано с активизацией рифтогенеза уже после оледенения Антарктиды. При этом при подходе рифтовой структуры к берегу континента ее подледный рельеф резко выполаживается, что свидетельствует об осадконакоплении в переходной области в периоды таяния льда и последующих морских регрессий-трансгрессий. Отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе порядка –100 мГал для многих подледных впадин свидетельствуют в пользу их рифтогенной природы. Рифтогенез предполагает повышенный тепловой поток, что может приводить к подплавлению подошвы ледников и способствовать их ускоренному сползанию с коренного ложа в океан. Именно этим объясняется приуроченность наиболее быстро движущихся ледников в Антарктиде к районам рифтогенных впадин. Ускорение стока ледников в океан создает потенциальную угрозу повышения уровня Мирового океана. Геодинамический механизм, ответственный за кайнозойскую активизацию рифтовых зон Антарктиды, обусловлен действием локальных верхнемантийных плюмов под Антарктидой, связанных с начавшимся в миоцене ускорением глобальных мантийных процессов. Предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг в Восточной Антарктиде.

Ключевые слова: Антарктида, BEDMACHINE, кайнозойский рифтогенез, вулкан Гауссберг, впадина Денмана, повышение уровня моря

DOI: 10.31857/S2686739724010065

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время изучение шестого материка продвигается быстрыми темпами. Особенный акцент был сделан на изучение подледного рельефа, т.к. ледяной купол скрывает геологическое строение и тектоническую структуру континента. Была построена высокоточная модель подледного рельефа BEDMACHINE [1]. В Западной и Восточной Антарктиде были выявлены узкие и длинные подледные депрессии,

лежащие ниже уровня моря на глубине 2 и более километров, в основном меридионального простирания.

Наиболее глубокая впадина Денмана имеет глубину до 3500 м ниже уровня моря, что существенно превышает глубины Байкала, Каспия и Танганьики. В то же время максимальная глубина внутриконтинентальных впадин на других континентах, не заполненных водой, не превышает нескольких сотен метров.

Ранее высказывались предположения о существовании Восточно-Антарктической рифтовой системы, включающей глубокие подледные бассейны Ламберта, Авроры и Уилкса, а также озера Восток [2–8]. Однако в этих работах не обсуждались причины и время значительного некомпенсированного осадками углубления этих

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

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: aabaranov@gmail.com

впадин. Очевидно, что подледниковые рифтогенные впадины Западной и Восточной Антарктиды являлись местами осадконакопления, пока не началось оледенение континента [9]. В настоящей работе обосновывается позднекайнозойская активизация рифтов Антарктиды, связанная с общим ускорением мантийных течений и развитием локальных плюмов.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Антарктида состоит из двух тектонических областей, разделенных Трансантарктическими горами. Западная Антарктида характеризуется утоненной корой и литосферой, обширными осадочными бассейнами и горячей верхней мантией [10–13]. Западно-Антарктическая рифтовая система (ЗАРС) простирается от Трансантарктических гор до Антарктического полуострова. В пределах ЗАРС было идентифицировано более 100 подледных вулканов (рис. 1).

Восточная Антарктида ранее считалась стабильным континентальным тектоническим блоком. Однако в прошлые эпохи Восточная Антарктида испытывала процессы растяжения во время распада Гондваны. Поэтому в Восточной Антарктиде существуют обширные осадочные бассейны [9], довольно часто встречается мезозойский магматизм [4]. Интересно отметить, что в западной части рифта Ламберта были обнаружены кайнозойские базальты с возрастом излияния 40–50 млн лет [14, 15], а вулкан Гауссберг на побережье Земли Принцессы Елизаветы имеет плейстоценовый возраст [2, 16, 17]. Недалеко от него находятся и другие предполагаемые вулканические конусы и кальдера.

Оледенение Антарктиды началось в эоцене. Причинами похолодания и оледенения ученые называют уменьшение количества углекислого газа в атмосфере Земли и появление пролива Дрейка. С тех пор ледяной щит несколько раз отступал и формировался вновь, особенно в Западной Антарктиде [18].

ГЛУБОКИЕ ПОДЛЕДНЫЕ ВПАДИНЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ АКТИВИЗАЦИИ РИФТОГЕНЕЗА В КАЙНОЗОЕ

В Антарктиде выявлены узкие впадины, по всей видимости, рифтогенной природы, характеризующиеся аномально большими глубинами до 3 км, которые не встречаются на других континентах. Объяснение этого феномена Антарктиды

естественно связать с позднекайнозойской активизацией рифтогенеза уже после оледенения континента. Уникальность ситуации для ледяного континента заключается в том, что после оледенения происходит прекращение осадконакопления. Продолжение рифтогенеза в этих условиях приводит к формированию узких глубоких подледных впадин, заполненных льдом. На других континентах при отсутствии ледяного покрова в рифтовых впадинах происходит достаточно интенсивное осадконакопление, компенсирующее погружение коры при рифтогенезе, которое сглаживает поверхностный рельеф. Таким образом, наличие узких и глубоких впадин подледного рельефа Антарктиды является свидетельством продолжающегося рифтогенеза после оледенения континента. На рис. 1 а показан подледный рельеф Антарктиды согласно [1].

Выделяются следующие глубокие впадины ледового ложа [1] с отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе [19]:

1. Три субпараллельные депрессии ледников Бейли, Слессора и Рекавери (рис. 1 а, 1). Для них гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают $-100 \div 160$ мГал.

2. Система рифтов Ламберта (рис. 1 а, 2). Для нее гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

3. Предполагаемый рифт Гауссберг и рядом на берегу вулкан Гауссберг [3]. Эта структура менее выражена в подледном рельефе, глубина дна составляет 500–1000 м ниже уровня моря (рис. 1 а, 3), а аномалии в свободном воздухе достигают -40 мГал.

4. Система депрессий бассейна Авроры (рис. 1 а, 4; рис. 1 б) с продолжениями во впадинах Скотта, Денмана (рис. 1 а, 4 а; рис. 1 б); Вандерфорда и Тоттена (рис. 1 а, 4 б; рис. 1 б). Для них аномалии в свободном воздухе достигают -160 мГал.

5. Рифты бассейна Уилкса (рис. 1 а, 5; рис. 1 б). Несколько узких впадин с глубинами до 2 км, простирающихся далеко вглубь континента параллельно Трансантарктическим горам. Они соединяются с впадинами, пересекающими Трансантарктические горы, которые выходят в подледный бассейн Росса. Для них аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

6. Изолированные подледные осадочные бассейны Восток, Астролябии и Адвенче. Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал (рис. 1 а; рис. 1 б).

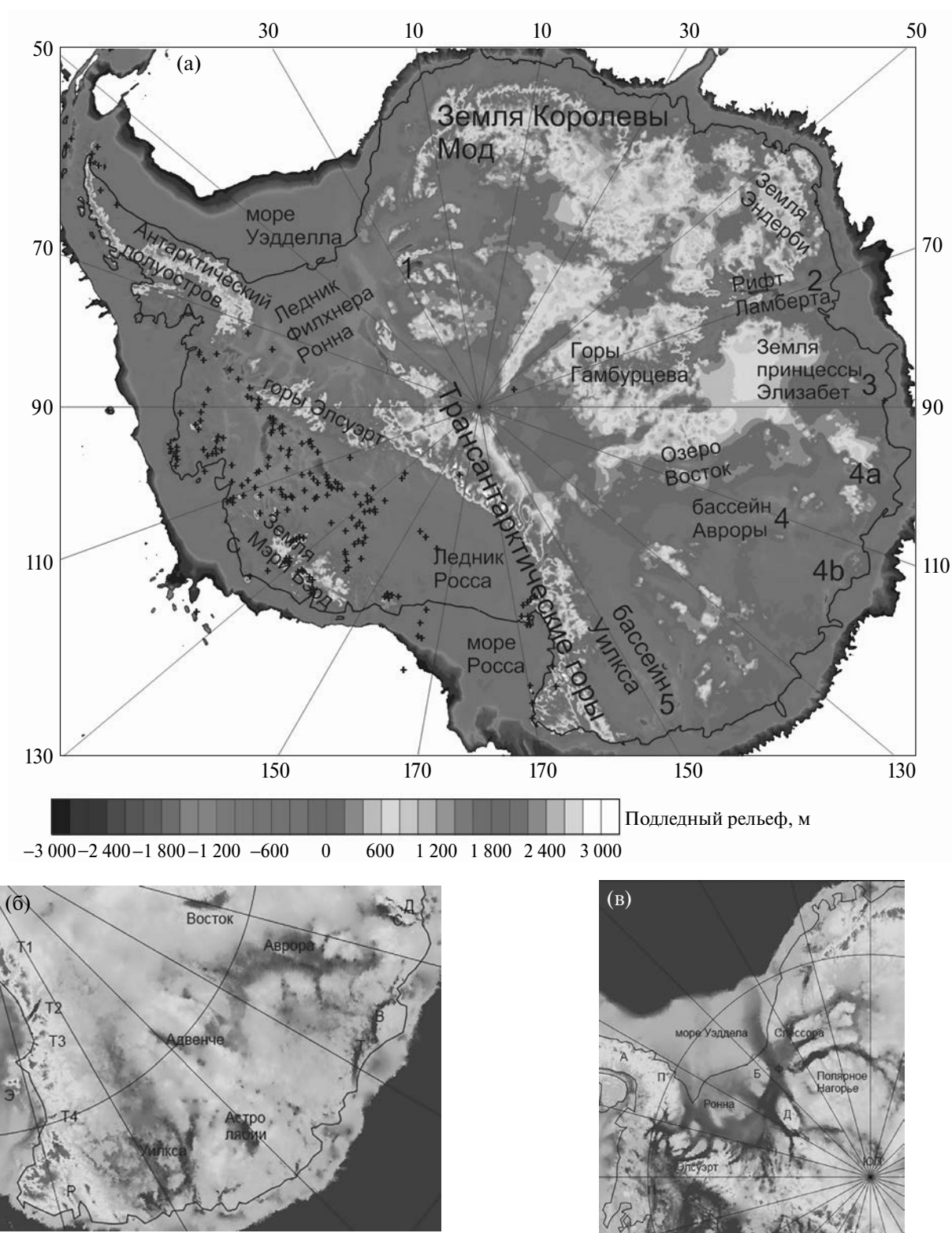


Рис. 1. а – Карта подледного рельефа BEDMACHINE [1]. Обнаруженные вулканы показаны черными крестиками; б – Карта подледного рельефа BEDMACHINE [1] для Австрало-Антарктической части континента. Обозначения впадин: Д – Денмана; С – Скотта; В – Вандерфорд; Т – Тотген; Р – Ренника; Т1, Т2, Т3, Т4 – впадины Трансантарктических гор; Э – вулкан Эребус; в – Карта подледного рельефа BEDMACHINE [1] для Атлантического сектора Антарктиды. Обозначения: АП – Антарктический полуостров; Б – остров Беркнер; Д – блок Дюфек; П – Пайн Айленд; Ф – ледник Фильхнера; ЮП – Южный Полюс.

7. Рифты Земли Королевы Мод и Земли Эн-дерби имеют относительно меньший масштаб и представлены отдельными подледными депрессиями меридионального простирания от берега вглубь континента (рис. 1 а).

8. Рифты Трансантарктических гор представлены узкими впадинами, перпендикулярными основной оси Трансантарктических гор (Т1, Т2, Т3, Т4). По ним происходит сток льда из Восточной Антарктиды в ледник Росса. Особняком стоит впадина ледника Ренника перпендикулярно берегу, разделяющая Трансантарктические горы у берега параллельно основному простиранию (рис. 1 б). Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

Для ЗАРС глубины подледных впадин Бэрда, Бентли и других достигают 2 км и более при этом гравитационные аномалии в свободном воздухе составляют $-40 \div -80$ мГал. В то же время для вулканических массивов Земли Мэри Бэрд и отдельных вулканов (Эребус и др.) гравитационные аномалии положительны ($40 \div 80$ мГал).

Мало изучена другая система рифтов Западной Антарктиды, которая начинается в районе Южного полюса (глубины $-500 \div -1000$ м, гравитационные аномалии в свободном воздухе $-40 \div -80$ мГал). Здесь ложе ледника лежит уже на глубине $-1000 \div -2000$ м, аномалии в свободном воздухе составляют $-60 \div -120$ мГал (рис. 1 в). Далее эта депрессия соединяется с депрессиями Земли Котс Восточной Антарктиды (рис. 1 а) и впадиной с глубиной более километра выходит в море Уэддела, где быстро выполаживается.

Описанные подледные впадины характеризуются резкими отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе до -100 мГал и более [19], что обычно характерно для активных рифтовых систем.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РИФТОВ АНТАРКТИДЫ

Механизм образования рифтов Антарктиды связан с растяжением и последующим распадом суперконтинента Гондвана. Начальный этап распада произошел в раннеюрский период. Но еще в девоне-перми в гондванской литосфере возникли условия растяжения, которые привели к образованию рифтовых грабенов. По краям Гондваны действовали тянущие силы от окружающей суперконтинент зоны субдукции [20, 21], тогда как под самим суперконтинентом имели место восходящие

мантийные потоки. В позднем кайнозое произошла активизация рифтогенеза в Антарктиде, вызванная начавшимся в миоцене общим ускорением глобальных геодинамических процессов [22], что проявилось, в частности, в интенсификации магматизма в Центральной и Восточной Азии [23] и горообразования в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе [24].

Очевидно, что тектоно-магматические процессы в Западной Антарктиде во многом определялись фактором обрамляющей ее субдукции, с чем связаны широкое развитие подледных вулканов и активизация рифтов после оледенения материка. Вместе с тем процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от зоны субдукции, в большей степени определялись действующим нижнемантийным восходящим потоком под самим континентом, который трансформируясь в горизонтальные подлитосферные течения, вызывал движение составляющих Гондвану материков в разные стороны от Антарктиды. При изменении режима конвекции, в частности, при ее ускорении горизонтальные верхнемантийные течения приводили к реактивации уже существующих и образованию новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды, связанных с действием локальных мантийных плюмов.

Рассмотренная геодинамическая схема развития тектономагматических процессов в Антарктиде после распада Гондваны близка к модели формирования позднемезозойской магматической провинции в Восточной Азии, предложенной в работе [23]. В ней особенности магматизма связываются со сложной геодинамической обстановкой взаимодействия Тихоокеанской конвергентной границы с горячим полем нижней мантии. Во фронтальной зоне конвергенции формировались субдукционные механизмы мамообразования, в то время как в западной части провинции, находящейся вне зоны влияния конвергентной границы, возникли внутриплитные вулканические области, связанные с активностью мантийных плюмов. Интенсивность магматических процессов на разных этапах развития позднемезозойско-кайнозойской вулканической провинции Восточной Азии характеризуется двумя пиками повышенной активности в интервалах: 120–130 млн лет и 7–15 млн лет [22].

Важно подчеркнуть существование молодого этапа магматической активности в миоцене. Предполагая аналогичный миоценовый пик тектоно-магматической активности в Антарктиде, можно объяснить послеледниковые процессы

активизации рифтогенеза, приводящие к возникновению аномально глубоких впадин в Антарктиде. В связи с этим нами предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг.

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен механизм формирования глубочайших континентальных впадин-рифтов в Антарктиде протяженностью тысячи километров вследствие общей активизации тектономагматических процессов в миоцене и образования верхнемантийных плюмов под Антарктидой после ее оледенения.

Предполагается повышенный тепловой поток для этих рифтовых систем. Элементы этих рифтов у побережья (глубокие подледные впадины) важны с точки зрения динамики ледников, так как по ним осуществляется существенная часть стока льда в океан. Большая часть таких впадин субмеридиональна и дренирует Антарктический ледяной щит. Наличие на дне таких впадин осадков вкупе с повышенным тепловым потоком может уменьшать трение на границе лед–порода и таким образом ускорять скорость стекания ледников, вызывая глобальное повышение уровня моря. Большие скорости движения льда в выводных ледниках Амери, Тоттена, Денмана, Туйетс, Пайн-Айленд и других объясняются повышенным тепловым потоком и частичным плавлением льда на их подошве [25].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений РАН № АААА-А19-119011490131-3 и частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензента, чьи замечания помогли значительно улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G., Eisen O., Ferraccioli F., Forsberg R., Fretwell P., et al.* Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nat. Geosci.* 2020. V. 13. P. 132–137.
2. *Голынский А.В., Голынский Д.А.* Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды / Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. Вып. 2. СПб. 2009. С. 132–162.
3. *Голынский Д.А., Голынский А.В.* Рифтовые системы Восточной Антарктиды – ключ к пониманию распада Гондваны // *Региональная геология и металлогения.* 2012. № 52. С. 58–72.
4. *Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Каминский В.Д.* О росте рифтогенного базальтового магматизма в Восточной Антарктике // *ДАН.* 2018. Т. 478. № 1. С. 63–67.
5. *Baranov A., Tenzer R., Morelli A.* Updated Antarctic Crustal Model // *Gondwana Research.* 2021. V. 89. P. 1–18.
6. *Масолов В.Н., Куринин Р.Г., Грикуров Г.Э.* Глубинное строение рифтовых зон Антарктики и их роль в тектонической структуре земной коры / 25 лет Советской антарктической экспедиции. Л.: Гидрометеоздат, 1983. С. 16–29.
7. *Kadmina I. N., Kurinin R. G., Masolov V. N., Griukov G. E.* Antarctic crustal structure from geophysical evidence a review / Oliver R. L., James P. R., Jago J. B. (eds.). *Antarctic earth science.* Canberra, Australian Academy of Science. 1983. P. 498–502.
8. *Каменев Е.Н., Лейченко Г.Л.* Структурная карта Антарктики м-ба 1 : 25 500 000 с объяснительной запиской. Геолого-минералогическая карта Мира м-ба 1 : 30 000 000 (Ред. Красный Л.И. и др.). СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
9. *Baranov A., Morelli A.* The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // *Tectonophysics.* 2023. V. 846. P. 299–313.
10. *Baranov A., Morelli A.* The Moho depth map of the Antarctica region // *Tectonophysics.* 2013. V. 609. P. 299–313.
11. *Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M.* Combined Gravimetric-Seismic Crustal Model for Antarctica // *Surveys in Geophysics.* 2018. V. 39. P. 23–56.
12. *Baranov A., Morelli A., Chuvaev A.* ANTASed – An Updated Sediment Model for Antarctica // *Front. Earth Sci.* 2021. 9:722699. DOI: 10.3389/feart.2021.722699
13. *Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М.* Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // *Доклады Академии наук. Науки о Земле.* 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
14. *Sheraton J. W.* Geochemistry of mafic igneous rocks of the northern Prince Charles Mountains, Antarctica // *Journal of the Geological Society of Australia.* 1983. V. 30. P. 295–304.

15. *Andronikov A. V., Foley S. F., Beliatky B. V.* Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics of the East Antarctic Manning Massif alkaline trachybasalts and the development of the mantle beneath the Lambert-Amery rift // *Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 63. P. 243–261.
16. *Tingey R. J., McDougall I., Gleadow J. W.* The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // *Journal of the Geological Society of Australia*. 1983. V. 30. P. 241–246.
17. *Суцевская Н. М., Мигдисова Н. А., Антонов А. В., Крымский Р. Ш., Беляцкий Б. В., Кузьмин Д. В., Бычкова Я. В.* Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) — результат влияния мантийного плюма Кергелен // *Геохимия*. 2014. № 12. С. 1–21.
18. *Левитан М. А., Лейченко Г. Л.* История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. № 2. С. 115–136.
19. *Tenzer R., Chen W., Baranov A.* Gravity Maps of Antarctic Lithospheric Structure from Remote-Sensing and Seismic data // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. P. 2181–2203.
20. *Nikishin A. M., Ziegler P. A., Abbott D., Brunet M. F., Cloetingh S.* Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 3–39.
21. *Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610.
22. *Добрецов Н. Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.
23. *Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Козловский А. М., Курдюшова Е. А.* Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 60–77.
24. *Трифонов В. Г.* Коллизия и горообразование // *Геотектоника*. 2016. № 1. С. 3–24.
25. *Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимирова И. С., Алексеев Д. А.* Сильнейшие землетрясения и деформационные волны как возможные триггеры потепления климата в Арктике и разрушения ледников в Антарктике // *Вестник РАН*. 2023. Т. 93. № 6. С. 526–538.

THE DEEPEST DEPRESSIONS ON LAND IN ANTARCTIA AS A RESULT OF CENOSOIC RIFTOGENESIS ACTIVATION

A. A. Baranov^{a, #}, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky^b

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

^b*P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

New subglacial BEDMACHINE model shows the presence of a large number of narrow and deep bedrock depressions in various regions of Antarctica with depths up to 3500 m below sea level (Denman Depression). Nothing similar is observed for other continents — on land, depressions usually do not exceed several hundred meters in depth, and the deepest continental rift depressions filled with water, such as Baikal or Tanganyika, also have a significantly shallower depth. Since sedimentation under the ice sheet is practically impossible, the authors suggest that the formation of these deep subglacial uncompensated troughs is associated with the activation of rifting already after the glaciation of Antarctica. At the same time, when the rift structure approaches the coast of the continent, its subglacial relief sharply flattens out, which indicates sedimentation in the transitional area during periods of ice melting and subsequent marine regressions-transgressions. Negative gravity anomalies in the free air of the order of –100 mGal for many subglacial depressions testify in favor of their rift nature. Rifting involves an increased heat flow, which can lead to melting of the glacier base and promote their accelerated sliding from the bedrock into the ocean. This explains the confinement of the most rapidly moving glaciers in Antarctica to the areas of rift depressions. Accelerated flow of glaciers into the ocean creates a potential threat of rising sea levels. The geodynamic mechanism responsible for the Cenozoic activation of the Antarctic rift zones is associated with the action of local upper mantle plumes under Antarctica. The existence of a subglacial volcanic province in the area of the Gaussberg volcano in East Antarctica is assumed.

Keywords: Antarctica, BEDMACHINE, Cenozoic rifting, Gaussberg Volcano, Denman Depression, sea level rise

УДК 551.24.02

ТЕКТНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА НА ПОСТКОЛЛИЗИОННОМ (ПРЕДПЛЮМОВОМ) ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ КАРСКОГО ОРОГЕНА (СЕВЕРНЫЙ ТАЙМЫР, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АРКТИКА)

© 2024 г. Академик РАН В. А. Верниковский^{1,2}, А. Н. Семенов³, О. П. Полянский³,
А. В. Бабичев³, А. Е. Верниковская^{1,2}, Н. Ю. Матушкин^{1,2,*}

Поступило 03.10.2023 г.

После доработки 04.10.2023 г.

Принято к публикации 04.10.2023 г.

Рассматривается тектонотермальная модель и эволюция магматизма на позднепалеозойском постколлизийном (предплюмовом) этапе развития Карского орогена на Северном Таймыре в Центральной Арктике. Модель базируется на новых и опубликованных структурных, петрологических, геохимических и геохронологических данных, а также термофизических параметрах, полученных для Карского орогена, вмещающего огромный объем синколлизийных и постколлизийных гранитов, образованных в результате коллизии Карского микроконтинента и Сибирского кратона. На основе геологических, геохимических и U–Th–Pb-изотопных данных среди гранитов были выделены синколлизийные и постколлизийные, образованные соответственно 315–282 и 264–248 млн л. н. Ранее была разработана и опубликована тектонотермальная модель для синколлизийного этапа формирования Карского орогена (315–282 млн л. н.), в течение которого произошло образование анатектических гранитов. В статье главное внимание уделено эволюции постколлизийного магматизма в орогене на рубеже перми и триаса. Наличие многочисленных тел аллохтонных гранитоидов в Карском орогене с возрастом 265–248 млн лет, предшествующем событию массового излияния Сибирских траппов (~250 млн лет), ставит задачу реконструкции термального состояния и механизмов плавления коры на “предплюмовом” этапе. Наряду с использованием геохимических и изотопных данных, отражающих магматические источники гранитоидов, для решения поставленной задачи используется численное моделирование термо-тектонотермальной эволюции коры Карского орогена.

Ключевые слова: Арктика, Карский ороген, Северный Таймыр, Сибирский кратон, коллизия, плюм, граниты, термальная модель

DOI: 10.31857/S2686739724010077

Таймыро-Североземельская складчатопокровная область представляет собой одну из ключевых структур Арктики в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. В ее формировании четко выделяются три главных этапа: 1) аккреция мезо-неопротерозойского Центрально-Таймырского пояса к Сибирскому

кратону в эдиакарское время; 2) коллизия Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом в карбоне–раннем триасе – собственно формирование Карского орогена; 3) излияние траппов и внедрение интрузивов (долеритов, габброидов, монзонитов и сиенитов), связанных с Сибирским плюмом в триасе (обзор литературы в [1]).

Коллизия и формирование Карского орогена привели к образованию значительных объемов метаморфических пород, измененных в условиях регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных давлений и гранитов разных геохимических типов в интервале от 315 до 248 млн лет назад (обзор литературы в [2]). Позднекаменноугольные и раннепермские (автохтонные) интрузии были отнесены к синколлизийным,

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

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

а позднепермские (аллохтонные) к постколлизии-онным гранитам.

Ранее тектонотермальная модель была разработана авторами только для синколлизиионного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование анатектических гранитов с возрастом 315–282 млн лет [1]. В настоящей статье главное внимание уделено эволюции постколлизиионного магматизма в орогене на рубеже перми и триаса. Наличие многочисленных тел аллохтонных гранитоидов в Карском орогене с возрастом 265–248 млн лет, предшествующем событию массового излияния Сибирских траппов (~250 млн лет), ставит задачу реконструкции термального состояния и механизмов плавления коры на “предплюмовом” этапе.

Постколлизиионные граниты (264–248 млн лет) формируют небольшие штоки, интрузирующие метаморфические породы Центрального-Таймырского аккреционного пояса, неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Сибирского палеоконтинента, а также синколлизиионные граниты карбон-пермского возраста (рис. 1). Они представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами, субщелочными гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенитами и монцонитами от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых разностей щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Эти породы обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как K, Ba и Sr [2].

Примечательно, что одновременно с завершением постколлизиионного гранитоидного магматизма в пределах Карского орогена 252–248 млн лет назад проявилась главная фаза траппового магматизма Сибирского плюма – 251–249 млн лет назад [3]. Главной фазе Сибирского плюма соответствует возраст долеритов и базальтов Тунгусской синеклизы и дифференцированных интрузивов трапповой формации на Таймыре [4, 5]. Они так же, как и самостоятельные интрузивы сиенитов и монцонитов, прорывающие трапповые базальты и коллизиионные граниты, образовались в хорошо прогретой коллизиионными процессами литосфере Карского орогена в раннем и среднем триасе [6]. Монцониты, кварцевые монцониты и сиениты, формирование которых связано с Сибирским плюмом, характеризуются смешанным корово-мантийным источником, являются металюминиевыми породами щелочно-известковой и щелочной серий, с более высокими концентрациями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, таких как Ba, K, Sr, La, Ce, Nd, P,

Sm, Tb и Yb по сравнению с таковыми для постколлизиионных пород.

Анализ картографических материалов показывает, что мафитовые интрузии и покровы основной фазы Сибирской крупной магматической провинции сконцентрированы южнее Пясино-Фаддеевского шва и деформированы в соответствии с механизмом продольного сжатия с СЗ на ЮВ (рис. 2 в [2]). Поздние проявления этого плюмового события представлены дайками мафитового и фельзитового состава, локализованными севернее Пясино-Фаддеевского шва и малыми сиенитовыми штоками, приуроченными к самым шовным зонам. Такая закономерность указывает на то, что проградация деформаций Карского орогена продолжалась на юго-восток вплоть до среднего триаса включительно. При этом в тыловой части орогена развивалась обстановка растяжения, обусловленная в том числе вращением и сдвиговой компонентой деформаций.

Наряду с использованием геохимических и изотопных данных, отражающих магматические источники гранитоидов, для решения поставленной задачи эффективным подходом является численное моделирование термотектономагматической эволюции коры Карского орогена.

Моделирование проводилось для пермско-триасового постколлизиионного этапа длительностью около 20 млн лет (265–248 млн лет). Известно, что предшествующая стадия коллизии привела к утолщению коры за счет надвигания и тектонического скупивания окраин Карского микроконтинента и Сибирского кратона [1]. Толщина современной литосферы в области сочленения Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона определена сейсмологическими методами [7]. По этим данным отчетливо различаются литосферные блоки Карского микроконтинента толщиной до 190–200 км и северной части Сибирского кратона толщиной до 200–210 км. Промежуточная область между ними в районе Южного Таймыра и наложенного рифтогенного Енисей-Хатангского прогиба характеризуется явным утонением литосферы до 160–180 км.

Рассматривается область земной коры и литосферы в зоне сочленения Карского микроконтинента и Сибирского кратона (рис. 1). Размер области в поперечном к границе плит направлении задан 700 км, переменной глубины 160–200 км. По результатам сейсмических исследований установлено, что современная земная

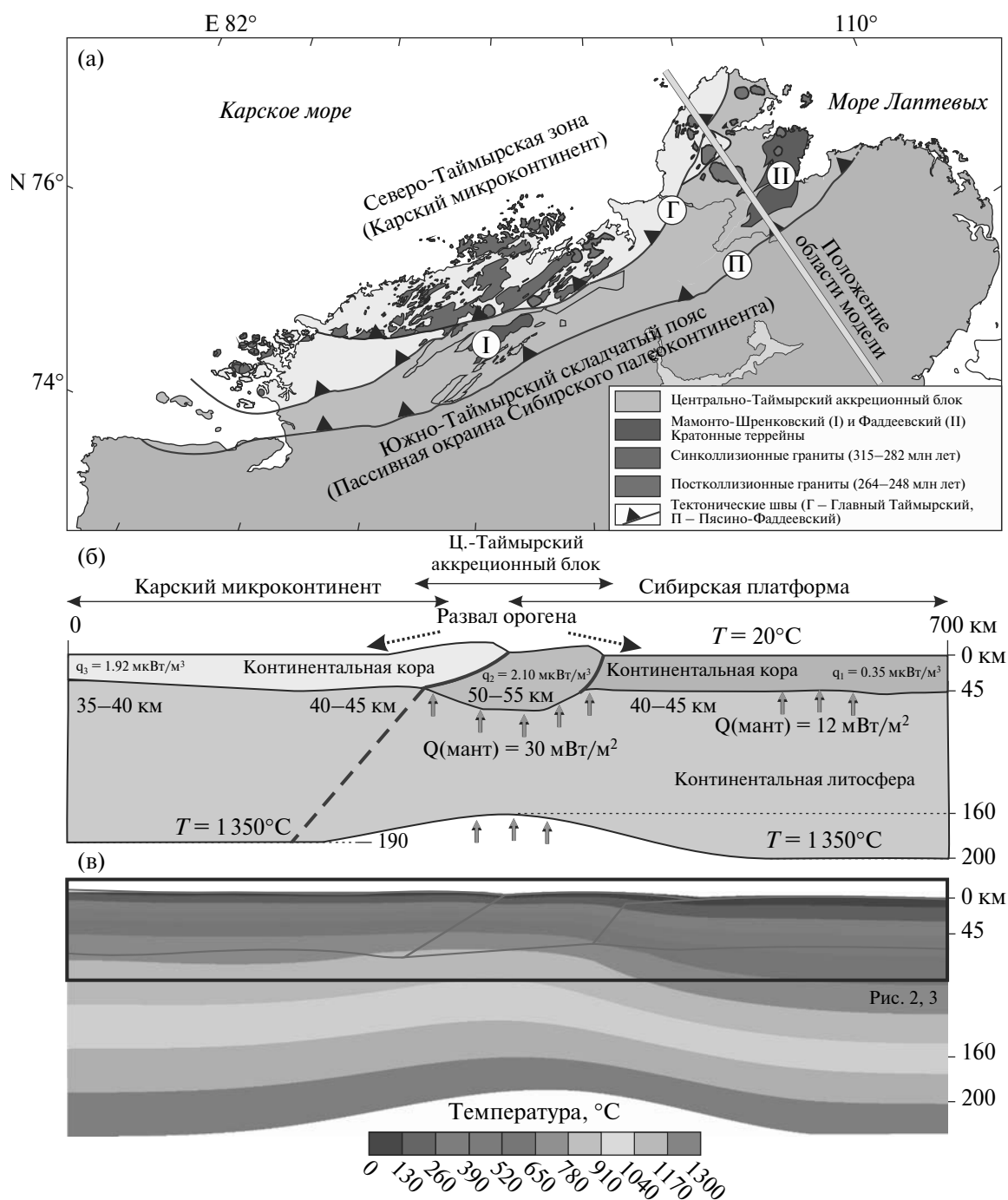


Рис. 1. Геологические и физические вводные параметры модели: упрощенное геологическое строение Карского орогена с положением и возрастом массивов гранитоидов (а); 2-мерная схема строения области моделирования вдоль желтой линии на (а), геометрия блоков (размеры – вне масштаба) и температурные граничные условия (б), температурное поле на момент окончания коллизии, принятое за начальное для рассматриваемой задачи (в). $Q(\text{манти})$ – мантийный тепловой поток, q – тепловыделение за счет радиоактивных источников в коре. Красные линии – границы блоков в модели.

кора в пределах Карского микроконтинента утолщается от 35–40 на шельфе до 40–45 км на северной окраине Таймыра, составляет 45–50 км под Центрально-Таймырским аккреционным блоком и вновь утоняется до 40–45 км под северной окраиной Сибирского кратона [8]. Существенное утонение коры под Енисей-Хатангским прогибом до 35–36 км не учитывается в модели, т.к. он является наложенной структурой на передовой прогиб Карского орогена, и его формирование происходило позднее моделируемых коллизионных событий [9].

Приведенные выше данные о строении современной земной коры и литосферы используются как обоснование разделения на блоки, принадлежащие различным тектоническим структурам во время Карской орогении. Кора на начальный момент постколлизионного этапа (270–265 млн лет) задавалась утолщенной до 50 км для Карского микроконтинента, 55 км для Центрально-Таймырского блока и около 40 км для Сибирского кратона [1]. Такая геометрия следует из геологических и геофизических данных о строении региональных швов и предполагает надвигание окраинно-континентальных комплексов Карского микроконтинента на Центрально-Таймырский блок и на окраину Сибирского кратона (обзор литературы в [9]). Надвигание терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского пояса на окраинные структуры Сибирского кратона в модели рассматривается без учета последующей эрозии.

Современный мантийный тепловой поток под Сибирской платформой составляет 12 мВт/м^2 в соответствии с данными [10], что ниже среднего мантийного потока в стабильных континентальных областях (25 мВт/м^2). Можно предполагать существование восходящих мантийных течений под окраину кратона и под утоненную литосферу согласно моделям [11]. Вследствие этого в области сочленения Карской и Сибирской плит мантийный поток принят повышенным. По представлениям Ф. Веа [12] субкоровый поток, вызывающий плавление в нижней части утолщенной коры, может достигать 40 мВт/м^2 или выше. В нашей модели под корой Центрально-Таймырского блока принят мантийный тепловой поток 30 мВт/м^2 с учетом данных о резком скачке поверхностного теплового потока до 80 мВт/м^2 в поздней перми на окраине Сибирской платформы по данным [13]. Повышенный тепловой поток начинал действовать с момента 275 млн лет назад и линейно набирал

свою мощность за 10 млн лет, так что в момент 265 млн лет назад он был равен 30 мВт/м^2 .

МЕТОД И ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Решение задачи проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, основные уравнения и описание численного метода изложены в [14, 15]. На рис. 1 приведена геометрия модели, использованная в данной работе, с граничными температурными условиями. Физические свойства для земной коры Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского блоков задавались одинаковыми: плотность от 2300 до 2800 кг/м^3 для ликвидуса и солидуса соответственно, температура солидуса 750°C , ликвидуса 950°C , теплоемкость 1250 Дж/К , теплопроводность 2.5 Вт/(м К) , скрытая теплота плавления 380 кДж/кг . Реологические свойства вещества земной коры с параметрами влажного гранита определяются законом ползучести (крипа) в виде нелинейной зависимости эффективной вязкости от температуры и скорости деформации согласно [16]. Для мантии задавалась плотность 3000 кг/м^3 , теплоемкость 1250 Дж/К , теплопроводность 3.5 Вт/(м К) и постоянная вязкость $10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$. Под Центрально-Таймырским блоком задан повышенный тепловой поток 30 мВт/м^2 в связи с подъемом астеносферы до уровня 160 км под распадающимся орогеном и ввиду теплового воздействия предполагаемого плюма. Граничные температурные условия соответствуют фиксированной температуре 1350°C в основании литосферы, 20°C на поверхности и теплоизолированным боковым границам. В земной коре учитываются радиационные источники тепла $q_3 = 1.92$, $q_2 = 2.10$ и $q_1 = 0.35 \text{ мкВт/м}^3$ в коре Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона, соответственно, мощность которых экспоненциально снижается с глубиной [12].

Выбор температурных оценок условий формирования исследуемых гранитов А-типа опирается на цирконовую термометрию по классификации [17], согласно которой они относятся к высокотемпературному типу ($T_{Zr} > 800^\circ\text{C}$). Используемые в модели параметры плавления соответствуют условиям образования субщелочных, щелочно-известковых гранитов А-типа, образование которых происходило в постколлизионной обстановке. Формированию таких высокотемпературных гранитов способствовали, как привнос дополнительного тепла, имеющего мантийную природу, так и вклад в их магматический источник мантийного компонента. Расчеты

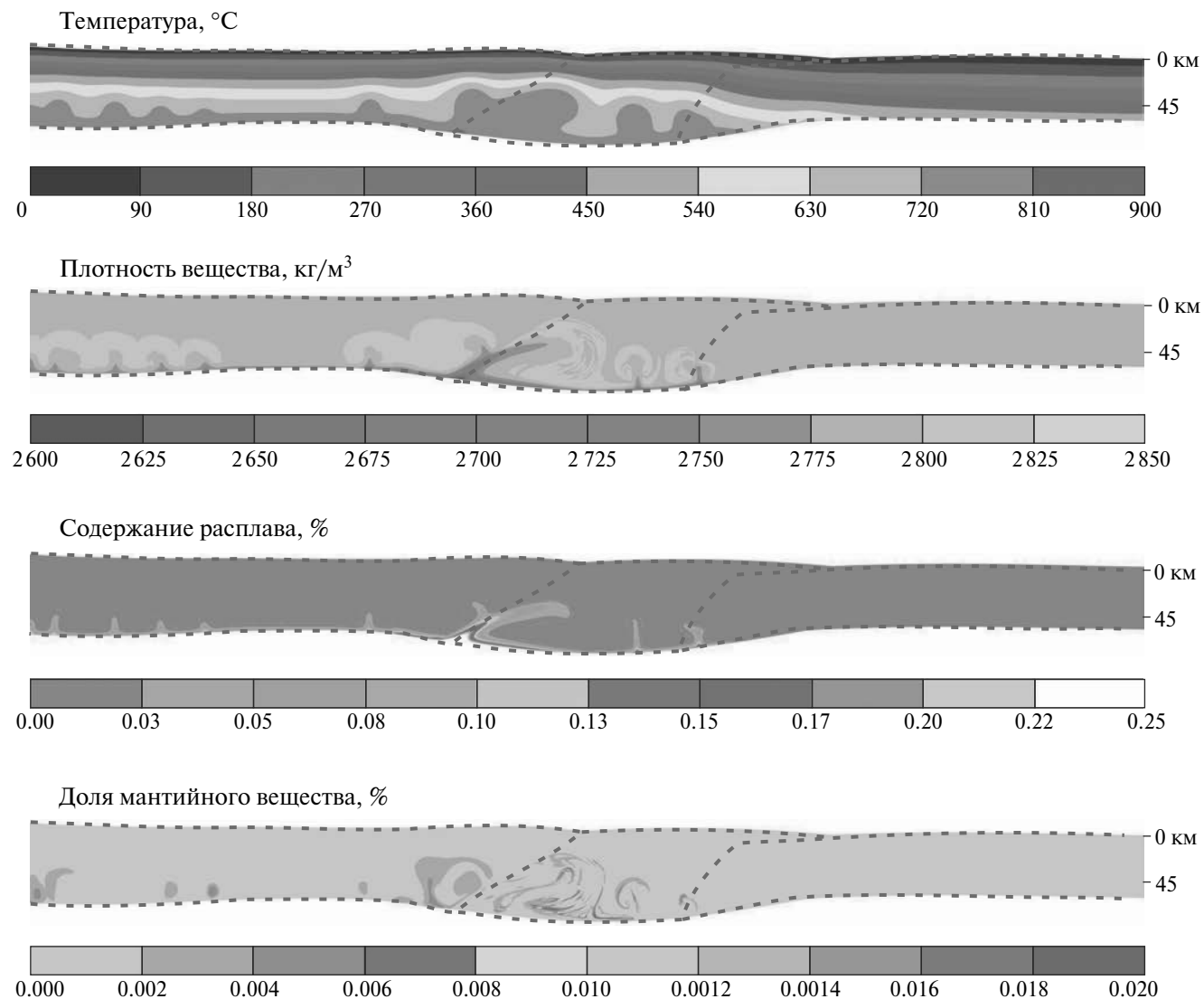


Рис. 2. Результаты расчета на момент времени действия повышенного теплового потока через 1.2 млн лет (возраст ~264 млн лет), показывающие распределение температуры, плотности вещества (2600 соответствует 25% расплава, 2800 – плотность твердой коры), доли расплава в магме, доли мантийной компоненты.

доказывают возможность вклада мантийного компонента и одновременно согласуются с имеющимися представлениями о преимущественно континентальном коровом источнике этих пород, как было показано ранее [2].

Результаты моделирования приведены в виде эволюционных картин, которые показывают распределение температуры, доли расплава в магме (степени плавления коры), плотности (зависящей от степени плавления), объемное содержание в магме мантийного вещества (рис. 2, 3). Для визуализации движения магмы в коре удобно использовать распределение доли

расплава (в относительных единицах от 0 до 0.25 (полный расплав не достигается в расчетах).

За начальный момент (модельное время $t = 0$) в расчетах принят возраст 265 млн лет, т.е. момент завершения коллизионной стадии и предшествующий появлению постколлизионных гранитов. Во всех моделях плавление наступает в наиболее погруженном и нагретом слое коры. Практически одновременно с началом действия повышенного теплового потока расплавы, сформированные в низах коры в процессе утолщения на коллизионном этапе (315–265 млн лет назад), становятся мобильными за счет повторного плавления. Процесс

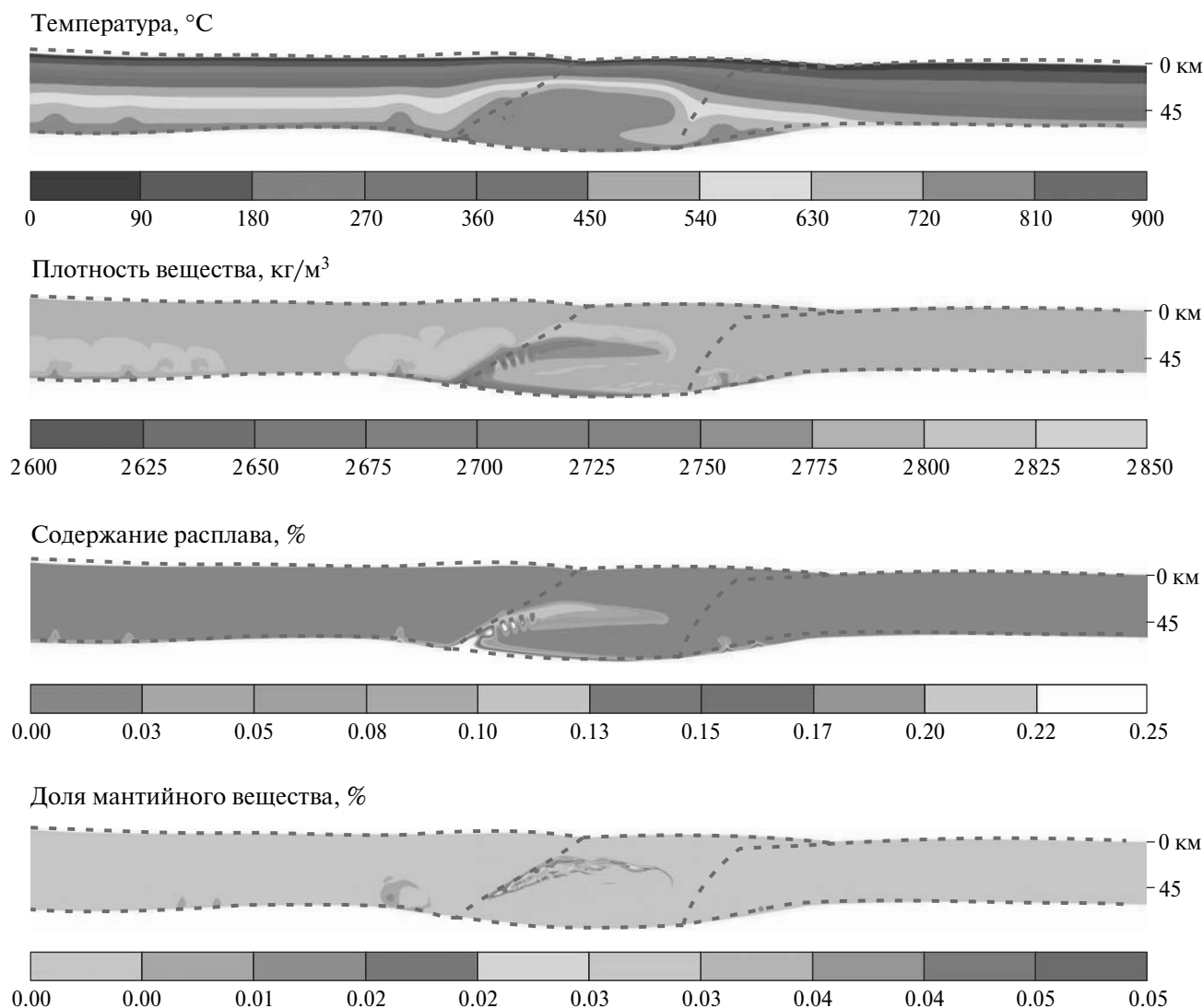


Рис. 3. Результаты расчета на момент времени действия повышенного теплового потока через 11 млн лет (возраст ~252 млн лет), показывающие распределение температуры, плотности вещества, доли расплава в магме, доли мантийной компоненты (с измененной шкалой).

подъема магматического материала начинается при достижении доли расплава примерно 6–7%. Эти значения степени плавления гранитного вещества соответствуют реологическому порогу (объемная доля расплава 6–8% согласно [18]), при превышении которого резко снижается прочность частично расплавленного материала и расплав способен к сегрегации.

Как следует из моделирования, образуется несколько самостоятельных диапироподобных тел всплывающей магмы. Средняя степень плавления в земной коре 25% при максимальных значениях 30–40%. Магматические массивы формируются в средней части коры Центрально-Таймырского

блока, что по большей части соответствует их действительному геологическому положению. Вертикальный подъем магм от подошвы коры до глубины остановки и кристаллизации составляет 30–35 км (рис. 2). Вертикальная скорость всплывания достигает величин 10^{-9} м/с = 3 см/год в момент начала подъема вещества и замедляется по мере подъема магмы.

Далее при подъеме магма охлаждается и частично кристаллизуется, а в основании коры плавление продолжается в силу непрерывного действия повышенного мантийного потока и формируются новые порции расплава. Последующие магматические интрузии

контролируются положением Главного Таймырского шва. Магма поднимается вдоль плоскости разлома в лежащем блоке, образуя наклонный канал от основания коры до уровня глубины около 15 км (рис. 3). Степень плавления, т.е. доля расплава в магме значительно снижается и составляет 10–20%. Ранее сформированные очаги магмогенерации на удалении от шва остывают и в дальнейшем не появляются.

Модели показывают, что в процессе корового плавления на границе раздела кора–мантия осуществляется ограниченный обмен веществом. Ввиду механического и/или химического миксинга мантийные порции смешиваются с коровыми расплавами и захватываются подъемными потоками. Наблюдаемый в моделях эффект миксинга согласуется с представлениями о границе “кора–мантия”, как о некоторой проницаемой для вещества переходной зоне сложного состава [19]. Объемная доля мантийной компоненты, захваченная нижнекоровыми расплавами, составляет в среднем 2–3 об. %, а максимальное содержание не превышает 5 об. % (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы полагаем, что Сибирский суперплюм на начальной стадии воздействовал на литосферу как термальный, с избыточной температурой около 250 °С относительно окружающей мантии, а его апикальная часть находилась в области сочленения края Сибирской и Карской плит согласно [11]. Такой температурный градиент вызвал повышенный тепловой поток над плюмом, разогревший и размягчивший зону контакта плит. Под действием теплового потока в “предплюмовый” период развития Карского орогена температура в основании земной коры увеличивается примерно на 100 °С, что вызывает повторное плавление в глубинных участках коры и формирование постколлизийных высокотемпературных гранитоидных расплавов.

В результате плавления формируются интрузии в форме мелких диапиров, которые достигают уровня 15 км и глубже (4 кбар, т.е. уровня эпидот-амфиболитовой/амфиболитовой фации) и имеют ширину от нескольких км до 20 км. Постколлизийное магматическое событие отражает процесс развала орогена, поэтому размещение субщелочных гранитоидных интрузий контролируется положением основных проницаемых структур – разломов, надвигов и швов, в частности Главного Таймырского (граница Карского микроконтинента), что подтверждается проведенным моделированием. Наличие мантийных геохимических меток

в составе субщелочных, известково-щелочных гранитоидов, по-видимому, объясняется контаминацией последних мантийным материалом на границе раздела частично подплавленной коры и верхних горизонтов мантии при содержании около 2–3 об. % и конвективным переносом на среднекоровые уровни.

Однако в представленном варианте расчеты не позволяют смоделировать подъем постколлизийных интрузий до верхнекоровых глубин, хотя некоторые из крупнейших массивов (напр. Лодочниковский в южной части полуострова Челюскин) прорывают неметаморфизованные кембрийско-силурийские толщи [9, 2]. Предположительно подъем магм до уровня неметаморфизованных осадков верхних частей коры происходил после развала орогена и был обусловлен появлением высокотемпературных магматических источников уже на плюмовом этапе. Модель сложной эволюции магматической камеры в результате смены различных источников тепла была предложена для формирования одного из лейкогранитных массивов Енисейского кряжа при тектонической трансформации от постколлизийной обстановки к активной окраине – его становление происходило в интервале 17 млн лет [20]. Так, для Лодочниковского массива на Таймыре, прорывающего кембрийско-силурийские толщи, также существуют оценки U–Pb-возраста по цирконам (257, 256 и 248 млн лет) [2], которые вполне могут отражать его многоэтапное внедрение.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты 19-17-00091-П; 22-27-00178).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для поздне-палеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.
2. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic – Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. V. 10(6). 571. <http://dx.doi.org/10.3390/min10060571>
3. Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic Bound-

- ary // *Science*. 1991. V. 253(5016). P. 176–179. <https://doi.org/10.1126/science.253.5016.176>
4. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Романов А.П. Изотопно-геохимические характеристики рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов западного Таймыра (Россия) // *ДАН*. 2014. Т. 458. № 3. С. 327–329.
 5. Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. 18723. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2>
 6. Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*. 2003. V. 66(1–2). P. 23–36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5)
 7. Priestley K., McKenzie D. The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 381. P. 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.022>
 8. Кашубин С.Н., Петров О.В., Шокальский С.П., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А. Глубинное строение земной коры северо-восточной Евразии и ее континентальных окраин // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12(2). С. 199–224. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0521>
 9. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области / *Труды ОИГГМ*; Вып. 831. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
 10. Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. Ред. Э.Э. Фотиади. *Труды ИГиГ СО АН СССР*; Вып. 681. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
 11. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivoluts-kaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. V. 477. P. 312–316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>
 12. Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // *Lithos*. 2012. V. 153. P. 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>
 13. Ларичев А.И., Бостриков О.И., Хабаров А.Н. Условия нефтегазообразования, формирования и разрушения скоплений УВ и прогноз нефтегазоносности в пермских отложениях Восточно-Таймырского лицензионного участка (Анабаро-Хатангская НГО). // *Геология и геофизика*. 2023 (в печати).
 14. Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 11. С. 1664–1683.
 15. Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // *Геотектоника*. 2021. № 1. С. 3–22.
 16. Ranalli G. *Rheology of the Earth*. London: Chapman & Hall, 1995. 413 p.
 17. Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*. 2003. V. 31(31). P. 529–532. [https://doi.org/10.1130/00917613\(2003\)031%3C0529:НАСГИО%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(2003)031%3C0529:НАСГИО%3E2.0.CO;2)
 18. Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorphic Geol.* 2005. V. 23(1). P. 19–28. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x>
 19. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P. 535–546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.031>
 20. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа – индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64. № 6. С. 783–807.

TECTONOTHERMAL MODEL AND MAGMATISM EVOLUTION OF THE POSTCOLLISIONAL (PRE-PLUME) DEVELOPMENT STAGE OF THE KARA OROGEN (NORTHERN TAIMYR, CENTRAL ARCTIC)

Academician of the RAS V. A. Vernikovsky^{a, b}, A. N. Semenov^c, O. P. Polyansky^c,
A. V. Babichev^c, A. E. Vernikovskaya^{a, b}, N. Yu. Matushkin^{a, b, #}

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

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

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

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

We consider a tectonothermal model and the evolution of magmatism during the late Paleozoic postcollisional (pre-plume) development stage of the Kara orogen in northern Taimyr, Central Arctic. The model is based on new and published structural, petrologic, geochemical and geochronological data, as well as thermophysical parameters obtained for the Kara orogen that includes great amounts of syncollisional and postcollisional granites formed due to the collision of the Kara microcontinent and the Siberian craton. Based on geological, geochemical and U–Th–Pb isotope data, the granites have been differentiated into syncollisional and postcollisional intrusions formed 315–282 Ma and 264–248 Ma respectively. Our previously published tectonothermal model [1] concerned the syncollisional formation stage of the Kara orogen at 315–282 Ma, during which the emplacement of anatectic granites took place. In this new study, we focus on the evolution of postcollisional magmatism in the orogen at the Permian–Triassic boundary. The existence of multiple bodies of allochthonous granitoids aged 265–248 Ma in the Kara orogen that predate the extensive eruption of the Siberian traps (~250 Ma) motivates us to reconstruct the thermal state and melting mechanisms of the crust on the “pre-plume” stage. To solve this problem, numerical modeling of the thermal, tectonic and magmatic evolution of the Kara orogen’s crust is used alongside geochemical and isotope data reflecting the magmatic sources of the granitoids.

Keywords: Arctic, Kara orogen, northern Taimyr, Siberian craton, collision, mantle plume, granite, thermal model

УДК 553.08:669.21/.23 (571.121)

ВАСИЛИНОВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ – НОВЫЙ МЕДНО-ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫЙ ОБЪЕКТ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (РОССИЯ, ЯМАЛО-НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

© 2024 г. Р. И. Шайбеков^{1,*}, И. А. Губарев², Е. М. Тропников¹

Представлено академиком РАН А. М. Асхабовым 20.07.2023 г.

Поступило 20.07.2023 г.

После доработки 16.08.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Приведены данные о составе пород и минералах благородных металлов на новом в пределах Полярного Урала медно-золото-платиноидном проявлении Василюновское, локализованном в метагаббро и метапироксенитах кэршорского комплекса позднего ордовика. Показано, что породы, содержащие продуктивную золото-платиноидную минерализацию, приурочены к зонам гидротермальных изменений и представлены преимущественно апогаббровыми и апопироксенитовыми пропилитами. Температура образования пропилитов, полученная по пирит-пирротиновому и хлоритовому геотермометрам, соответствует альбит-кальцит-хлоритовой и эпидот-хлоритовой фациям и варьирует в пределах 200–310 °С. Основная рудная масса сложена пиритом, халькопиритом и магнетитом. В подчиненных количествах отмечаются пирротин, сфалерит, кобальтин, цинковый гринокит, галенит, ильменит, титанит, рутил, киноварь, самородное олово, молибденит, колорадоит, гипергенные – борнит, ковеллин, минералы ряда халькозин-спинокопит, малахит, азурит, гидроксиды железа. Благороднометалльная минерализация представлена ртутьсодержащим золотом (в т.ч. ртутистым электрумом, ртутистым кюстелитом), сульфидами и теллуридами золота и серебра (сильванитом (AuAgTe_4), петцитом (Ag_3AuTe_2), акантитом (Ag_2S), гесситом (Ag_2Te), теагамитом (Pd_3HgTe_3), минералами изоморфного ряда меренскиит-мончеит (PdTe_2 -Pt, Pd)(Te, Bi)₂), стибнопалладинитом (Pd_5Sb_2), когусьскитом (PdTe), сперрилитом (PtAs_2), сопчеитом ($\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$), сростками платиноидов и неизвестным минералом с идеализированной формулой Pd(Sb, Te), возможно, являющимся богатой теллуром разновидностью садбериита (PdSb). Минералогическими методами установлено, что освобождение частиц минералов благородных металлов происходит после дробления пробы до размерности –0.25 мм, первыми выделяются относительно крупные <0.15 мм зерна золота, далее при дроблении сульфидов происходит выделение более мелких чешуек золота и зерен минералов платиновой группы. Показано, что рудопроявление Василюновское является перспективным в отношении золота и платиноидов.

Ключевые слова: Полярный Урал, Василюновское рудопроявление, габбро, пироксениты, пропилиты, золото, платиноиды

DOI: 10.31857/S2686739724010081

Василюновское медно-золото-платиноидное рудопроявление в настоящее время выделяется в пределах Амфиболитового месторождения строительного камня и расположено на восточном склоне Полярного Урала в верховьях левого притока реки

Собь ручья Гердызшор. Проявление выявлено и выделено В.Д. Мокрием в 2004 г. в рамках работ по доизучению пород Амфиболитового месторождения для производства базальтового волокна. Им же были отмечены геохимические аномалии меди и кобальта, которые на 1–2 порядка превышали фоновые значения, и их связь с зонами тектонических нарушений. Позднее, в 2006 г., в пределах месторождения были установлены участки сульфидной минерализации, связанные, прежде всего, с гидротермальными изменениями (метасоматитами), после опробования и анализа которых были установлены повышенные содержания золота,

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

²Казанский (Приволжский) Федеральный Университет. Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань, Россия

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

серебра, палладия и платины. Последующие исследования в период 2006–2022, проводимые при участии ОАО “Ямалзолото”, ООО “Недра”, ФГУП ИГЕМ РАН подтвердили повышенные содержания элементов благородных металлов в сульфидных рудах. Первые опубликованные сведения о характере гидротермальных изменений и рудной минерализации в породах Амфиболитового месторождения были отражены в [6].

Рассматриваемое рудопроявление располагается в пределах Полярного Урала, где выделяется большое количество рудопроявлений и месторождений золота и платиноидов, таких как Новогоднее-Монто, Петропавловское, Озерное и др. (например, [2, 7, 9]). Несмотря на это, рудопроявление Василюновское имеет явные отличия по геологическому строению, характеру локализации рудной минерализации и ее разнообразию, что делает его интересным как в научном, так и практическом значении.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

В структурном отношении район Амфиболитового месторождения приурочен к северо-западному крылу Войкарского мегантиклинария (Войкарской структурно-формационной зоны), являющегося структурой второго порядка по отношению к Тагилу-Магнитогорскому прогибу. В геологическом строении территории участвуют четыре магматических комплекса: райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый (O_2rv), кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (O_3k), собский габбро-тоналитовый ($D_{1-2}s$) и конгорский монцогаббро-граносиенитовый гипабисальный ($D_{2-3}kn$). В пределах района широко проявлены разрывные нарушения, представленные сериями осложненных разломов.

Амфиболитовое месторождение, в пределах которого находится Василюновское проявление, преимущественно связано с породами кэршорского комплекса и сложено габбро (в т.ч. амфиболитизированным), габбро-амфиболитами и пироксенитами (рис. 1). Контакт пироксенитов с габброидами тектонический. Породы характеризуются вторичными изменениями, в различной степени проявленными в пределах месторождения: для габброидов характерны эпидотизация, окварцевание, хлоритизация, для пироксенитов – уралитизация, но встречаются и почти неизменные разности [3–5].

Возраст кэршорского комплекса ранее считался раннедевонским [3]. В последующие годы для габбро кэршорского комплекса с использованием U–Pb-метода (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) были получены конкордатные значения возраста, равные 446.8 ± 4.3 , 446 ± 2 и 453 ± 7 млн лет, то есть соответствующие позднему ордовика [4]. Эти данные использованы в изданном в 2014 г. комплексе ГК-1000/3 листа Q-42 [5].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ОРУДЕНЕНИЕ ПОРОД

Василюновское медно-золото-платиноидное проявление представлено в основном метагаббро с прорывающими их маломощными жилами клинопироксенитов (рис. 2 а, б), шлирами и линзами габбро-пегматитов и пироксенит-пегматитов. По периферии и за его пределами отмечаются альбититы, ортопироксениты и амфиболиты. На рудопроявлении широко проявлены гидротермальные изменения первичных магматических пород, выраженные в пропилитизации, амфиболитизации, хлоритизации, серицитизации и пиритизации. В результате предварительного петрографического изучения шлифов (28 образцов) с использованием микроскопа “Nikon” Eclipse LV100ND, содержащих рудную минерализацию, сделано заключение, что породы представлены апогаббровыми и апопироксенитовыми пропилитами (рис. 2 в, г). Кроме того, минерализация связана с жильными образованиями карбонат-кварц-сульфидного и кварц-сульфидного состава, образованными по границам между пропилитами и исходными породами (рис. 2 д, е). Первые, в свою очередь, могут быть разделены еще на два подтипа: относительно высокотемпературную (кварц)-эпидот-амфибол-хлорит-(альбит)-пиритовую и низкотемпературную кварц-кальцит-хлорит-(альбит)-пиритовую. То есть мы имеем дело с продуктами регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, четко коррелирующей и связанной с наложенными тектоническими процессами, широко проявленными в районе исследований, и влиянием Главного Уральского разлома. На все породы наложено окварцевание, выражающееся в появлении маломощных кварцевых прожилков. Несмотря на такое двучленное деление, пропилиты рудопроявления характеризуются более широким разнообразием составов, связанным, видимо, с зональностью вторичных изменений. По характеру рудных выделений, минерализацию в гидротермально измененных породах и жильных

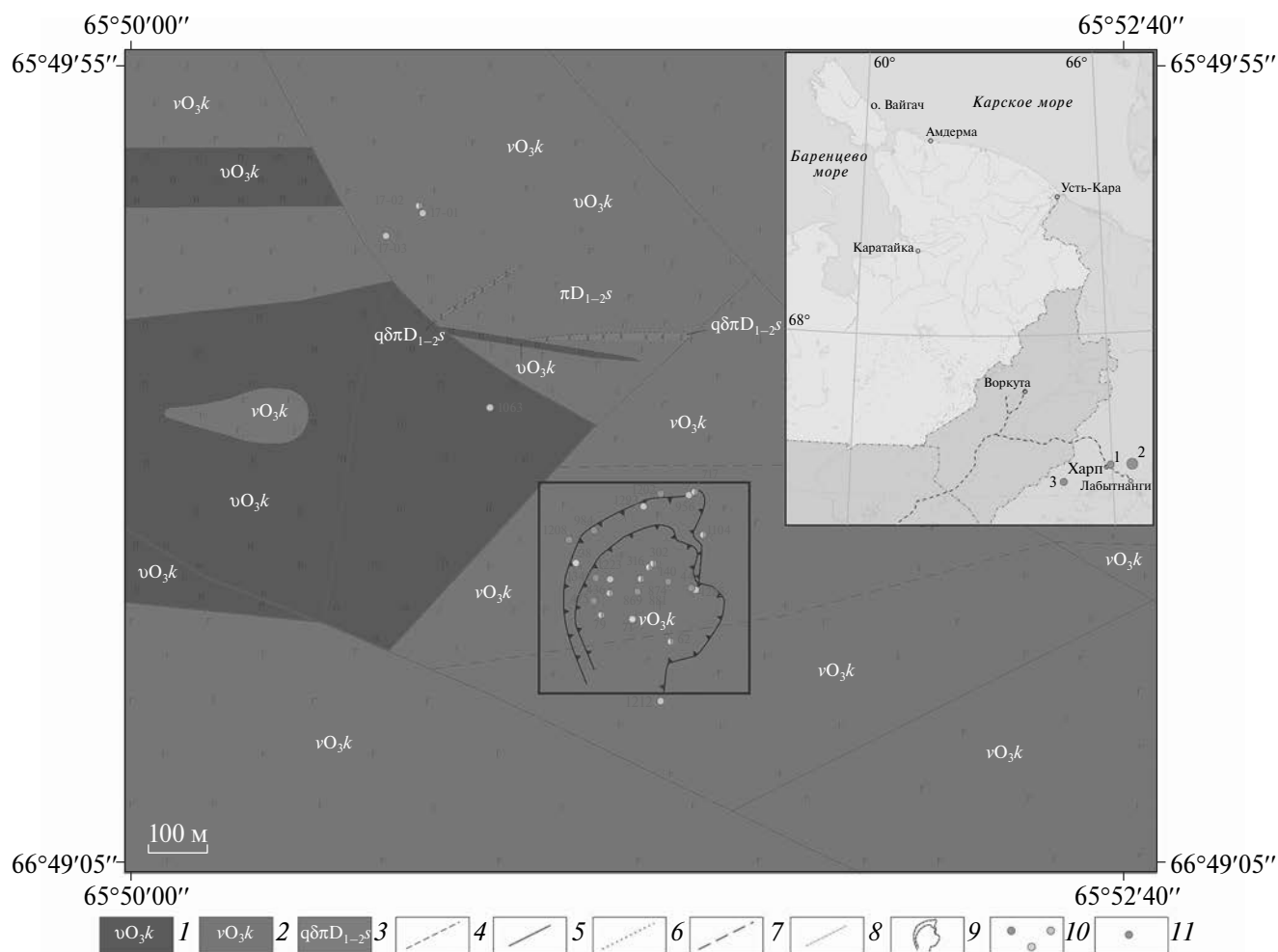


Рис. 1. Геологическая карта Василювского медно-золото-платиноидного проявления в контуре Амфиболитового месторождения строительного камня (составлена по материалам Мокрия В.Д. с использованием [4, 5]) с авторскими дополнениями и изменениями. Условные обозначения: 1–2 – кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый: 1 – клинопироксениты, 2 – габбро роговообманковое, габбро-амфиболиты, амфиболиты; 3 – собский комплекс габбро-тоналитовый: гипабиссальные дайки кварцевых диоритов; 4 – геологические границы; 5–8 – разрывные нарушения: 5 – по геолого-геофизическим данным, 6 – по геологическим данным, 7 – по геофизическим данным, 8 – зоны трещиноватости; 9 – карьер строительного камня; 10 – пробы и их номера (по Мокрий В.Д.): а / б – золото / платиноиды, в – минералы благородных металлов не обнаружены; 11 – к карте врезки: 1 – Василювское медно-золото-платиноидное проявление, 2 – месторождения золота Новогоднее-Монто и Петропавловское, 3 – медно-золото-палладиевое проявление Озерное.

образованиях можно разделить на несколько типов. Первый тип – шлирово-вкрапленная, инъекционно-вкрапленная и вкрапленная магнетит-сульфидная минерализация, тяготеющая к меланократовым областям апогаббровых и алопироксенитовых пропилитов. Второй тип – массивные (до 0.5 м) руды, шлирово-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная, вкрапленная минерализации. Данный тип связан как

с отдельными массивными кварцевыми, кварц-сульфидными, кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-эпидотовыми и эпидотовыми жилами, так и прожилками секущими пропилиты, метагаббро и клинопироксениты. Интересным является тот факт, что зачастую сульфидная минерализация практически отсутствует непосредственно в самом кварце. То есть она заполняет пространство между зернами и скоплениями зерен кварца или локализуется

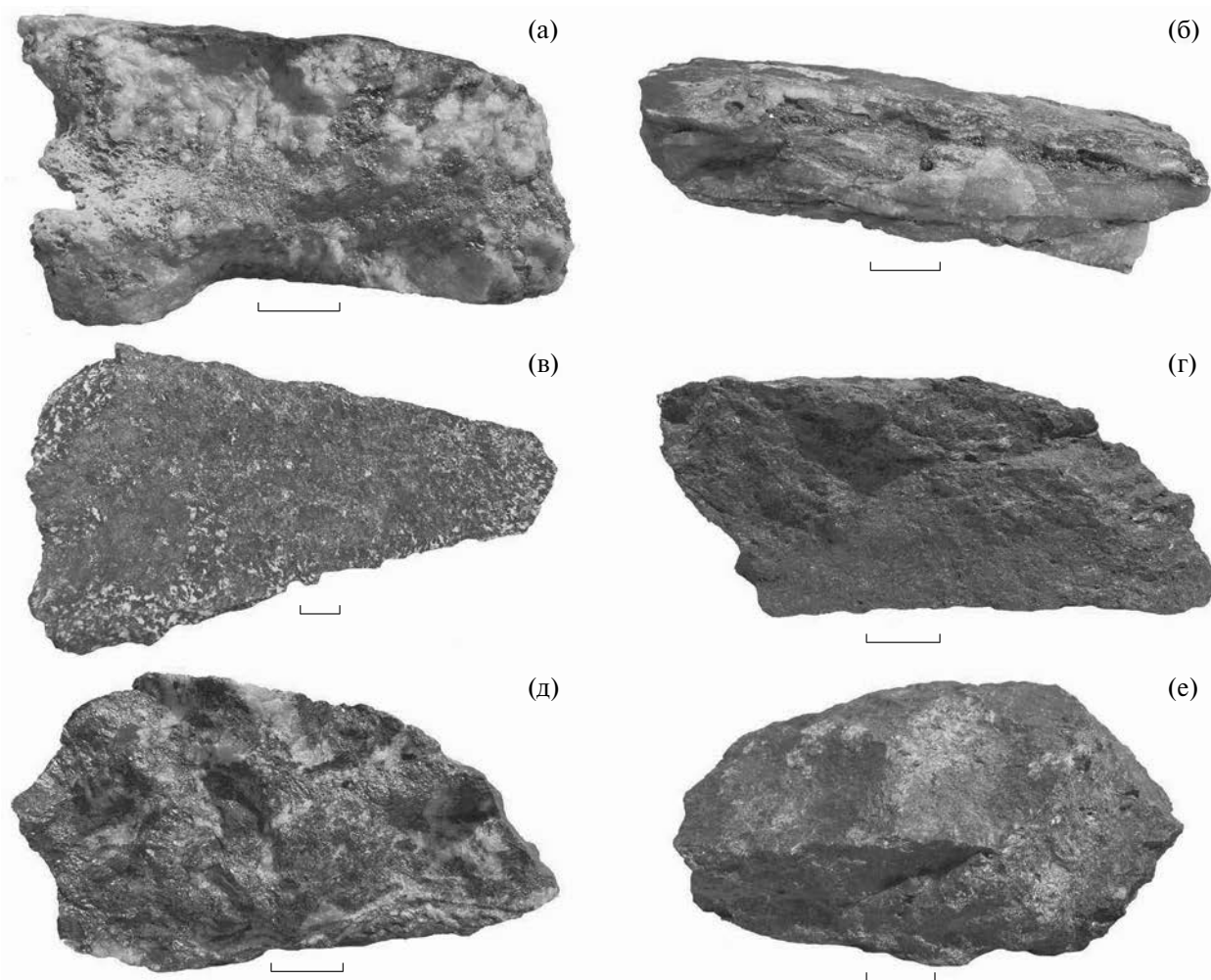


Рис. 2. Разновидности пород в пределах Василиновского рудопоявления: а – метагаббро; б – клинопироксенит; в – рудный апогаббровый пропилит; г – рудный апопироксенитовый пропилит; д – карбонат-кварц-сульфидная жила; е – эпидот-хлорит-кварц-сульфидная жила. Размер линейки 2 см.

в хлоритовых, эпидот-хлоритовых и эпидотовых частях жил и прожилков.

Электронно-микроскопические исследования аншлифов были проведены в ЦКП “Геонаука” на сканирующем электронном микроскопе “Tescan” Vega3 LMN (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Изображения получены в режиме обратно рассеянных электронов (BSE). Химический состав минералов определен в режиме EDS с использованием приставки “INCA” X-MAX 50 мм фирмы “Oxford Instruments” с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм. Время экспозиции – 500 000 импульсов.

Рудная минерализация в основном представлена пиритом и магнетитом с выраженным

преобладанием первой в габброидах, а второй в пироксенитах. Форма рудных выделений разнообразная и представлена следующими видами – массивные жильные и линзовидные образования, инъекционные прожилки, прожилково-вкрапленная и вкрапленная минерализации. Наиболее распространенными минералами являются пирит, магнетит, пирротин, ильменит, халькопирит, титанит, в меньшей степени распространены титаномagnetит, сфалерит, гематит, цинковый гринокит, галенит, кобальтин, молибденит, рутил, киноварь, колорадоит, самородное олово, гипергенные – ковеллин, борнит, минералы ряда халькозин-спинокопит, малахит, азурит, гидроксиды железа.

Золото-платиноидная минерализация была установлена нами в 19 аншлифах из 27 по

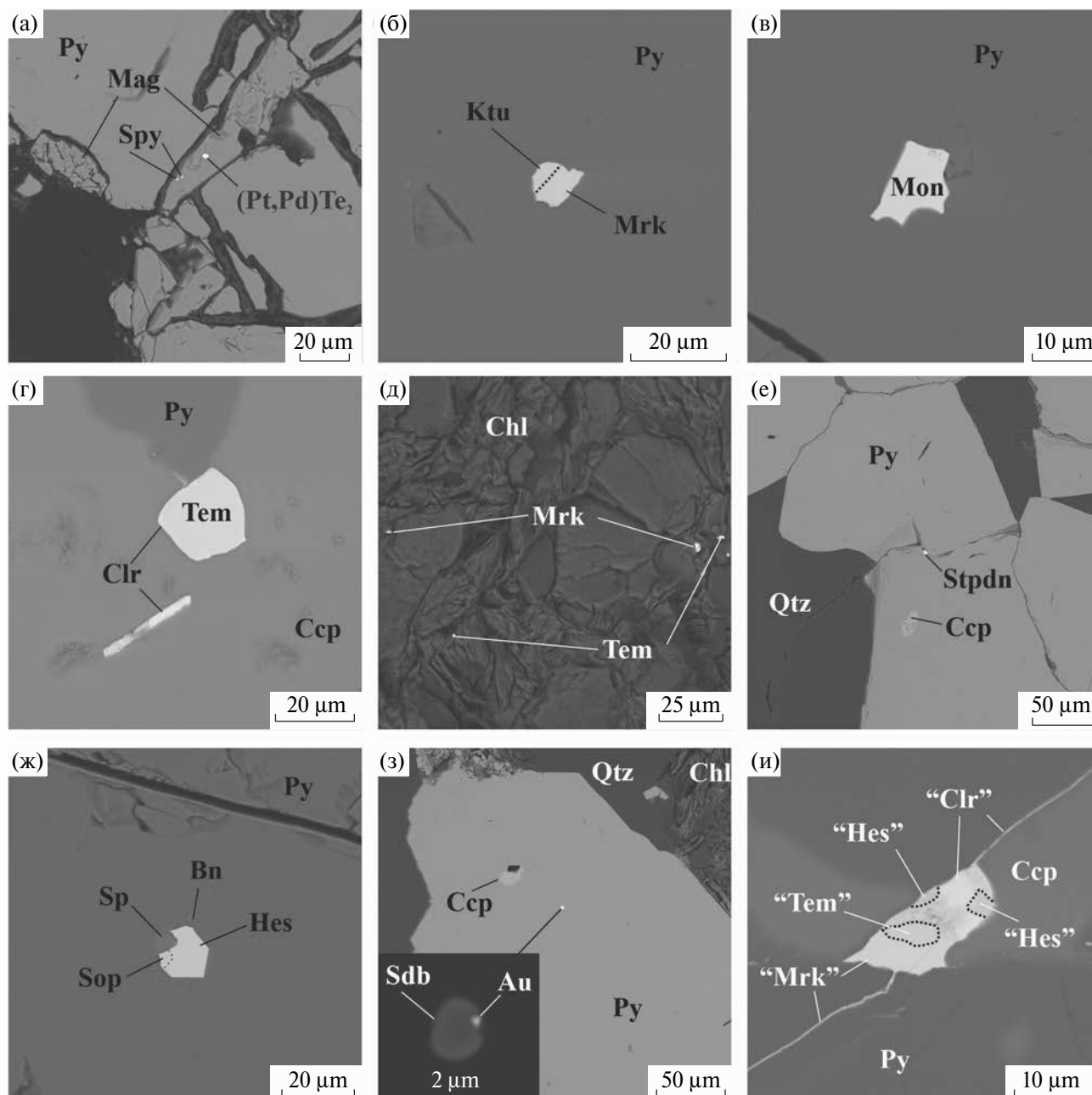


Рис. 3. Платиноиды из пропилитов и пиритизированных кварц-хлорит-эпидотовых жил и прожилков: а – сперрилит и неидентифицированная фаза состава $(Pt, Pd)Te_2$ в магнетите; б – сросток меренскиита и котульскита в пирите; в – зерно мончеита в пирите; г – темагамит с каймой колорадоита и зерно колорадоита в халькопирите; д – включения темагамита и меренскиита в хлорите; е – стибиопалладинит в трещине в пирите; ж – сросток сопчеита, гессита, сфалерита с каймой борнита в пирите; з – включение садбериита с золотом в пирите; и – смесь платиноидов в халькопиритовом прожилке в пирите. Аббревиатуры минералов здесь и далее приведены по [13]: Py – пирит, Mag – магнетит, Ccp – халькопирит, Bn – борнит, Sp – сфалерит, Chl – хлорит, Spy – сперрилит, Ktu – котульскит, Mrk – меренскиит, Mon – мончеит, Tem – темагамит, Clr – колорадоит, Stpdn – стибиопалладинит, Sop – сопчеит, Hes – гессит, Sdb – садбериит.

одному срезу, всего 108 зерен. Согласно полученным предварительным данным, условно можно выделить две минеральные ассоциации благороднометалльной минерализации. Первая

ассоциируется с магнетит-пиритовой минерализацией в апогаббровых пропилитах, вторая – с (карбонат)кварц-сульфидными жилами-прожилками, магнетит-пирит-пирротиновой

и халькопирит-пиритовой минерализацией, локализуемой в апогаббровых и в меньшей степени в апопироксенитовых пропилитах.

Наиболее ранними платиноидами являются сперрилит, минералы изоморфного ряда меренскиит-мончеит, темагамит, котульскит, стибиопалладинит, садбериит.

Сперрилит установлен в апогаббровых пропилитах и локализуется преимущественно в магнетите в ассоциации с ранним пиритом, реже в виде прожилков в пирите (рис. 3 а). Размеры включений не превышают 10 мкм. В ряде случаев сперрилит находится в сростаниях с темагамитом и меренскиитом, в связи с чем в его составе наблюдаются нехарактерные примеси Pd и Te. Химический состав довольно стабилен (мас.%): Pt — 54.58–56.83 (55.86), As — 41.40–43.71 (42.33), Pd — 0–2.63 (1.58), Te — 0–1.89 (1.63), формула $Pt_{1.00-1.05}As_{1.95-2.00}$.

Минералы изоморфного ряда меренскиит-мончеит. В этой группе из известных в настоящее время минералов можно уверенно выделить меренскиит (рис. 3 б, д, и) и фазу, близкую к минералу мончеиту (рис. 3 в). Также была обнаружена неидентифицированная фаза с идеализированной формулой $(Pt_{0.50}Pd_{0.50})_{1.00}Te_{2.00}$, которая может являться самостоятельным минералом рассматриваемого изоморфного ряда (рис. 3 а). Фаза состава $(Pt_{0.50}Pd_{0.50})_{1.00}Te_{2.00}$, возможно, является результатом тонких сростаний меренскиита и мончеита, которых визуально мы как таковых не наблюдаем. Ниже приведем характеристику этих минералов.

Меренскиит является одним из наиболее распространенных платиноидов на рудопроявлении. Минерал представляет собой изометричные или угловатые зерна, редко в виде тонких пластинок в трещинах и имеет размеры от 2 до 30 мкм (рис. 3 б, д, и). Химический состав довольно устойчив (мас.%): Pd — 26.4–30.18 (ср. 28.86), Te — 60.63–70.65 (ср. 68.70), Pt — 0–2.42 (ср. 1.16), Ni — 0–1.75 (ср. 1.26), Ag — 0–1.00 (ср. 0.66), Sb — 0–1.7 (ср. 0.91), Bi — 0–9.64 (ср. 3.00), формула $(Pd, Pt, Ni, Ag)_{0.97-1.04}(Te, Sb, Bi)_{1.96-2.03}$. По элементам-примесям и пространственному положению меренскиит можно разделить на два генетических типа: содержащий примеси Ni, Pt, Ag, Sb и включающий примеси только Ag, Bi, Sb. Первый тип приурочен к апогаббровым и апопироксенитовым пропилитам, содержащим магнетит, находится в пирите и нередко в сростках со сперрилитом, темагамитом, котульскитом, пирротином и халькопиритом (рис. 3 б). Второй локализуется лишь в пирите кварц-хлорит-эпидотовых жил и прожилков,

реже в кварце, эпидоте, хлорите и нередко находится в сростках с минералами меди (рис. 3 д, и).

Мончеит. К данному минералу мы условно относим безвисмутовые разновидности с содержанием Pd не более 10 мас.%, установленные в апогаббровых и апопироксенитовых пропилитах, содержащих магнетит. Мончеит отмечен в пирите и в сростках с халькопиритом и представляет собой изометричные зерна размером до 15 мкм (рис. 3 в). Химический состав (мас.%): Pt — 34.69–38.86 (ср. 36.78), Te — 57.90–58.22 (ср. 58.06), Pd — 2.87–6.98 (ср. 4.93), формула $(Pt_{0.77-0.88}Pd_{0.12-0.28})_{1.00-1.05}Te_{1.95-2.00}$.

Неидентифицированная фаза с идеализированной формулой $(Pt_{0.50}Pd_{0.50})_{1.00}Te_{2.00}$ представлена изометричными зернами в магнетите (рис. 3 а), нередко находящаяся в ассоциации со сперрилитом, или в виде угловатых, игольчатых зерен, или небольших прожилков и локализуется в пирите апогаббровых пропилитов. Размер включений варьирует от 2 до 30 мкм. Химический состав неидентифицированной фазы (мас.%): Pt — 18.2–26.24 (ср. 22.60), Pd — 11.60–17.14 (ср. 14.34), Te — 60.87–63.27 (ср. 62.32), Sb — 0.65–0.99 (ср. 0.85), в одном случае отмечена примесь Ag (0.47), формула $(Pd_{0.45-0.64}Pt_{0.37-0.55})_{0.99-1.04}(Te_{1.96-1.99}Sb_{0-0.03})_{1.96-2.01}$. Фаза по своему составу занимает промежуточное положение между безвисмутовым мончеитом и меренскиитом.

Темагамит является вторым по распространенности платиноидом и наиболее часто встречающимся ртутьсодержащим минералом. Установлен преимущественно в апогаббровых пропилитах и эпидот-хлорит-кварцевых жилах и прожилках и существенно реже в апопироксенитовых пропилитах (рис. 3 г, и). Темагамит, как и меренскиит, можно разделить на два типа, вероятно образовавшихся с незначительным разрывом во времени. Оба типа представлены изометричными и угловатыми с кристаллографическими очертаниями зернами размером от 1 до 20 мкм. Первый тип преимущественно локализуется в магнетитсодержащих породах — магнетите, пирите или халькопирите и нередко находится в сростках со сперрилитом, второй же явно является более поздним и находится в виде включений в пирите, халькопирите, борните и в трещинах между ними. При этом последний часто образует целый ряд тонких сростаний с гесситом, меренскиитом, колорадоитом и нередко, наряду с меренскиитом, образует небольшие вкрапленники в кварц-хлорит-эпидотовых прожилках. Несмотря на частые сростания с другими платиноидами, его химический состав довольно стабилен (мас.%): Pd — 33.82–36.09 (ср. 35.00), Hg — 16.17–22.89 (ср. 21.36), Te — 38.55–47.92 (ср. 42.44),

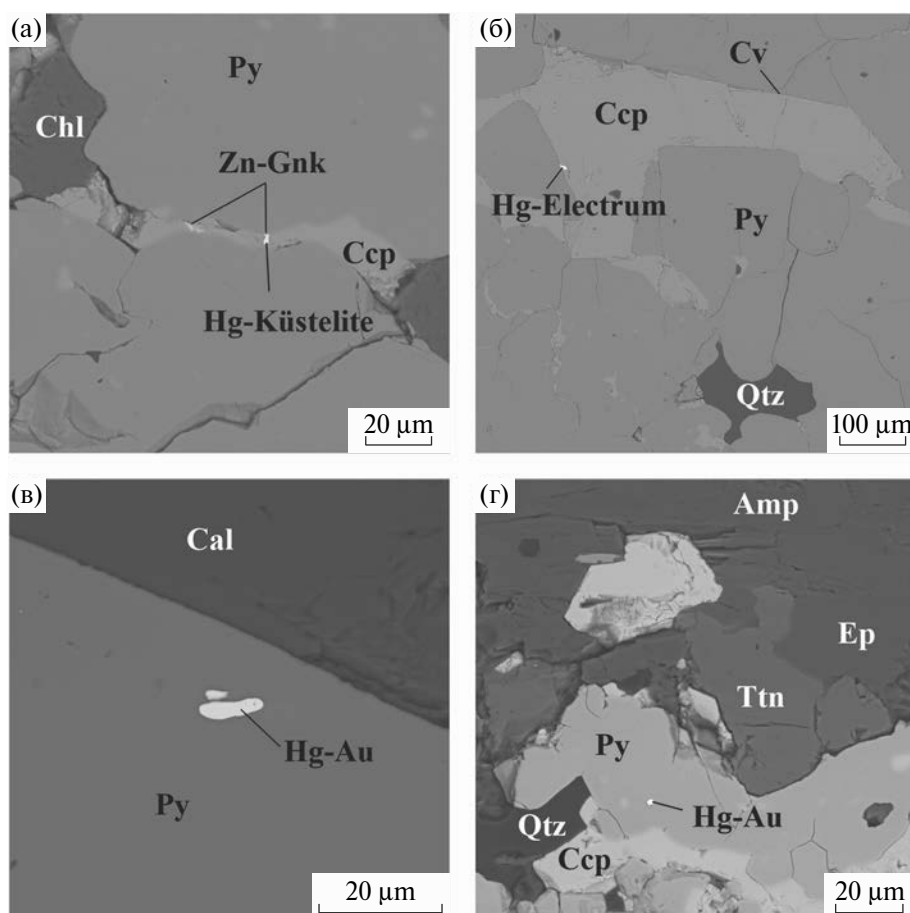


Рис. 4. Амальгамы золота и серебра в пирите из пропилитов: а – ртутистый кюстелит в сростке с цинковым гринокитом и халькопиритом; б – ртутистый электрум в сростке с халькопиритом; в – включение высокопробного золота; г – включение относительно низкопробного золота. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Cv – ковеллин, Zn-Gnk – цинковый гринокит, Ttn – титанит, Chl – хлорит, Qtz – кварц, Cal – кальцит, Ep – эпидот, Amf – амфибол, Hg-Küstelite – ртутистый кюстелит, Hg-Electrum – ртутистый электрум, Hg-Au – ртутистое золото.

Sb – 0–4.21 (ср. 1.15), Ag – 0–1.58 (ср. 0.76), в единичном случае установлена примесь Bi (1.8) и мышьяк (0.77), формула $(\text{Pd}_{2.91-3.00}\text{Ag}_{0-0.10})_{2.91-3.03}\text{Hg}_{0.72-1.03}(\text{Te}_{2.73-3.33}\text{Sb}_{0-0.25})_{2.73-3.33}$.

Котульскит представлен как висмутовой, так и безвисмутовой разновидностями и образует изометричные, реже угловатые зерна размером от 1 до 12 мкм в пирите преимущественно апогаббровых и в единичных случаях в апопироксенитовых пропилитах, ассоциируясь с халькопиритом и борнитом. Преимущественно котульскит находится в сростках с меренскиитом, темагамитом и мончеитом, лишь в единичных случаях наблюдаются самостоятельные включения (рис. 3 б). Химический состав котульскита следующий (мас.%): Pd – 43.03–44.72 (ср. 44.08), Te – 50.33–57.79 (ср. 52.96), Bi – 0–4.28 (ср. 3.23), Ag – 0–1.41 (ср. 0.95), Sb – 0–1.1 (ср. 0.79), в единичном случае отмечена примесь Hg (1.31),

формула $(\text{Pd}_{0.96-0.98}\text{Ag}_{0-0.03})_{0.98-1.00}(\text{Te}_{0.94-1.00}\text{Bi}_{0-0.05}\text{Sb}_{0-0.02})_{1.00-1.02}$.

Стибионалладинит и *сончеит* установлены в виде единичных зерен в пирите (рис. 3 е, ж). Первый отмечен в трещине в пирите эпидот-хлорит-кварцевых жил, в ассоциации с халькопиритом и кварцем. Размеры его не превышают 5 мкм, по химическому составу соответствует мышьяковистой разновидности (мас.%): Pd – 64.49, Sb – 28.08, As – 2.30, Ag – 1.58, формула $(\text{Pd}_{4.88}\text{Ag}_{0.11})_{4.99}(\text{Sb}_{1.77}\text{As}_{0.24})_{2.01}$. Второй минерал (4 мкм) установлен в апогаббровом пропилите в виде сростка с гесситом и сфалеритом, в обрамлении борнита в пирите. Химический состав близок к стехиометричному (мас.%): Ag – 36.95, Pd – 24.35, Te – 37.90, Sb – 0.79, формула имеет вид $\text{Ag}_{4.31}\text{Pd}_{2.88}(\text{Te}_{3.74}\text{Sb}_{0.08})_{3.82}$.

Среди платиноидов нами был установлен минерал в виде единичных включений размером

2–3 мкм в пирите из эпидот-хлорит-кварцевых жил и впоследствии условно отнесенный к *теллуросодержащему садберииту* (рис. 3 з). От садбериита его отличают довольно высокие содержания теллура, что может быть результатом тонких сростаний, в частности с меренскиитом или котульскиитом. Химический состав (мас. %): Pd – 43.66–43.96 (ср. 43.81), Sb – 32.27–37.10 (ср. 34.69), Te – 16.32–23.40 (ср. 19.86), примеси Ag – 0.89–0.95 (ср. 0.92) и в единичном случае As – 1.05.

Кроме того, в одном образце апогаббровых пропилитов установлен ряд минеральных фаз сложного состава, являющихся, вероятно, тонкими сростаниями колорадоита, меренскиита, гессита и темагамита (рис. 3 и).

Наиболее поздними образованиями являются *минералы золота и серебра*. Среди них больше всего распространено ртуть-серебросодержащее золото, которое по своему химическому составу можно отнести к амальгамам золота-серебра, но, исходя из классических представлений, делится нами на ртутистый кюстелит, ртутистый электрум и ртутистое золото.

Ртутистый кюстелит установлен нами в апогаббровых пропилитах и в одном образце карбонат-кварцевой жилы (рис. 4 а) и имеет следующий состав (мас. %): Ag – 49.42–61.86 (ср. 53.30), Au – 22.29–39.09 (ср. 33.51), Hg – 9.48–15.47 (ср. 13.31), при пробности 224–388‰ (ср. 344, здесь и далее по [8]). Минерал представлен двумя формами выделений – угловатые зерна и прожилки в пирите, которые почти всегда ассоциируют с халькопиритом и борнитом или находятся на границе между зернами сульфидов (пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом). Размеры зерен варьируют от 1 до 10 мкм, тогда как прожилки достигают в длину 50 мкм. Кюстелит характеризуется высокой ртутистостью и серебристостью по отношению к другим разновидностям золотосеребряных минералов. Формулу ртутистого кюстелита можно выразить в виде $Ag_{0.64-0.75}Au_{0.15-0.28}Hg_{0.07-0.10}$.

Ртутистый электрум наиболее широко распространенный минерал, имеет несколько меньшие содержания ртути и был выявлен в апогаббровых пропилитах и в единичном случае в эпидот-хлорит-кварцевой жиле (рис. 4 б) со следующим химическим составом (мас. %): Ag – 26.60–51.99 (ср. 38.07), Au – 33.96–68.41 (ср. 54.58), Hg – 2.84–14.93 (ср. 7.53), при пробности 337–686‰ (ср. 545). Стоит отметить, что в единичном случае была установлена примесь Te до 0.52 мас. %. Минерал представлен изометричными, удлиненными зернами, размером от 2 до

15 мкм в пирите, и практически всегда находящимися в сростках с халькопиритом и ковеллином, либо в халькопирит-борнитовых прожилках, реже в кварцевых прожилках, хлорите. Формулу ртутистого электрума можно выразить в следующем виде $Ag_{0.40-0.62}Au_{0.30-0.56}Hg_{0.02-0.08}$.

Ртутистое золото было установлено в основном в апогаббровых пропилитах, в единичных случаях в эпидот-хлорит-кварцевых жилах и апотироксенитовых пропилитах (рис. 4 в, г) и имеет следующий химический состав (мас. %): Ag – 8.21–23.47 (ср. 18.67), Au – 74.31–90.42 (ср. 78.71), Hg – 1.4–5.52 (ср. 2.63), при пробности 740–902‰ (ср. 787). Минерал представляет собой изометричные, реже удлиненные зерна в пирите или развивается по трещинам в нем. Золото имеет размеры от 2 до 10 мкм и практически всегда ассоциирует с халькопиритом или борнитом, формула ртутистого золота $Au_{0.66-0.85}Ag_{0.14-0.36}Hg_{0.01-0.05}$.

В меньшей мере распространены теллуриды и сульфиды золота и серебра, такие как сильванит, петцит, гессит и акантит.

Сильванит отмечен в виде единичных удлиненных зерен в эпидот-хлорит-кварцевых жилах, которые локализируются по трещинам в пирите и имеет размер до 3–4 мкм. Состав сильванита варьирует в следующих пределах (мас. %): Ag – 10.94–11.09 (ср. 11.02), Te – 66.62–68.63 (ср. 67.63), Au – 21.12–21.50 (ср. 21.31), формула $Ag_{0.82-0.84}Au_{0.86-0.89}Te_{4.27-4.32}$.

Петцит установлен в настоящее время лишь в апогаббровом пропилите в виде единичных изометричных включений размером до 2 мкм в пирите, который находится в ассоциации с хлоритом, кальцитом, галенитом, кварцем и является одним из поздних минералов золота. Состав петцита варьирует в следующих пределах (мас. %): Ag – 42.42–46.76 (ср. 44.80), Te – 32.09–34.08 (ср. 32.83), Au – 20.66–23.4 (ср. 22.14). В единичном случае отмечена Cu до 0.85 мас. %. Формула соответствует виду $Ag_{3.03-3.23}Au_{0.78-0.92}Te_{1.89-2.06}$.

Гессит был отмечен в виде единичных угловатых зерен в апогаббровом пропилите размером до 20 мкм в пирите, но при этом в сростках с относительно высокотемпературными платиноидами – сопчеитом и темагамитом, ассоциируясь халькопиритом и сфалеритом. Состав его довольно устойчив (мас. %): Ag – 63.02–64.12 (ср. 63.57), Te – 35.68–36.67 (ср. 36.18), в единичных случаях отмечен Pb (0.52) и Pd (0.98), формула $Ag_{2.01-2.04}Te_{0.96-0.99}$.

Акантит установлен в единственном случае в карбонат-кварцевой жиле в виде серии

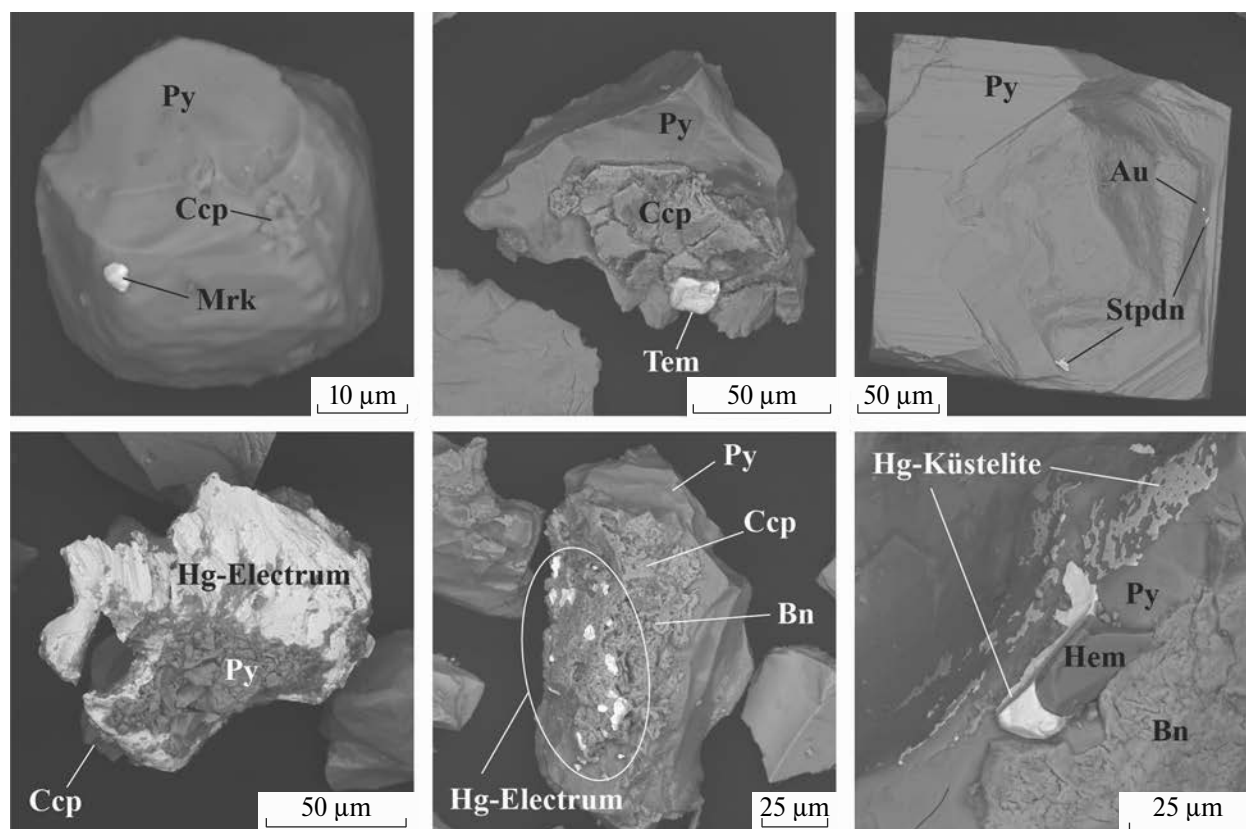


Рис. 5. Золото-платиноидная минерализация из протолок. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Hem – гематит, Bn – борнит, Mrk – меренскиит, Tem – темагамит, Stpdn – стибиопалладинит, Hg-Küstelite – ртутистый кюстелит, Hg-Electrum – ртутистый электрум.

удлиненных кристаллов размером до 3 мкм в кварце пирита. Химический состав минерала следующий (мас.%): Ag – 87.51, S – 12.29, сумма – 99.80, формула $\text{Ag}_{2.038}\text{S}_{0.962}$.

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

С целью оценки температур образования пропилитов и низкотемпературной ассоциации золото-платиноидной минерализации был использован ряд геотермометров. Критерием при выборе геотермометров являлись следующие моменты: нахождение минералов благородных металлов в виде включений или сростков в пирите, ассоциация поздней золото-платиноидной минерализации с хлоритом как в пропилитах, так и в эпидот-хлорит-кварцевых жилах и прожилках. В результате применения пирит-пирротинного геотермометра по кобальту [1] были рассчитаны температуры, находящиеся в диапазоне 295–311 °C для пирита. По

трем хлоритовым геотермометрам значения уложились в диапазон 193–317 °C [11, 12, 14].

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

С целью извлечения благороднометалльной минерализации были взяты 10 проб с рудной минерализацией объемом каждая около 100 г. После дробления до размерности –0.25 мм проведено их разделение с использованием сит 0.2, 0.1 мм (аналитик Н.Х. Хачатурян). Использование бромформа для выделения тяжелой фракции позволило отделить магнитную и немагнитную части с использованием магнита для последующего исследования под бинокулярным микроскопом. Изучение всех проб под бинокуляром показало отсутствие в немагнитной фракции видимых зерен минералов благородных металлов, которое усугублялось наличием большого количества пирита, затрудняющего такой поиск. Исходя из этого, полученный концентрат доводился повторно. В итоге был

получен суперконцентрат, состоящий на 99% из пирита, остальная часть была представлена пиротином, халькопиритом, магнетитом, титанитом, монацитом, цирконом, минералами благородных металлов (рис. 5). Полученный материал помещался на двухсторонний проводящий углеродный скотч с последующим напылением углеродом для электронно-микроскопических исследований.

В результате этих исследований в апогаббровых пропилитах и эпидот-хлорит-кварцевых жилах были установлены более 60 зерен золота и платиноидов, в том числе в образцах 18/71 и 21/1285, в которых ранее в аншлифах они не были обнаружены. Ниже кратко остановимся на некоторых важных фактах, касающихся их расположения, примесей и морфологических особенностей.

Все без исключения изученные в протолочках платиноиды (меренскиит, темагамит, стибиопалладинит) имеют размеры, не превышающие 30 мкм, и находятся в тесном срастании с пиритом. Большая их часть попадает в диапазон величин от первых микрон до 5–10 мкм, исключение составляет лишь темагамит, крупные зерна которого приобретают с увеличением размера кристаллографические очертания. Почти всегда платиноиды находятся в пирите в ассоциации с халькопиритом, реже пиротином, и содержат примесь сурьмы. Минералы золота представлены резко преобладающим ртутистым электрумом, реже встречаются ртутистый кюстелит, ртутистое золото, в единичном случае установлен петцит. Они образуют чешуйки, пластинки, прожилки, мелкие зерна в пирите, нередко находясь в сростках с халькопиритом и борнитом, и характеризуются иногда значительными содержаниями ртути (до 22 мас.%). Пробность золота варьирует в диапазоне 145–913‰ (ср. 588‰). Часть зерен имеет на поверхности индукционные грани, характерные для кварца или пирита, и отпечатки других нерудных минералов. Размеры золото-серебряных выделений в протолочках достигают 120 мкм. Из других минералов в апогаббровых пропилитах установлен колорадоит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы кэршорского комплекса в пределах Василиновского рудопроявления подверглись пропилитизации с образованием апогаббровых и апипироксенитовых пропилитов с наложенной на них медно-золото-платиноидной минерализацией.

Рудная минерализация характеризуется стабильным составом и представлена преимущественно

пиритом, магнетитом, ильменитом, титанитом, халькопиритом, пиротином и борнитом. Минералы благородных металлов условно можно разделить на два типа. Первый тип – это относительно высокотемпературная ассоциация, включающая сперрилит, мончеит, стибиопалладинит, темагамит, меренскиит, котульскит, садбериит и связанная с пиритом, пиротином, магнетитом и халькопиритом. Второй – низкотемпературная ассоциация, связанная с образованием золоторудной ртутьсодержащей и золотосеребряной теллуридной минерализацией в пирите, преимущественно ассоциирующейся с халькопиритом и борнитом. А также относительно крупных золотин в маломощных эпидот-хлорит-кварцевых жилах и прожилках, секущих пропилиты. Для всех платиноидов характерно постоянное присутствие примеси сурьмы, которая характерна для всей Уральско-Новоземельской провинции [10].

Температуры пропилитизации по пирит-пирротиновому и хлоритовому геотермометрам находятся в пределах 200–310 °С, что соответствует альбит-кальцит-хлоритовой и эпидот-хлоритовой фациям.

Золото и платиноиды присутствуют во всех типах пропилитов. Высвобождение минералов благородных металлов из сульфидов происходит после дробления горной породы до размерности –0.25 мм. Первыми отделяются относительно крупные <0.15 мм частицы золота, связанные, исходя из морфологических особенностей, с крупными обособлениями или отдельными зернами пирита и с кварцем кварц-(кальцит-)эпидот-хлоритовых жил и прожилков. Для дальнейшего высвобождения зерен и чешуек золота и минералов благородных металлов из рудоносных пропилитов с учетом того, что они тесно связаны с пиритом и их размерами, необходимо измельчение до фракции –0.1 мм и менее.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают огромную благодарность первооткрывателю Василиновского медно-золото-платиноидного рудопроявления В.Д. Мокрию за предоставленный материал и помощь при написании статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственной научной темы № 1021062211108-5-1.5.2 Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.
2. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541. <https://doi.org/10.7868/S001677701706003X>.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснительная записка / Прямоносков А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В., Кузнецов В.И., Григорьев В.В., Абатурова И.В., Кузнецова Э.Я. / – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. Салехард, Комитет природных ресурсов по Ямало-Ненецкому автономному округу. 214 с. http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_Q-41-XII.pdf
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка / Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И., Степунин А.В., Куликова К.В., Лебедева Е.А., Матюшков А.Д., Носиков М.В., Петров С.Ю., Петрова М.Н., Ремизова С.Т., Сахновский М.Л., Косьянов А.О., Сычев С.Н., Суриков С.Н., Чуйко М.А. / – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014а. 256 с. https://webftp.vsegei.ru/GGK200/Q-41-XVI/Q-41-XVI_ObZap.pdf.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка / Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П., Жданов А.В., Коркунов К.В., Денисов В.А., Новикова Л.П., Румянцева Н.А., Черепанов Ю.П., Черкашин А.В., Хрюкова Л.А. / – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014б, 396 с. https://webftp.vsegei.ru/GGK1000/Q-42/Q-42_ObZap.pdf.
6. Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Викентьев И.В. Минералого-геохимические особенности рудопроявления Амфиболитовое (Полярный Урал). Первые результаты / Мат. XII Межд. школы по наукам о Земле им. проф. Л.Л. Перчука (ISES-2020), 11–15 сентября 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 26.
7. Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.
8. Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России (Атлас). Издание 2-е, М.: ЦНИГРИ, 2015. 200 с.
9. Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филиппов В.Н., Шлома А.А., Терешко В.В. Малосульфидное платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 152 с.
10. Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медно-никелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия) // Литосфера. 2021. 21(4). С. 574–594. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-574-594>.
11. Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985. V. 91. P. 235–244.
12. El-Sharkawy M.F. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt // Mineralium Deposita. 2000. V. 35. P. 346–363. <http://doi.org/10.1007/s001260050246>.
13. Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine, 2021. V. 85(3). P. 291–320. <http://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.
14. Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // Mineralium Deposita. 1995. V. 30. P. 30–38.

VASILINOVSKOYE ORE OCCURRENCE – A NEW COPPER-GOLD-PLATINOID OBJECT IN THE POLAR URALS (RUSSIA, YAMALO-NENETS AUTONOMOUS DISTRICT): FIRST INFORMATION

R. I. Shaybekov^{a, #}, I. A. Gubarev^b, E. M. Tropnikov^a

Presented by Academician of the RAS A. M. Askhabov July 20, 2023

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

^b*Kazan Federal University. Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russian Federation*

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

The first data on the composition of rocks and precious metals in the Vasilinovskoye copper-gold-platinoid occurrence, new in the Polar Urals, localized in metagabbro and metapyroxenites of the Late Ordovician Caershor Complex, are presented. It is shown that rocks containing productive gold-platinum mineralization are confined to zones of hydrothermal alteration and are mainly represented by apogabbro and apopyroxenite propylites. The temperature of formation of propylites obtained by pyrite-pyrrhotite and chlorite geothermometers corresponds to albite-calcite-chlorite and epidote-chlorite facies and varies within 200–310 °C. The main ore mass is composed of pyrite, chalcopyrite and magnetite. Pyrrhotite, sphalerite, cobaltite, zinc greenockite, galena, ilmenite, titanite, rutile, cinnabar, native tin, molybdenite, coloradoite, supergene ones – bornite, covellite, minerals of the chalcocite-spioncopite series, malachite, azurite, iron hydroxides are noted. Noble metal mineralization is represented by mercury-bearing gold (including mercuric electrum, mercuric kustelite), gold and silver sulfides and tellurides (sylvanite (AuAgTe₄), petzite (Ag₃AuTe₂), acanthite (Ag₂S), hessite (Ag₂Te), tegamite (Pd₃HgTe₃), minerals of the isomorphic series merenskyite-moncheite (PdTe₂-Pt, Pd)(Te, Bi)₂), stibiopalladinite (Pd₅Sb₂), kotulskite (PdTe), sperrylite (PtAs₂), sopcheite (Ag₄Pd₃Te₄), intergrowths of platinoids and an unknown mineral, with an idealized formula Pd(Sb, Te), possibly a tellurium-rich variety of sudburyite (PdSb). By mineralogical methods, it has been established that precipitation of precious metals occurs after the sample is crushed to a dimension of –0.25 mm, relatively large <0.15 mm gold grains are separated first, then, during the crushing of sulfides, smaller gold flakes and precious metal grains are separated. It is shown that the Vasilinovskoye ore occurrence is promising in terms of gold and platinoids.

Keywords: Polar Urals, Vasilinovskoe ore occurrence, gabbro, pyroxenites, propylites, gold, platinoids

УДК 553.46

ШПИНЕЛЕВЫЕ ЛЕРЦОЛИТЫ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА (Ю. УРАЛ): ПЕРВЫЕ REE ID–ICP–MS, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ AL ID–TIMS-ИЗОТОПНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2024 г. Ю.Л. Ронкин*, И.С. Чашухин, член-корреспондент РАН В.Н. Пучков

Поступило 05.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Представлены результаты изучения РЗЭ ID–ICP–MS, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - и $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ AL ID–TIMS-изотопной систематики шпинелевого лерцолита массива Северный Крака, входящего в состав крупнейшего (более 900 км²) лерцолитового аллохтона, надвинутого на батияльные и шельфовые отложения пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. Как результат, впервые выявлена изохронная зависимость ($\text{MSWD}=0.85$), определяющая возраст 545 ± 26 млн лет и высокое значение инициального отношения ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ = 0.512390 ± 0.000054 , соответствующее в рамках модельных представлений $\epsilon_{\text{Nd}}=+8.9$. Полученная РЗЭ, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ -изотопные данные свидетельствуют о плавлении уже истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник с параметрами, подобными MORB. Вычисленный в рамках проведенного исследования изохронный возраст гомогенизации $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ -изотопной системы в сочетании с имеющимися геологическими и геохимическими данными позволяет утверждать о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале 545 ± 26 млн лет. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы дает возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами, что в конечном итоге на основании глобальных реконструкций континентов для конца протерозоя санкционирует выдвижение гипотезы о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны.

Ключевые слова: лерцолит, массив Северный Крака (Ю. Урал), РЗЭ ID–ICP–MS, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - и $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ AL ID–TIMS, кадомский ороген

DOI: 10.31857/S2686739724010092

ВВЕДЕНИЕ

Согласно имеющимся представлениям ([5] и ссылки в этой публикации), существуют как минимум три основных типа мантийных проявлений ультрамафитов: орогенные (подконтинентальные) перидотитовые массивы; офиолитовые породы мантии; океанические перидотиты. Каждый тип характеризуется спецификой внутреннего строения, минералогии, петрохимии, геохимии, механизмами их выведения на поверхность, а также особенностями изотопного состава радиогенных и стабильных изотопов соответствующих элементов.

Лерцолиты, характерные для орогенных массивов, могут быть проявлены в трех фациях

глубинности – гранатовой, шпинелевой и плагио-оклазовой, реже встречаются в офиолитах, слабая так называемый лерцолитовый подтип [III¹].

На Южном Урале лерцолиты описаны многочисленными исследователями в массивах Крака, Нурали, Миндяк и ряде других. Наиболее детальные результаты изучения этих образований изложены в [II, III] и монографии [VII].

В общепринятых представлениях, по комплексу геологических и минералого-геохимических данных, образование массивов Крака увязывается с верхней мантией, в рамках континентально-рифтогенной структуры [VII, XIII, XIV] либо пассивной континентальной окраины [3], обоснование чего, в той или иной степени, а также разнообразные особенности геологического строения массивов Крака можно обнаружить в более

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

*E-mail: y-ronkin@mail.ru

¹ Римскими цифрами обозначены ссылки из списка дополнительной литературы.

чем 1247 статьях сайта <https://www.elibrary.ru/>, тем не менее возрастная привязка к шкале геологического времени, генетические аспекты и геодинамические следствия до сих пор являются предметом дискуссии.

Фокусируясь на изученности массивов Крака методами изотопной геологии, которые, как известно, дают возможность получать информацию о возрасте, разнообразных аспектах эволюции нашей планеты, ее ранней аккреции; формировании коры, дифференциации мантии, эволюции системы кора–мантия, генетических аспектах и т.д., следует отметить более чем ограниченный объем этих исследований, который, более того, касается только Узянского Крака [1, 2], в связи с чем актуальность настоящей работы не вызывает сомнений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СТРОЕНИЯ

Согласно представлениям [13], Уральский складчатый пояс состоит из нескольких литотектонических зон (Предуральский прогиб, Западная Уральская, Центрально-Уральская, Зона Главного Уральского разлома, Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская, рис. 1 б), сменяющих друг друга в направлении от восточной окраины Восточно-Европейской платформы до мезозойского осадочного чехла Западно-Сибирской платформы, перекрывающего восточную часть складчатого пояса.

В соответствии с [YII] массивы Северный, Узянский, Средний и Южный Крака (рис. 1 в) слагают расчлененный аллохтон и расположены в северной, осевой части крупной синформной тектонической структуры (длина ~300 км, ширина до 50 км) – Зилаирского синклинория (ZS, рис. 1 б), который, в свою очередь, на северо-западе граничит с Башкирским антиклинорием (BM, сложенным рифейскими толщами), тогда как южная часть ZS (рис. 1 б) надвинута на Предуральский краевой прогиб, выполненный позднепалеозойскими отложениями. На востоке Зилаирский синклинорий контактирует с Уралтауским поднятием метаморфических толщ.

Вмещающие (подстилающие, параавтохтонные) породы массивов Крака представлены терригенно-кремнистыми, карбонатными и вулканогенными толщами с возрастным диапазоном ранний ордовик–ранний карбон (рис. 1 г) и относятся к двум фациальным комплексам – шельфовому и батимальному [YII]. Массивы

разделены и подстилаются серпентинитовым меланжем с блоками преимущественно эффузивов основного состава. Ультрамафиты представлены шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами с подчиненным количеством амфиболовых лерцолитов, дунитов и пироксенитов. Контакты с вмещающими породами тектонические и сложены хризотил-лизардитовыми серпентинитами. Структура пород порфировкластическая и представлена порфировкластами ортопироксена (размером до 8 мм), оливина, клинопироксена и хромшпинели (все до 2–3 мм) и окружающим их мелкозернистым (0.п-0.0п мм) агрегатом необластов этих же минералов и амфибола. Плагиоклаз развит в основном вокруг хромшпинели. Контакты между лерцолитами и гарцбургитами постепенные, свидетельствующие, вероятно, об их принадлежности к единому комплексу с разной степенью плавления.

На Южном Урале к лерцолитовому типу, помимо Крака, относятся также массивы Нурали [YI, YII] и Миндяк [I], (рис. 1 г, 5, 7, см. текст ниже).

Образец. В рамках настоящей работы изучался образец шпинелевого лерцолита 7511, наименее истощенного легкоплавкими компонентами [YIII], отобранного в северной части массива Северный Крака из обнажения вдоль ручья Большая Саргая (рис. 2).

Химический и модальные составы (масс.%): $\text{SiO}_2 = 46.02$; $\text{TiO}_2 = 0.14$; $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.001$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.35$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.47$; $\text{FeO}_{\text{сум.}} = 6.98$; $\text{MnO} = 0.12$; $\text{MgO} = 40.21$; $\text{NiO} = 0.28$; $\text{CaO} = 2.71$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.07$; $\text{K}_2\text{O} = 0.01$.

Образец испытал последовательные этапы высокотемпературных пластических и хрупких деформаций. Первые выражены в форме волнистого погасания оливинов и орто- и клинопироксенов, а также изгиба линий спайности и пластинчатых ламелей распада. Хрупкие деформации привели к формированию ярко выраженной порфировкластической структуры. Размеры порфировкластов достигают 3 мм в ортопироксене, 2 мм в клинопироксене и 1.5 мм в хромшпинели. В ходе хрупких деформаций оливин как наименее устойчивый минерал дробится сильнее, максимальный размер порфировкластов не превышает 0.7 мм. Ламели распада в порфировкластах ортопироксена сложены клинопироксеном, в порфировкластах клинопироксена – ортопироксеном.

Необласты представлены тонким агрегатом гранобластовых зерен пироксенов, оливина и хромшпинели без признаков пластических

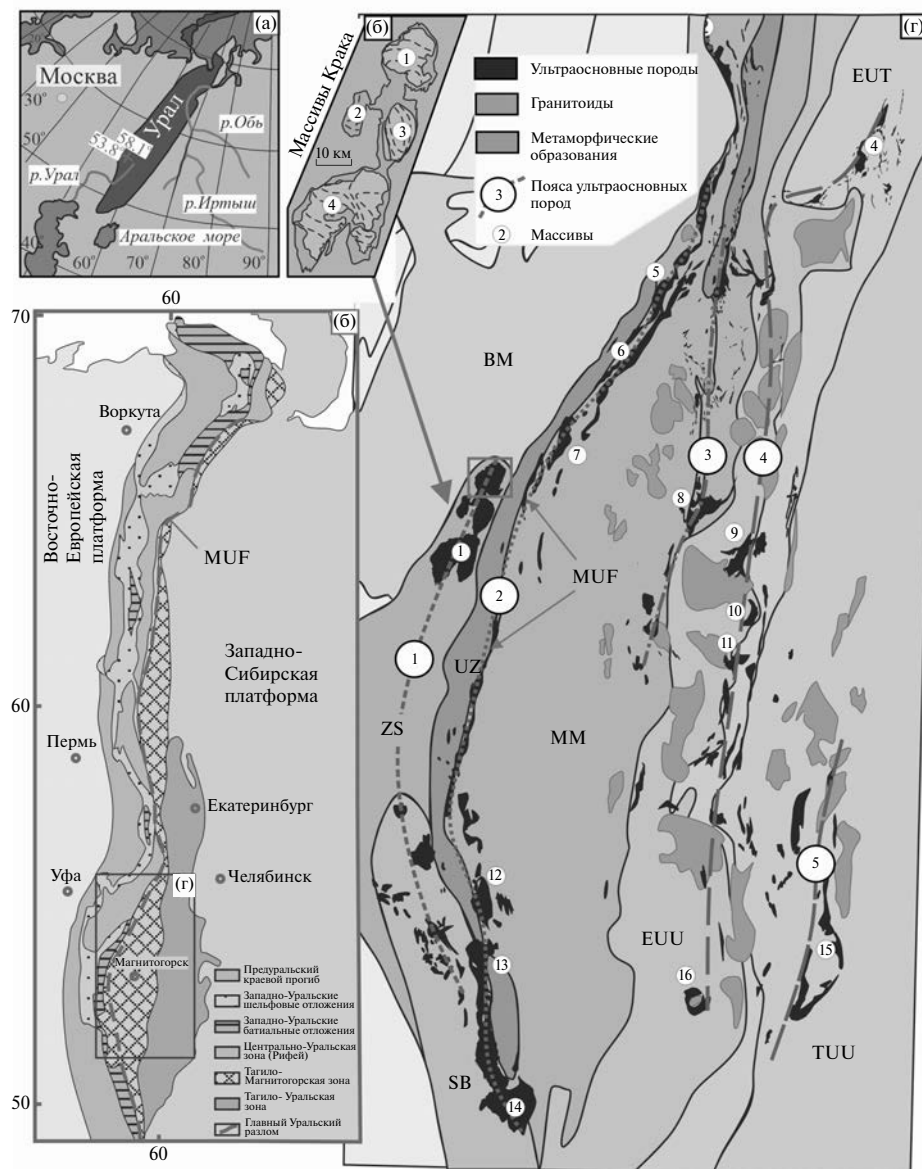


Рис. 1. а – локализация Уральского складчатого пояса; б – схема структурно-тектонического зонирования Урала [13] с дополнениями; в – массивы Крака: 1 – Северный; 2 – Узянский; 3 – Средний; 4 – Южный; г – распространение ультраосновных пород на Южном Урале.

Пояса ультраосновных пород: 1 – Западный (Крака–Медногорский); 2 – Зона Главного Уральского разлома; 3 – Миасс–Куликовский; 4 – Казбаево; 5 – Восточный. Массивы ультраосновных пород [13, 17]: 1 – Крака (вкладка “в”); 2 – Уфалей; 3 – Таловский; 4 – Муслумово; 5 – Нуралы; 6 – Калкан; 7 – Миндяк; 8 – Куликовский; 9 – Татишево; 10 – Верблюжьегорский; 11 – Варшавка; 12 – Халилово; 13 – Хабарный; 14 – Кемпирсай; 15 – Аккарга; 16 – Киембай. Цвета выделяют различные структурные зоны: BM – Башкирский мегантиклинорий; EUT – Восточно-Уральский прогиб; EUU – Восточно-Уральское поднятие; MM – Магнитогорская мегазона; MUF – Главный Уральский разлом; SB – Сакмарская котловина; TUU – Зауральское поднятие; ZS – Зилаирский синклиний.

деформаций. Размер зерен необластов на 1–2 порядка меньше размера порфирокластов, что свидетельствует, вероятно, о высокой скорости хрупких деформаций.

Минеральный состав, рассчитанный на шпинелевую норму и на сухой остаток, составляет: оливин – 57, ортопироксен – 28,

клинопироксен – 10, хромшпинель – 5 мас. %. Порода серпентинизирована на 11%.

На слабую истощенность образца 7511 указывают данные по содержанию глинозема в сосуществующих минералах (масс. %): клинопироксен – 6.12, ортопироксен – 5.36, хромшпинель – 56.92. #mg оливина – 89,7 мол. %.

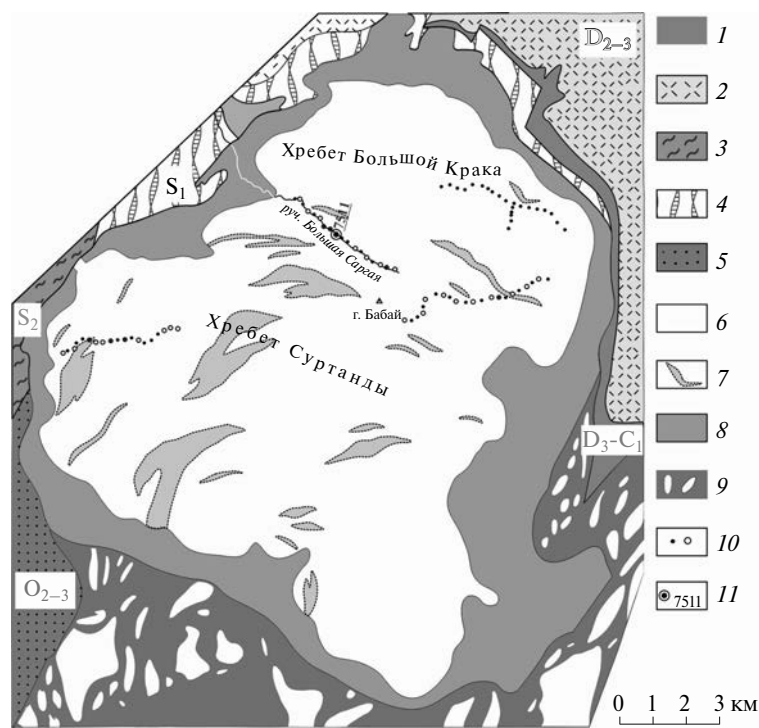


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северного Крака. 1 – Зилайрская серия – полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы D₃-C₁; 2 – известняки с прослоями песчаников и глинистых сланцев D₂₋₃; 3 – кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы S₂; 4 – глинистые и кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, алевролиты S₁; 5 – кварцевые песчаники, кремнистые и глинистые сланцы O₂₋₃; 6 – Шпинелевая фация гарцбургит-лерцолитовой серии; 7 – Плагноклазовая фация гарцбургит-лерцолитовой серии; 8 – Хризотил-лизардитовые серпентиниты; 9 – Полимиктовый серпентинитовый меланж; 10 – места отбора образцов; 11 – образец 7511, правый борт ручья Большая Саргая.

Пробоподготовка. После стандартной процедуры дробления измельченный препарат просеивался через сита 350–250 мкм для предварительного выделения Орх и Срх, после чего соответствующие концентраты чистились ультразвуком в тридистиллированной воде. После магнитной сепарации минеральные зерна Орх и Срх отбирались вручную с помощью бинокулярного микроскопа. Затем каждая из монофракций была разделена на две части: первая, а также порода в целом, были последовательно подвергнуты кислотному выщелачиванию (AL) с помощью

кислот: 5M HCl при температуре 125 °C в течение ~8 ч, далее в горячей (100 °C) 7M HNO₃ для растворения осадка и наконец на финише осуществлялась промывка тридистиллированной водой. Вторая часть фракций минералов и породы не подвергалась воздействию кислот.

Весовые соотношения в результате пробоподготовки образца лерцолита приведены в табл. 1. Более подробные сведения о AL-процедурах, примененных в том числе для лерцолитов массива Ронда (Испания), можно обнаружить в статье [10].

Таблица 1. Весовые соотношения в результате AL-пробоподготовки образца лерцолита 7511 массива Северный Крака.

Материал	Необработанный материал	Кислотное выщелачивание		
	Навеска, г	Исходная навеска, г	Остаток после растворения, г	Ушло в раствор, г
Ортопироксен (Орх)	0.9	1.2283	1.1072	0.1211
Клинопироксен (Срх)	0.4	0.7483	0.4158	0.3325
Порода в целом (Wr)	1.0	2.3528	1.5696	0.7832

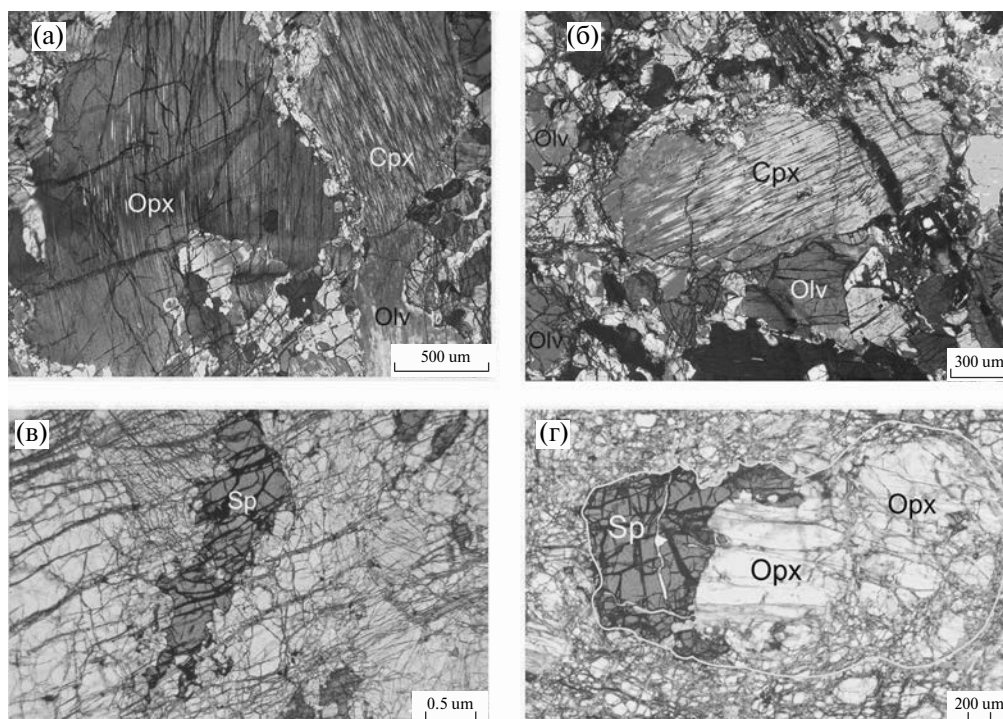


Рис. 3. Порфирокластическая структура шпинелевого лерцолита (обр. 7511). (а) – ортопироксен-клинопироксеновый порфирокласт, окруженный необластами пироксенов и оливина. Обращают внимание тонкие пластинки – продукты распада порфирокластов: клинопироксена в ортопироксене (Orpx) и ортопироксена в клинопироксене (Cpx). Периферические зоны порфирокластов частично очищены от пластинок распада, материал которых был потрачен на формирование необластов. В отличие от пироксенов, оливин (Olv) легко дробится и, как правило, образует необласты. (б) – Порфирокласт клинопироксена (Cpx), окруженный необластами пироксенов и оливина. (в) – цепочки зерен хромшпинели (Sp), образованные в ходе пластических деформаций. (г) – Апопироповый (?) шпинель-ортопироксеновый кластер – продукт реакции “пироп + 2оливина = 4ортопироксена + шпинель”, в ходе деформаций превращенный в порфирокласт.

Аналитические процедуры. Все нижеописанная аналитика выполнена в ИГГ УрО РАН.

Определение содержаний РЗЭ в лерцолите выполнялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением кислотного разложения смеси исходного образца со смешанным трассером $^{138}\text{La} + ^{142}\text{Ce} + ^{145}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm} + ^{153}\text{Eu} + ^{157}\text{Gd} + ^{161}\text{Dy} + ^{168}\text{Er} + ^{171}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu}$, ионообменной хроматографии и последующего анализа с помощью секторного (SF) масс-спектрометра (HR/ICP-MS) Element2. Контроль точности и воспроизводимости измерений концентраций РЗЭ осуществлялся путем анализа стандартного образца частично серпентинизированного гарцбургита PCC-1 USGS. Детали аналитических процедур можно найти в [4].

Анализ концентраций Sm, Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ осуществлялся масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), предусматривающим

кислотное разложение смеси исходного образца со смешанными спайками $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$, $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$, ионообменной хроматографии и последующего анализа результирующих реагентов с помощью мультиколлекторного твердофазного масс-спектрометра Triton (TIMS) в статическом режиме. Для оптимизации параметров изотопного разбавления производилось предварительное измерение содержаний Sm и Nd методом HR/ICP-MS. Более подробное описание аналитических процедур приведено в [15].

Контроль точности и воспроизводимости измерений концентраций Sm (6.535 ± 0.032 , СКВО = 1.4), Nd (28.55 ± 0.17 , СКВО = 1.6), отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710242 ± 0.000026 , СКВО = 0.98, $n = 88$), (0.70800 ± 0.00002 , СКВО = 0.85, $n = 84$), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.13820 ± 0.00024 , СКВО = 1.07), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512638 ± 0.000009 , СКВО = 0.97), (0.511856 ± 0.000005 , СКВО = 0.67, $n = 51$) проводился путем анализа стандартов BCR-2 USGS, Eimer & Amend, SRM-987 и La Jolla.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Спектр распределения РЗЭ шпинелевого лерцолита северного Крака на графике в координатах “элемент – C_{Wr}/C_{Ch} ”, где C_{Wr} , C_{Ch} – концентрации элементов в породе в целом и хондрите, соответственно, показан на рис. 4, из которого следует, что изученный образец характеризуется обеднением цериевой части лантаноидов ($(La/Lu)_N=0.272$, $(Ce/Lu)_N=0.323$) и близкой к горизонтальной моделью распределения тяжелых РЗЭ. ($(Dy/Lu)_N=0.963$). Аномалий Ce и Eu не выявлено. Существует мнение [5, 6, 19], что такая форма распределения РЗЭ отражает процесс дифференциации вещества мантийного источника, обедненного легкими РЗЭ. Такие закономерности аналогичны тем, которые были обнаружены в перидотитах и минеральных фракциях из орогенных перидотитовых массивов (например, [XI, XII]).

Для сравнения, на этот же график нанесены спектры распределения РЗЭ орогенных лерцолитов восточных Пиреней: Lherz, Freychinede, Pic Couder, Porteteny, Sem, Bestiac [6], а также аналогичных пород из массивов Миндяк и Нурал, Ю. Урал [19].

$^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{147}Sm-^{143}Nd$ изотопная систематика. Результаты изучения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - и $^{147}Sm-^{143}Nd$ -

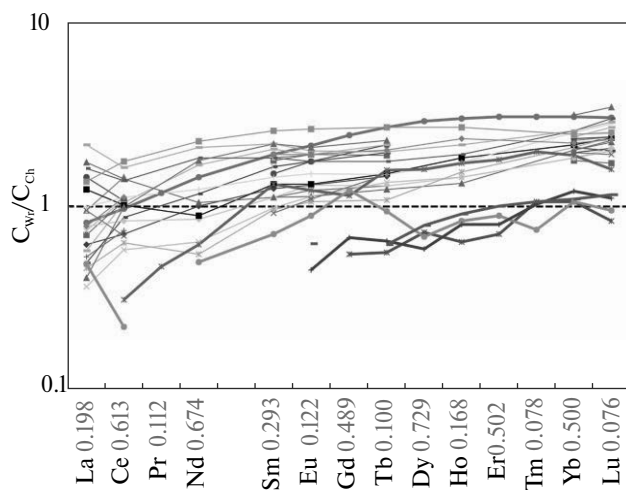


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в лерцолитах. Тонкие цветные линии – лерцолиты восточных Пиреней [6]. Красная утолщенная линия характеризует спектр распределения РЗЭ образца, изученного в настоящей работе. Остальные утолщенные цветные линии – лерцолиты массивов Миндяк и Нурал, Ю. Урал, номера проб соответствуют таковым из табл. 1 [19]. C_{Wr} , C_{Ch} – концентрации РЗЭ в породе (ppm, указаны красными цифрами по оси абсцисс) и хондрите соответственно. Коэффициенты нормализации по [IX].

изотопных систем в шпинелевом лерцолите массива Северный Крак приведены в табл. 2, а графическая интерпретация этих данных представлена на рис. 5, 6.

Размах осцилляции концентраций Sm, Nd в изученных образцах породы в целом, ортопироксене и клинопироксене, не подвергнутых кислотному выщелачиванию, определяется интервалами 0.149–0.227 ppm и 0.516–0.448 ppm соответственно, диапазоны наблюдаемых отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ идентифицируются значениями 0.17450–0.3058, 0.513014–0.513479 (или +7.4–+16.4 в единицах ϵ_{Nd}). Аналогичные параметры для разностей, испытавших воздействие кислот, демонстрируют сравнительное обогащение величин концентраций Sm, Nd и отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ от 1.40, 0.80, 1.13, 1.0002 до 1.68, 1.49, 1.75, 1.0011 соответственно (табл. 2), что значительно увеличивает “растяжку” положения фигуративных точек по осям координат эволюционной диаграммы (рис. 5). Использование программного обеспечения Isoplot/Ex ver. 3.6 [12] для $^{147}Sm-^{143}Nd$ - и $^{143}Nd/^{144}Nd$ -изотопных сигнатур Wr, Opx, Cpx позволяет выявить эррохронную зависимость (MSWD=2.6), определяющую возраст 542 ± 33 млн лет. Единичные образные расчеты для Wr_{AL} , Opx_{AL} , Cpx_{AL} , $*Cpx_{AL}$

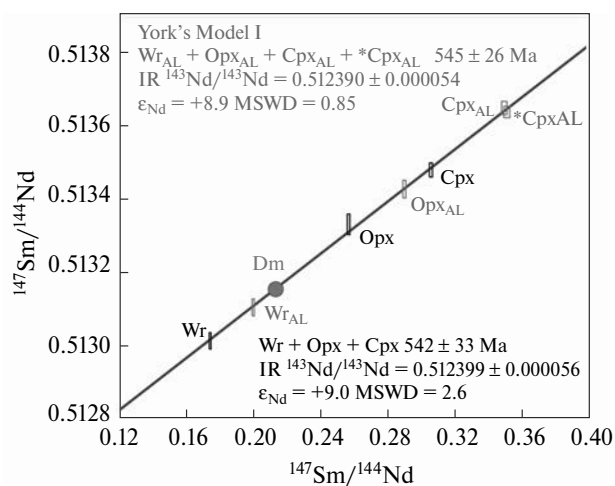


Рис. 5. $^{147}Sm-^{143}Nd$ -эволюционная диаграмма для лерцолита 7511 массива Северный Крак (рис. 2). Размеры прямоугольников пропорциональны погрешностям $\pm 2\sigma$ атомных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$. Wr – порода в целом, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен. Нижний индекс “AL” идентифицирует разности, подвергнутые кислотному выщелачиванию. MSWD – Mean Square of Weighted Deviates. Параметры CHUR указаны в подписи к табл. 2. DM: $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2135$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$ [X].

Таблица 2. ^{147}Sm - ^{143}Nd - и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - (в примечании) данные для шпинелевого лерцолита массива Северный Крака.

Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(545)$
7511 Wt	0.149	0.516	0.1745	0.0005	0.513014	0.000022	+7.4	+8.9
7511 Opx	0.0791	0.186	0.2568	0.0008	0.513331	0.000028	+13.6	+9.4
7511 Cpx	0.227	0.448	0.3058	0.0009	0.513479	0.000019	+16.4	+8.9
7511 Wt _{AL}	0.249	0.752	0.2001	0.0006	0.513105	0.000023	+9.1	+8.9
7511 Opx _{AL}	0.133	0.277	0.2900	0.0009	0.513427	0.000024	+15.4	+8.9
*7511 Cpx _{AL}	0.339	0.584	0.3509	0.0018	0.513637	0.000015	+19.5	+8.8
7511 Cpx _{AL}	0.348	0.602	0.3494	0.0016	0.513648	0.000018	+19.7	+9.1

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703021 \pm 0.000035$, $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.0$. При расчете $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(545)$ использованы значения возраста 545 млн лет и характеристик UR, CHUR, DM: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ соответственно.

(дубликат для оценки воспроизводимости) диагносцируют наличие изохроны (MSWD = 0.85, York's model I) с возрастом 545 ± 26 млн лет и высоким значением инициального отношения ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ = 0.512390 ± 0.000054 (рис. 5), соответствующего в рамках представлений относительно модельных резервуаров величине $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$. Примечательно положение фигуративной точки DM (depleted mantle) на диаграмме (рис. 5), практически удовлетворяющее линии регрессии/изохроне с тангенсом угла наклоном 0,00357 (соответствующей возрасту 545 млн лет) и разницей между значениями величин ординат между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(545)$ всего лишь 0.000007 (абс.), менее чем полученные $\pm 2\sigma$ погрешности (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные ограничения. В соответствии с ранними представлениями 1960 гг., приведенными в объяснительной записке к государственной геологической карте РФ, масштаба 1 : 200 000 [IY, http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_N-40-XXII.pdf], возраст массивов Крака трактуется в широком диапазоне — от докембрийского до послераннекаменноугольного, тем не менее авторами по непонятной причине принят силурийский возраст (vs, σ, Σuv Ok).

В более современной работе [2], на основании U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов, выделенных из массива Узянского Крака (2, рис. 1 в), выявлен еще более широкий диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов, превышающий 1800 млн лет. Анализируя полученную U–Pb SHRIMP-II-возрастную сигнатуру, авторы выделяют три этапа (NP₃, D₂—O₃ и J₁—C₁),

утверждая, что цирконы из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянского Крака представляют полигенно-полихронное сообщество, сосуществующие разновидности которого определяются длительностью эволюции пород, их прогрессивными-регрессивными изменениями. При этом постулируется отчетливая преемственность между всеми выделенными типами цирконов из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянский Крака. Наиболее древние реликтовые датировки, характеризующие эндогенные преобразования исходного субстрата, установлены в цирконах лерцолитов (2037 ± 20 и 1132 ± 6 млн лет), гранатовых пироксенитов (953 ± 11 млн лет) и дунитов (632 ± 11 млн лет). Во всех породных ассоциациях проявлены сходящиеся значения возраста в интервалах 590–550 млн лет и 445–390 млн лет, которые характеризуют этапы глубинного расслоения лерцолитового блока на комплементарные серии и перемещение их на верхнекоровый уровень. Возрастные данные в интервале 299–196 млн лет, обнаруженные только в дунитах, отражают влияние палеозойских сдвиговых процессов.

Иными словами, исходные лерцолиты с возрастом 2037 млн лет, по мнению [2], испытали термальные воздействия, обусловленные пульсационным функционированием мантийных плюмов, на протяжении всей позднедокембрийской рифтогенной предыстории Урала. Проведенные исследования позволили авторам сделать вывод о том, что в современной структуре Уральского коллизионного орогена присутствуют фрагменты подконтинентальной литосферы, ранее описанные лишь для массивов корневых зон Западной и Центральной Европы.

Сравнивая ^{147}Sm – ^{143}Nd AL ID-TIMS-данные (545 ± 26 млн лет, $\text{MSWD} = 0.85$), полученные нами в настоящей работе, с результатами U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов, выделенных из массива Узянского Крака, можно отметить удовлетворительное совпадение вычисленных возрастов, поскольку основной, статистически обоснованный ($n = 7$) объединительный кластер, соответствующий фигуративным точкам кратеров (3, 11.3, 9, 11.2, 5, 6, 7.2) цирконов лерцолита K55 [2, табл. 2], определяет U–Pb-конкордантный возраст 536.8 ± 4.6 млн лет (2σ), $\text{MSWD} = 1.17$.

К выводам о наличии кадомского этапа орогенеза в эволюции Миндякского массива (5, рис. 1 г), считающимся аналогом² Крака, но локализованного северо-восточнее, в зоне ГУГР, пришли и авторы [19], изучая соответствующие породы ^{147}Sm – ^{143}Nd - и Re–Os-методами изотопной геологии. Здесь следует отметить, что целесообразность аналитических приемов, реализованных при изучении Re–Os-изотопной систематики пород Миндякского массива, вызывают определенные сомнения. Это наглядно демонстрируют результаты повторного анализа образца Му-35 ($n = 11$, табл. 3, [19]), которые позволяют оценить величины коэффициентов вариации концентраций Re, Os и отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равные 28.8%, 24.8%, 66.6%, 56.7% соответственно. По нашему опыту, а также имеющимся литературным данным, применение метода низкотемпературного кислотного разложения в случае таких пород, как пироксениты, вряд ли оправданно. Метрологически более обоснованными выглядят ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS-данные для габбро и диоритов Миндякского массива, для которых получена изохронная зависимость ($\text{MSWD} = 0.90$), определяющая возраст 540 ± 18 млн лет и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512263 \pm 0.000024$ [19]. Результатом проведенных исследований методами изотопной геологии является вывод о том, что Миндякский лерцолитовый массив может быть “первой находкой неопротерозойской кадомской дуги на Южном Урале” [19].

В контексте настоящего изложения следует также отметить неопротерозойские значения возрастов, полученные коллективом авторов [Y] на основании изучения ^{147}Sm – ^{143}Nd -систематики пород

(лерцолиты, клинопироксениты, верлиты и оливиновые клинопироксениты) и минералов (Орх из лерцолитов и Срх из верлитов и оливиновых клинопироксенитов) Нуралинского (578 ± 18 млн лет, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512163 \pm 0.000029$, $\text{MSWD} = 1.3$, $n = 10$) и Миндякского (762 ± 68 млн лет, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.511850 \pm 0.000011$, $\text{MSWD} = 0.3$, $n = 6$; 796 ± 51 млн лет, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.511797 \pm 0.000083$, $\text{MSWD} = 0.65$, $n = 7$) массивов. Авторами сделан вывод о том, что возможно кумулятивные верлиты и оливиновые клинопироксениты и комплементарные им габбро представляют собой продукты фракционирования первичного расплава, который был выплавлен из лерцолитов в то время, которое фиксируется ^{147}Sm – ^{143}Nd -возрастом. Альтернативная модель предполагает, что ^{147}Sm – ^{143}Nd -возраст соответствует времени просачивания этого расплава сквозь более древние перидотиты.

Таким образом, резюмируя сведения относительно возрастных ограничений в рамках данного параграфа, можно полагать, что совпадение U–Pb Pb SHRIMP-II-цирконовых датировок [2] и ^{147}Sm – ^{143}Nd AL ID-TIMS-данных в интервале 590–540 млн лет в главных породных ассоциациях массива Узянский Крака и шпинелевом лерцолите Северного Крака свидетельствует о формировании стратифицированного (сверху вниз: лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, гранатовые пироксениты) разреза [2] массивов Крака до открытия уральского палеоокеана [19].

Генетические ограничения

Как уже упоминалось во введении, орогенные лерцолиты часто интерпретируются как фрагменты континентальной литосферной мантии, тектонически внедренные в земную кору (например, [14] и др.). Рассматриваемая модель находит подтверждение для цирконов лерцолитов Узянского Крака (рис. 1 в, 2), на основании анализа дискриминационных диаграмм в координатах Yb–U, Hf–U/Yb, Y–U/Th [1], позволяющих, как известно, дифференцировать циркон континентального и океанического происхождения. В выводах [1] постулируется, что фигуративные точки цирконов всех возрастных кластеров (диапазон от 2037 до 196 млн лет) в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и серпентинитах Узянского Крака на упомянутых выше диаграммах соответствуют полю вещества континентального генезиса, что не противоречит в целом представлениям о формировании этих пород при рифтовом растяжении континентальной литосферы [1, 2].

² Фокусируясь на дискуссии об аналогии массивов Нурали, Миндяк и Крака, географически разобщенных в настоящее время (рис. 1 г), можно процитировать утверждение авторов [2] о том, что реактивация Кракинского массива в среднем палеозое в соответствии с U–Pb SHRIMP-II-возрастным интервалом 390–445 млн лет предполагает связь с процессами выведения мантийного блока и его аллохтонным перемещением в верхнюю кору.

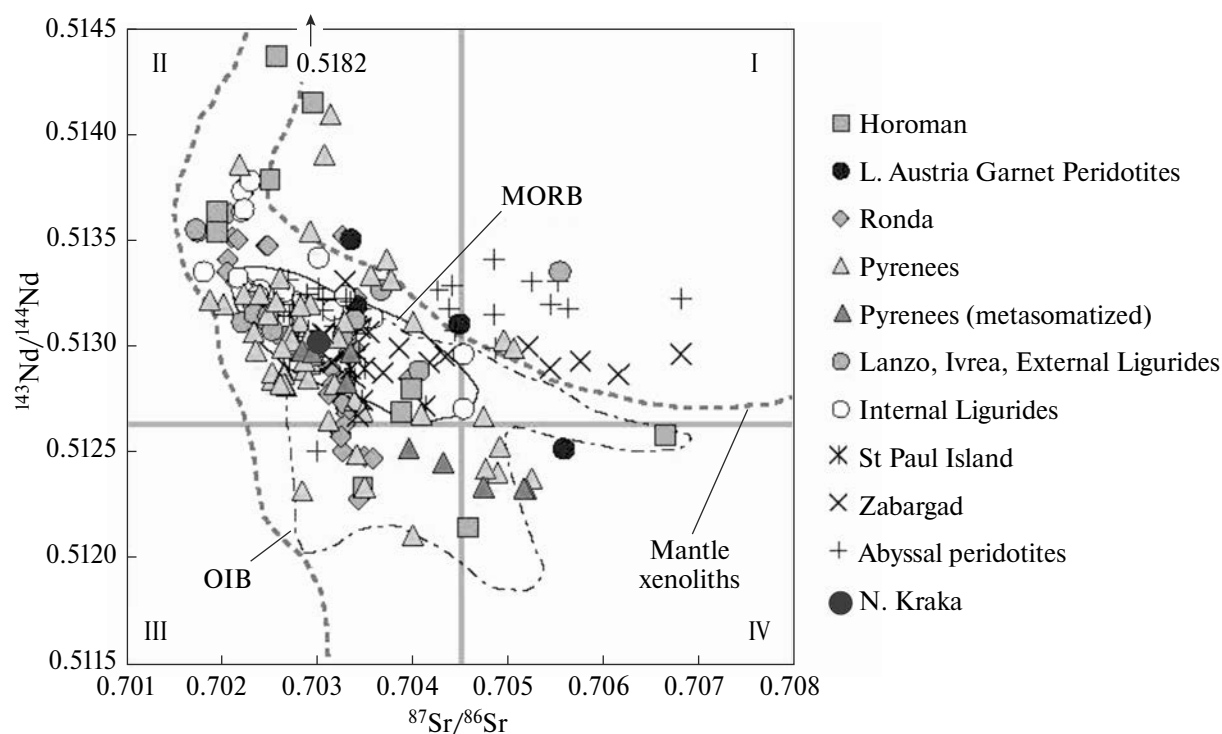


Рис. 6. Корреляционная диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для лерцолита массива Северный Крака (синий кружок) и клинопироксенитов, выделенных из орогенных, офиолитовых и абиссальных перидотитов, пироксенитов Horoman, Lower Austria, Ronda, Pyrenees, Western Alps (Balmuccia, Lanzo, and the External Ligurides), Zabargad, Internal Ligurides, а также для океанических перидотитов [5]. **Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB)** из базы данных Petrological Database of the Ocean Floor (PetDB https://wiki5.ru/wiki/Petrological_Database_of_the_Ocean_Floor). **Ocean-Island Basalt (OIB)** из базы данных Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents (GEOROC <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>, данные по Французской Полинезии, Исландии, Гавайям, Галапагосским островам и Буве). I, II, III, IV – квадранты, выделенные (серые горизонтальная и вертикальные линии) относительно изотопного состава Sr и Nd модельного резервуара CHUR (параметры указаны в примечании к табл. 2).

Альтернативная гипотеза о происхождении орогенных лерцолитов из океанической коры была предложена в [7], полагающих, что орогенные лерцолиты представляют собой подтип офиолитов, отличающийся от распространенного гарцбургитового более тонким разрезом коры и непосредственным контактом с метаморфизованной континентальной корой. По мнению этих авторов, орогенные лерцолиты могут быть связаны с трансформными разломами или очень медленно эволюционирующими спрединговыми центрами, где литосферный фронт проникает на расстоянии первых десятков километров в нижележащую мантию.

Полученные в настоящей работе РЗЭ-данные, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и ^{147}Sm - ^{143}Nd -изотопная систематика шпинелевого лерцолита массива северный Крака позволяют определить источник вещества изученной породы. Об этом свидетельствует наблюдаемая корреляционная зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в частности,

особенность положения соответствующей фигуративной точки по оси $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, II квадрант графика, рис. 6), что вместе со спецификой спектра распределения РЗЭ (рис. 4) не противоречит гипотезе о происхождении изученного лерцолита вследствие плавления уже истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник с параметрами, подобными MORB.

Другим аргументом в пользу изложенного в предыдущем абзаце является позиция фигуративной точки DM на изохронном графике (рис. 5), поскольку изотопный состав Sm и Nd в рамках наблюдаемых погрешностей практически точно ($\Delta = 0.0014\%$) соответствует параметрам линии регрессии (slope 0.00357). Иными словами, эволюционные параметры ^{147}Sm - ^{143}Nd деплетированного резервуара DM (фигуративная точка со значением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$ по оси абсцисс) тождественны изотопному составу Sm и Nd шпинелевого лерцолита массива Северный Крака.

Геодинамические следствия

Вычисленный в рамках проведенного исследования ^{147}Sm – ^{143}Nd AL ID-TMS-изохронный возраст 545 млн лет для шпинелевого лерцолита массива Северный Крак в сочетании с имеющимся комплексом геологических и геохимических данных позволяет утверждать [3, 19] о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале времени 620–540 млн лет, ответственной за образование тиманид. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы дает возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами

(https://ru.wikibrief.org/wiki/Cadomian_Orogeny). Глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя не противоречат гипотезе о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны (рис. 7).

Согласно имеющимся палеомагнитным построениям [20], Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, тем не менее, на существенном удалении от нее. Вместе с тем Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды находились, согласно этим же данным, на очень близких широтах [3]. Имея в виду, что палеомагнитные данные не позволяют однозначно определить палеодолготу,



Рис. 7. Геологически обусловленная реконструкция суперконтинента Паннотия, который, вероятно, существовал вблизи докембрийско-кембрийской границы, 600–540 млн лет [8]. Панафриканско-бразильские (паннотские; [18]) бассейны показаны закрытыми, хотя некоторые из них, возможно, сохранились до кембрия ([11]). Примечательно, что авторы [20] интерпретировали палеомагнитные данные как требующие разделения Лаврентии и Гондваны более чем на 5000 км на границе докембрия и кембрия. Трактовка основана в первую очередь на геологических аргументах, поскольку показанные палеомагнитные полюса не подтверждают такое близкое соседство Лаврентии и Гондваны [8]. Pacific ocean – Тихий океан; Extensional margin – расширение восточной окраины Тихого океана; East Gondwana – восточная часть суперконтинента Гондвана; Laurentia – суперконтинент Лаврентия; Cadomian arc – кадомская магматическая дуга; A – Arequipa massif; AM – Amazonian craton; B – Baltica (Russian craton); C – Congo craton; D-R-A – Delamerian-Ross arc; E – Ellsworth-Whitmore mountains block (in Pangea position); EA – East Avalonia (southern British Isles); ESMT – hypothetical Ellsworth-Sonora-Mojave transform; F/MP – Falkland-Malvinas Plateau; K – Kalahari craton; MAOT – hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; R – Rockall Plateau with adjacent northwest Scotland and northwest Ireland; RP – Rio de la Plata craton; S – Siberia (Angara craton); SF – São Francisco craton; SV – Svalbard block (Barentia); WA – West African craton; TxP – hypothetical Texas plateau. Линии с черными треугольниками – верхние плиты зон субдукции (кадомский ярус) и зарождающихся зон субдукции (дуга Деламерия – Росса, D-R-A); жирные линии – зарождающиеся mid-Iapetus хребты; диагональные линии – коллизионный ороген восточной Африки, включающий восточную и западную Гондвану.

можно откорректировать реконструкцию [20] таким образом, чтобы полагать, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды представляли компактный, более крупный ороген в составе следующего после Родинии³ суперконтинента Паннотия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны ст. науч. сотр. ИГГ УрО РАН О.П. Лепихиной и Н.В. Чередниченко за помощь в пробоподготовке изученного материала, а также ст. науч. сотр. ИГ УФНЦ Д.Е. Савельеву за графические материалы к рис. 1. Конструктивные замечания и ценные предложения двух анонимных рецензентов, позволили существенно улучшить настоящую рукопись.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6 и № 122022600107-1; № темы: FUMZ-2022-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. Изотопно-геохимическая систематика циркона из ультрабазитов массива Узянский Крака // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 2014. № 161. С. 158–166.
2. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. Т. 5. С. 506–522.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.З., Лепихина О.П., Лепихина Г.А. Определение ультрамалых содержания REE в геологических образцах ID-SF-HR/ICP-MS методом: на примере стандартных образцов дунита и перидотита / Ежегодник-2007. Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2008. С. 409–420.
5. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. Treatise on Geochemistry. 2007. 1–73. DOI:10.1016/b0-08-043751-6/02004-1
6. Bodinier J.-L., Dupuy C., Dostal J. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. 52(12), 2893–2907. DOI:10.1016/0016-7037(88)90156-1
7. Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. 76. 84–92.
8. Dalziel I.W.D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia // *GSA Today*. 1992. V. 2. No. 11. P. 237–241.
9. Downes H., Bodinier J.-L., Thirlwall M.F., Lorand J.-P., Fabries J. REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of Eastern Pyrenean Peridotite Massifs: Sub-Continental Lithospheric Mantle Modified by Continental Magmatism // *Journal of Petrology*. 1991. Special_Volume 2. 97–115. DOI:10.1093/petrology/special_volume.2.97
10. Garrido C.J., Bodinier J.-L., Alard O. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. 181(3), 341–358. DOI:10.1016/S0012-821X(00)00201-6
11. Grunow A., Hanson R., Wilson T. Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening // *Geology*. 1996. 24(12), 1063–1066. DOI:10.1130/0091-7613(1996)024<1063: waopad>2.3.co;2
12. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/EX ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2008. No. 4, CA. 77 pp.
13. Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen / In *Orogeny Through Time*. Published by The Geological Society London. Ed. J.-P. Burg and M. Ford. P. 201–236. DOI:10.1144/gsl.sp.1997.121.01.09
14. Reisberg L.C., Allègre C.J., Luck J.-M. The Re–Os systematics of the Ronda ultramafic complex of southern Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. 105. 196–213.
15. Ronkin Y.L., Karaseva T.V., Maslov A.V. The First ¹⁴⁷Sm–¹⁴³Nd Data on Rocks from the 6925.2–to 8250-m Interval of the SG-7 Superdeep Borehole (West Siberian Oil-and-Gas Province) // *Dokl. Earth Sc.* 2021. 496. P. 130–134 <https://doi.org/10.1134/S1028334X2102015X>
16. Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the Latest Precambrian–Early Palaeozoic to the Early Cretaceous // *Geological Society, London, Memoirs*. 2006. 32(1), 481–05. DOI:10.1144/gsl.mem.2006.032.01.30
17. Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataulin R.A. Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of

³ Родиния – гипотетический суперконтинент, предположительно существовавший в протерозое – эоне докембрия (<https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A0%D0%BE%D0%B4%D0%B8%D0%BD%D0%B8%D1%8F>).

- the South Urals: morphology, composition and origin // *Mineralogy and Petrology*. 2022. 116, 401–427.
18. *Stump E.* Construction of the Pacific margin of Gondwana during the Pannotios cycle, in McKenzie, G. D., ed., *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology, and paleontology* // American Geophysical Union Geophysical Monograph. 1987. 41. P. 77–87.
 19. *Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.-L., Allègre C.J.* Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // *Chemical Geology*, 2007. 240(1–2), 61–84. DOI:10.1016/j.chemgeo.2007.02.006
 20. *Torsvik T., Smethurst M., Meert J., Vandervoo R., Mckerrow W., Brasier M., Sturt B.A., Walderhaug H.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Reviews*. 1996. 40(3–4), 229–258. DOI:10.1016/0012-8252(96)00008-6.

SPINEL LHERZOLITES OF THE NORTHERN KRAKA MASSIF (SOUTHERN URALS): FIRST REE ID-ICP-MS, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ AND ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS ISOTOPE CONSTRAINS

Yu. L. Ronkin[#], I. S. Chashchukhin, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: y-ronkin@mail.ru*

The results of a REE ID-ICP-MS, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ and ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS study of the isotope systematics of spinel lherzolites from the northern Kraka massif, which is part of the largest (more than 900 km²) lherzolite allochthon thrust over the bathyal and shelf deposits of the passive continental margin, East European platform are presented. As a result, an isochron dependence (MSWD = 0.85) was revealed for the first time, which determines the age of 545 ± 26 Ma and the high value of the initial ratio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ = 0.512390 ± 0.000054 , corresponding, within the framework of model representations, to $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$. The resulting REE, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and ^{147}Sm - ^{143}Nd isotopic signatures indicate the melting of an already depleted protolith, which can be identified as a mantle source, with MORB-like parameters. The isochron age calculated in the framework of the ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS study, in combination with the available complex of geological and geochemical data, allows us to state the manifestation of the Late Vendian phase (epoch) of folding and orogeny in the Urals in the interval of 545 ± 26 Ma. Comparison of these data with materials on the geology of Central and Western Europe makes it possible to correlate the Timanid structures formed as a result of this phase of folding with Cadomides, which ultimately, based on global reconstructions of continents for the end of the Proterozoic, will authorize the hypothesis of the existence of the Cadomian orogen on the periphery of Gondwana.

Keywords: lherzolite, northern Kraka massif (S. Urals), REE ID-ICP-MS, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ and ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS isotope systematics, Cadomian orogen

УДК 550.93+549.752.143 (571.53/.55)

ХИМИЧЕСКОЕ МИКРОЗОНДОВОЕ Th–U–Pb-ДАТИРОВАНИЕ МОНАЦИТА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ БУРПАЛИНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. А. В. Спивак^{1,*}, И. А. Сотникова², А. А. Вирус¹, академик РАН М. И. Кузьмин²,
Е. С. Захарченко¹, Т. Б. Колотилина², Н. В. Алымова²

Поступило 03.07.2023 г.

После доработки 01.09.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) проведено исследование химического состава и зональности монацита из дайки редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье). Установлено, что монациты представлены Ce и La разновидностями. Зерна монацита-(Ce) характеризуются повышенной концентрацией Nd_2O_3 и ThO_2 по сравнению с монацитом-(La). Средневзвешенный возраст по монацитам, установленный методом U–Th–Pb CHIME, составил 251 ± 31 млн лет. Возраст, рассчитанный методом изохроны, соответствует 273 ± 69 млн лет. Полученные значения возраста монацита свидетельствуют о том, что пегматиты Бритолитовой зоны внедрялись после пегматитов северо-западного участка, и позволяют предположить существование нескольких этапов становления редкометалльных пегматитов в массиве.

Ключевые слова: монацит, редкометалльные пегматиты, Th–U–Pb-метод, Бурпалинский массив, внутриплитовый магматизм

DOI: 10.31857/S2686739724010108

Бурпалинский массив, относящийся к Северо-Байкальской щелочной провинции, является уникальным редкометалльным объектом с На-специализацией. Массив представляет собой интрузию центрального типа площадью 250 км^2 (рис. 1). В результате полученных геологических, петрохимических и геохимических данных последовательность формирования слагающих пород массива представляется следующим образом: шонкиниты → нефелиновые сиениты → полосчатые трахитоидные сиениты → кварцевые сиениты → жильные породы: мариуполиты, фойяиты, редкометалльные пегматиты, апатит-флюоритовые породы, карбонатиты, щелочные граниты [1]. Проведенные ранее U–Pb-геохронологические исследования Бурпалинского массива по цирконам показали, что возраст щелочных сиенитов (пуласкитов) главной фазы (2 – проба

Бур 305/10) составляет 294 ± 1 млн лет, а редкометалльных пегматитов северо-западной зоны (3 – проба Бур 313/10) – 283 ± 8 млн лет [2, 3]. Редкометалльные пегматиты Бритолитовой зоны (1 – проба Бур 310/9), которые внедрились по разломам в щелочных сиенитах центральной части массива (рис. 1), продатированы нами впервые методом U–Th–Pb CHIME по монацитам.

Данные пегматиты представлены дайками, прослеживающимися по простиранию до 50 м, мощностью до 20 м, имеют полосчатую текстуру, характеризуются среднезернистой, реже крупнозернистой структурой. Содержания REE в них варьируют в широком диапазоне от 0,1 до 10300 ppm [1, 3]. Общий химический состав пород: SiO_2 – 58.18, TiO_2 – 1.31, Al_2O_3 – 13.01, Fe_2O_3 – 6.82, FeO – 2.00, MnO – 0.68, MgO – 2.36, CaO – 2.17, Na_2O – 2.66, K_2O – 9.40, P_2O_5 – 0.14, H_2O – 1.25, сумма 99.98 мас.%. [4]. Редкометалльные пегматиты сложены микроклином, эгирином, арфведсонитом, альбитом; из акцессорных минералов присутствуют – апатит, флюорит, ильменит, циркон, бритоцит, сейдозерит, ловенит, монацит.

¹Институт экспериментальной минералогии
им. Д. С. Коржинского Российской Академии наук,
Московская обл., Черноголовка, Россия

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова Сибирского
отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

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

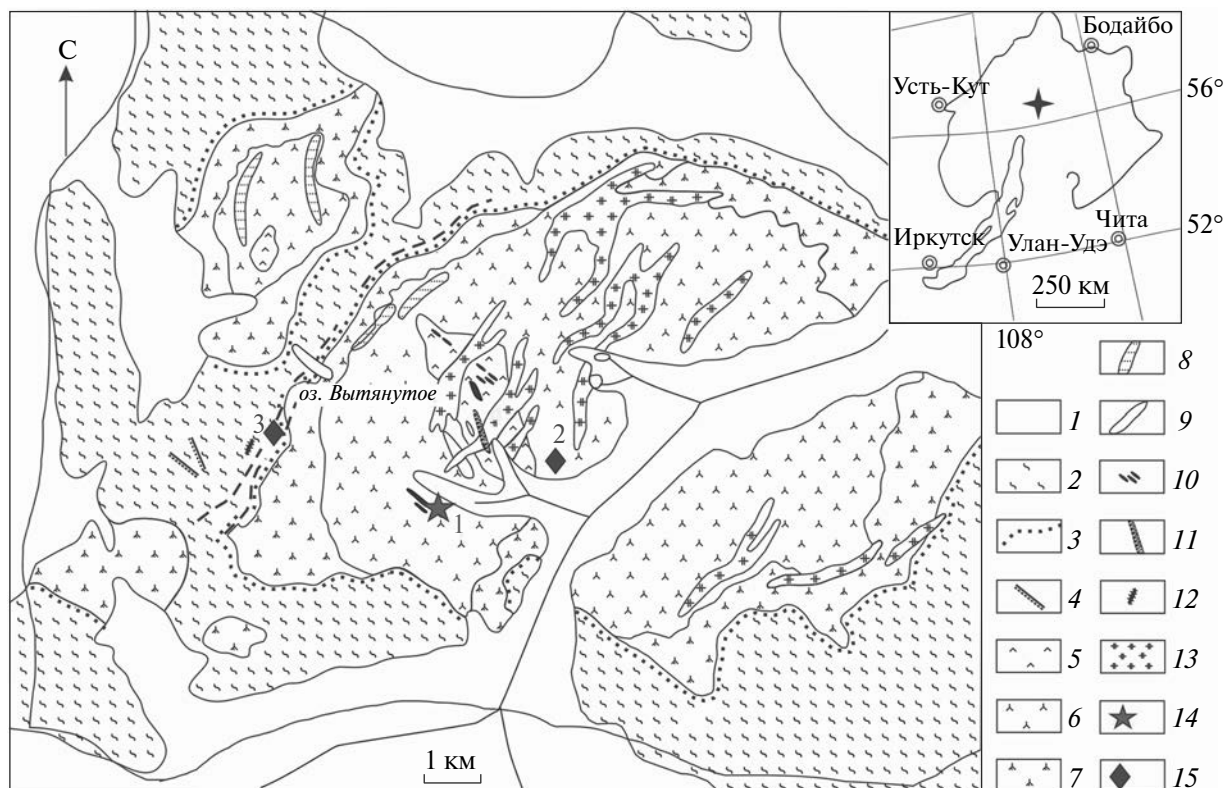


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Бурпалинского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники, алевролиты холоднинской свиты; 3 – роговики; 4 – шонкиниты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – полосчатые трахитоидные сиениты; 7 – кварцевые сиениты; 8 – мариуполиты; 9 – фоййиты; 10 – редкометалльные пегматиты; 11 – апатит-флюоритовая жила; 12 – карбонатиты; 13 – щелочные граниты; 14 – место отбора проб для геохронологических Th–U–Pb-исследований по монациту (1–Бур 310/9); 15 – места отбора проб для U–Pb-геохронологических исследований по циркону (2 – проба Бур 305/10, 3 – проба Бур 313/10 [2,3]).

Монацит относится к классу фосфатов лантаноидов с общей формулой $APbO_4$, где A – LREE, Th, Y, Ca, Pb, U и др. [5]. При этом монацит имеет чрезвычайно переменный состав [6]. Благодаря высоким содержаниям U и Th, а также низкому исходному содержанию нерадиогенного Pb, монацит получил широкое признание как хороший *in situ* геохронометр [7–10]. Определение возраста по минералам геохронометрам, среди которых большое количество именно рудных минералов, является на сегодняшний день перспективным направлением [7–11], что позволяет расширить наши знания о времени проявления рудных процессов. Целью настоящей работы является детальное изучение состава (Ce)- и (La)-монацитов из редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье), их датирование методом U–Th–Pb СИМЕ для установления принадлежности пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива к единому позднепалеозойскому этапу формирования массива.

Определение элементного состава монацитов выполняли методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) на растровом электронном микроскопе (РЭМ) “Tescan Vega” II ХМУ с энергодисперсионным (ЭДС) (INCAx-sight) и волновым (ВДС) (INCA wave 700) рентгеновскими спектрометрами в ИЭМ РАН. Содержания Th, U и Pb определяли с помощью ВДС, используя кристалл-анализатор РЕТ. В качестве аналитических линий были выбраны для Th – $ThM\alpha_{1,2}$, для U – $UM\alpha_{1,2}$, для Pb – $PbM\alpha_{1,2}$. Фон измеряли симметрично с двух сторон от аналитических линий. Время набора интенсивности на аналитической линии $ThM\alpha_{1,2}$ составляло 20 с, фон по 10 с, на линии $UM\alpha_{1,2}$ – 40 с, фон по 20 с, на линии $PbM\alpha_{1,2}$ – 80 с, фон по 40 с. В качестве стандартов для определения содержания Th использовали ThO_2 , для определения содержания U – UO_2 , для определения содержания Pb – $PbTe$. Остальные элементы входящие в состав монацитов определяли с помощью ЭДС. В качестве эталонов для количественного определения следующих элементов

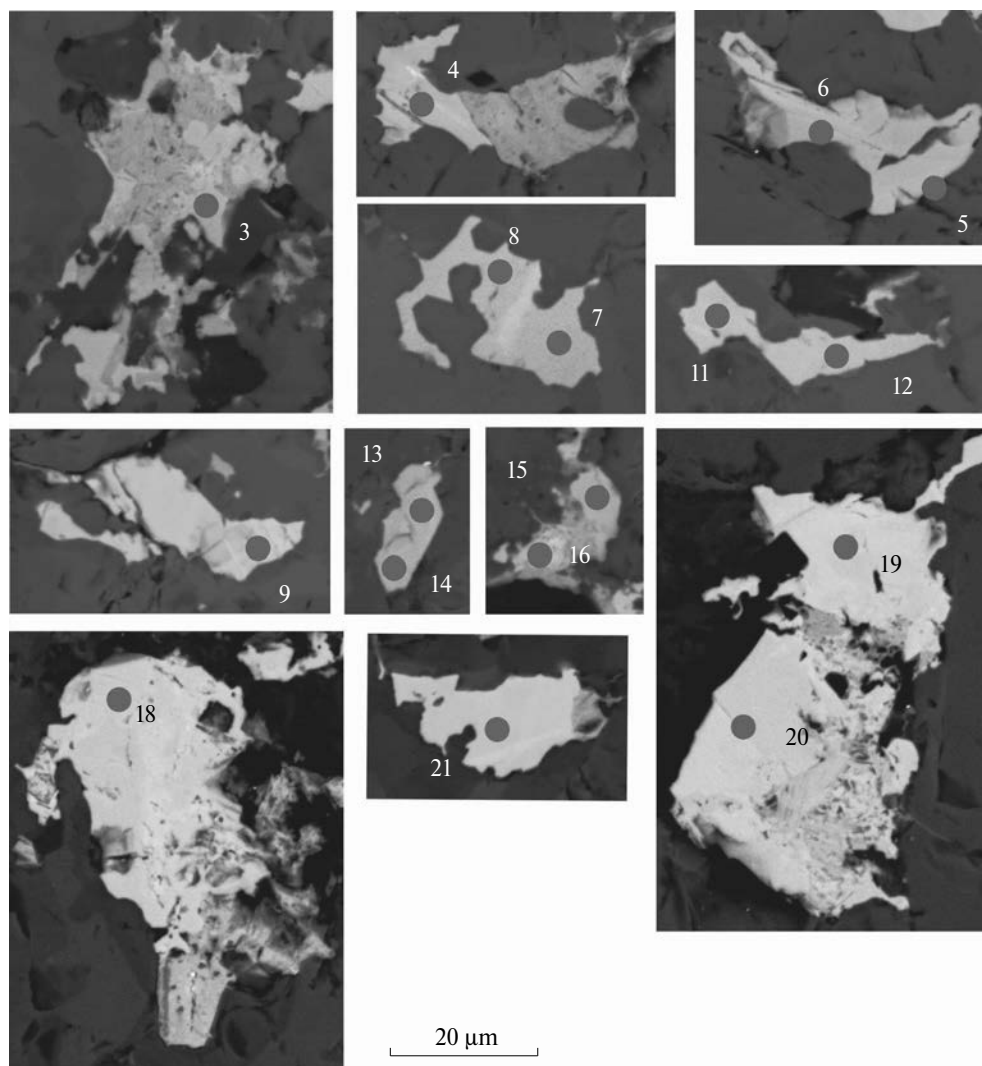


Рис. 2. BSE изображения зерен монацита пробы 310-9 (в отраженных электронах) с обозначением точек анализа (цифры – порядковый номер анализа).

использовали: Si – SiO_2 , Ca – волластонит, Fe – Fe (металл), Sr – SrF_2 , La – LaPO_4 , Ce и P – CePO_4 , Pr – PrPO_4 , Nd – NdPO_4 . Время набора энергодисперсионного спектра составляло 100 с. Измерения на ВДС и ЭДС выполняли одновременно при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе поглощенных электронов 50 нА, размере зонда 2 мкм и рабочем расстоянии 25 мм. Результаты ЭЗРСА монацитов представлены в табл. 1, где также приведены используемые при количественном анализе эталоны. Пределы обнаружения по 2σ -критерию составляли для Th – 0.09 мас.%, для U – 0.02 мас.%, для Pb – 0.03 мас.%. Для определения возраста в пробе 310–9 было отобрано 11 зерен монацита размером 20–50 мкм (рис. 2).

Монациты представлены удлинёнными или изометричными кристаллами. Они находятся

в сростках с апатитом, флюоритом, кварцем (рис. 3 в), (Ce)-бастнезитом и кальцитом (рис. 3 в-г). В ассоциации также идентифицированы альбит, арфведсонит, K-полево шпат, циркон, (рис. 3 а-г). Химический состав монацитов достаточно вариативен как по главным компонентам, так и по примесям (табл. 1). Среди монацитов данных редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива выделены монациты-(Ce) и монациты-(La). Химический состав минералов, ассоциирующих с монацитами приведен в табл. 2 и 3.

Для монацитов (Ce)-группы характерно содержание Ce_2O_3 в диапазоне 28.10–35.60 и La_2O_3 22.19–27.85 мас.% (табл. 1). В качестве примесей присутствуют Nd_2O_3 – 5.13, ThO_2 – 6.32, SiO_2 – 2.67, Pr_2O_3 – 1.66, CaO – 1.39 PbO – 0.07, UO_2 – 0.21 мас.% (приведены средние значения по результатам

Таблица 1. Химический состав монацитов из редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны Бурлапинского массива.

№ обр.	Монацит-(Ce)										Монацит-(La)				
	310-9-03					310-9-02					310-9-06				
№ ан.точки	3	4	6	7	8	9	13	14	15	16	18	19	20	5	310-9-02
Компонент	Содержание, мас. %														
PbO	0.07	0.10	0.07	0.16	0.05	0.11	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.02	0.05	0.07
ThO ₂	5.29	7.29	6.25	11.97	6.48	10.39	4.28	4.16	3.29	6.74	6.58	4.92	4.44	4.26	4.98
UO ₂	0.09	0.29	0.19	0.35	0.21	0.21	0.22	0.24	0.10	0.15	0.23	0.28	0.22	0.13	0.10
SiO ₂	1.82	2.70	2.86	3.94	2.96	3.73	1.76	1.91	2.10	2.76	2.74	2.88	2.49	2.28	2.63
CaO	3.83	1.26	0.87	0.63	0.64	2.71	0.91	0.84	4.13	4.18	0.19	0.27	0.38	0.68	0.80
FeO	1.96	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
SrO	н.п.о.	0.87	1.21	0.89	1.00	1.45	1.26	1.12	1.27	н.п.о.	0.81	1.12	1.25	1.12	1.18
La ₂ O ₃	27.85	25.48	27.33	24.61	25.70	22.78	23.95	23.43	25.79	24.84	22.19	23.77	23.51	33.66	29.02
Ce ₂ O ₃	35.60	29.78	30.45	28.10	31.20	28.25	32.33	32.44	29.72	33.46	32.41	31.98	32.95	28.72	28.41
Pr ₂ O ₃	1.62	1.56	1.33	1.53	1.77	1.00	1.70	2.62	1.56	2.00	1.87	1.80	1.25	0.93	0.54
Nd ₂ O ₃	5.94	4.41	3.71	3.91	4.18	3.77	5.68	5.71	3.87	7.72	6.20	5.71	5.85	2.09	2.29
P ₂ O ₅	15.88	25.70	25.61	23.81	25.92	25.35	27.84	27.74	28.12	16.77	25.94	26.91	27.75	25.73	26.83
Сумма	99.96	99.45	99.87	99.91	100.09	99.74	99.98	100.25	99.99	99.73	99.24	99.71	100.10	99.64	100.48
Формульные коэффициенты (расчет на 4 кислорода) для общей формулы AXO ₄															
Pb	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Th	0.057	0.067	0.057	0.112	0.059	0.094	0.039	0.037	0.029	0.076	0.061	0.044	0.040	0.039	0.045
U	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001
Ca	0.194	0.055	0.037	0.028	0.027	0.116	0.039	0.036	0.170	0.541	0.008	0.011	0.016	0.030	0.034
Fe	0.078	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.020	0.028	0.021	0.023	0.033	0.029	0.026	0.028	0.000	0.019	0.026	0.029	0.026	0.027
La	0.486	0.381	0.407	0.374	0.380	0.335	0.349	0.341	0.366	0.455	0.332	0.348	0.340	0.505	0.477
Ce	0.617	0.441	0.450	0.424	0.458	0.412	0.468	0.469	0.419	0.608	0.481	0.465	0.473	0.427	0.411
Pr	0.028	0.023	0.020	0.023	0.026	0.014	0.025	0.038	0.022	0.036	0.028	0.026	0.018	0.014	0.008
Nd	0.101	0.064	0.053	0.058	0.060	0.054	0.080	0.081	0.053	0.137	0.090	0.081	0.082	0.030	0.032
ΣA	1.563	1.055	1.056	1.044	1.037	1.061	1.030	1.029	1.088	1.899	1.022	1.004	1.000	1.073	1.035
P	0.636	0.881	0.876	0.830	0.881	0.855	0.932	0.927	0.916	0.453	0.891	0.904	0.923	0.885	0.899
Si	0.086	0.109	0.115	0.162	0.119	0.149	0.069	0.075	0.081	0.137	0.111	0.114	0.098	0.093	0.104
ΣX	0.723	0.990	0.991	0.993	1.000	1.004	1.001	1.002	0.997	0.590	1.002	1.019	1.020	0.978	1.003
La/Ce	0.79	0.86	0.90	0.88	0.83	0.81	0.75	0.73	0.87	0.75	0.69	0.75	0.72	1.18	1.16

н. п. о. – ниже предела обнаружения.

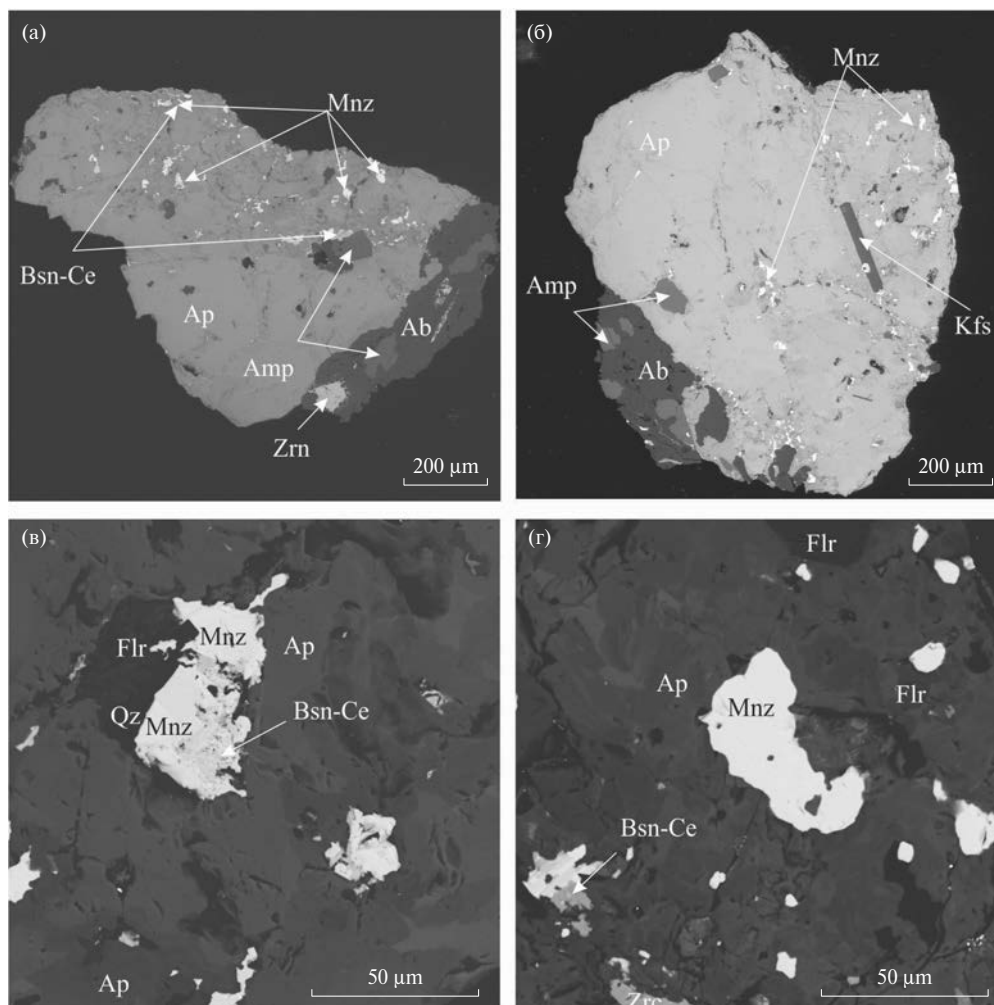


Рис. 3. Изображение BSE (в отраженных электронах). Включения монацита и других минералов в зернах апатита из редкометалльных пегматитов центральной части Бурпалинского массива. (а) – основное зерно апатита с включениями монацита; Ce-бастнезита, амфибола, альбита с включением циркона; (б) – зерно апатита с включениями монацита, амфибола, К-полевым шпатом, альбитом; (в) – монацит в ассоциации с Ce-бастнезитом, флюоритом и кварцем в апатите; (г) – монацит в апатите в ассоциации с Ce-бастнезитом, флюоритом, цирконом и кварцем. Обозначения: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Bsn-Ce – бастнезит-(Ce), Flr – флюорит, Kfs – К-полевым шпат, Mnz – монацит, Qz – кварц, Zrn – циркон.

Таблица 2. Химический состав минералов, ассоциирующих с монацитами.

Минеральная фаза	Ab(5)*	Kfs(4)	Zrn(7)	Amp(5)	Qz (1)	Ap (8)	Cal(3)	Bsn-Ce (5)
Компонент	Содержание, мас.%							
SiO ₂	68.87	64.49	33.40	42.04	99.41	1.67	0.00	1.80
TiO ₂	0.00	н.п.о.	0.00	1.36	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.00
Al ₂ O ₃	19.70	18.39	н.п.о.	5.68	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.00
FeO	н.п.о.	н.п.о.	0.69	33.61	н.п.о.	н.п.о.	0.78	1.67
MnO	0.00	н.п.о.	0.00	1.43	0.00	0.06	1.26	н.п.о.
MgO	0.00	0.00	н.п.о.	5.86	0.00	н.п.о.	н.п.о.	0.00
CaO	0.00	н.п.о.	0.56	1.20	н.п.о.	37.43	41.29	4.53
Na ₂ O	11.13	1.05	н.п.о.	4.17	н.п.о.	1.03	н.п.о.	н.п.о.
K ₂ O	н.п.о.	14.97	0.00	1.55	н.п.о.	н.п.о.	0.00	н.п.о.
P ₂ O ₅	—	н.п.о.	—	0.00	—	35.80	н.п.о.	2.00

Окончание таблицы 2

Минеральная фаза	Ab(5)*	Kfs(4)	Zrn(7)	Amp(5)	Qz (1)	Ap (8)	Cal(3)	Bsn-Ce (5)
Компонент	Содержание, мас. %							
F	—	—	—	—	—	3.72	—	3.31
SrO	н.п.о.	н.п.о.	0.00	0.00	н.п.о.	9.41	н.п.о.	1.00
ZrO ₂	0.00	0.00	61.72	0.93	0.00	н.п.о.	н.п.о.	0.00
Y ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.00	н.п.о.	—	0.57	н.п.о.	1.64
La ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.00	н.п.о.	—	3.04	3.04	20.50
Ce ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	1.91	н.п.о.	—	4.32	2.77	25.83
Pr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.62	н.п.о.	—	н.п.о.	н.п.о.	2.27
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.73	н.п.о.	—	1.71	н.п.о.	5.31
Gd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.00	н.п.о.	—	н.п.о.	0.00	1.09
ThO ₂	н.п.о.	н.п.о.	0.00	н.п.о.	—	н.п.о.	0.00	1.14
Сумма	99.70	98.90	99.63	97.82	99.41	98.77	49.14	72.08

*приведено среднее значение, в скобках указано количество точек анализа; н.п.о.— ниже предела обнаружения; «—» — не определяли.

Таблица 3. Химический состав флюоритов в ассоциации с монацитами.

№ обр.	310-9-03	310-9-03	310-9-06	1-310-9
Компонент	Содержание, мас. %			
Ca	51.90	53.22	51.46	53.12
F	46.62	45.09	45.29	44.50
Sr	1.07	1.43	2.94	1.70
Сумма	99.58	99.74	99.69	99.32

Таблица 4. Рассчитанный возраст монацитов редкометалльных пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива.

№	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	18	19
ThO ₂ *	4,48	7,81	4,38	6,55	13,57	7,16	10,97	5,21	5,30	4,90	4,94	3,45	5,20	7,02	5,68
T, млн лет	283±96	293±89	247±103	256±93	291±50	179±77	235±60	379±100	298±90	307±109	211±111	341±97	182±44	236±90	250±81
Средневзвешенное значение возраста монацитов, млн лет															
251±31															
Возраст, полученный методом изохроны, млн лет															
273±69															

16 анализов). Следует отметить, что большинство монацитов данной группы находится в тесном сростании с карбонатами (кальцитом и Се-паризитом), а также в контакте с флюоритом и кварцем.

В монацитах (La)-группы содержания Ce₂O₃ варьируются в пределах 27.73–28.72, при этом содержания La₂O₃ составляют 29.02–33.66 мас.% (табл. 1). Содержание примесных элементов по сравнению с (Се)-разновидностью меньше и составляет в среднем Nd₂O₃ – 2.46, ThO₂ – 4.75, SiO₂ – 2.33, Pr₂O₃ – 0.86, CaO – 1.33 PbO – 0.07, UO₂

– 0.10 мас.%. Большей частью кристаллы монацита-(La) представляют собой отдельные кристаллы в контакте с апатитом, реже с флюоритом.

Возраст монацитов рассчитывали методом CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method: [7]). Использование данного метода обусловлено возможностью экспрессно решать задачи геохронологии, датируя акцессорные минералы непосредственно в шлифах. По полученным в 15 точках содержаниям Th, U и Pb были рассчитаны точечные возраста и значения ThO₂* (табл. 2),

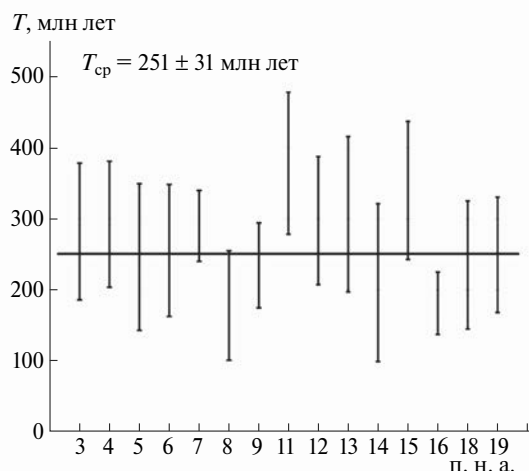


Рис. 4. Разброс точечных возрастов относительно средневзвешенного значения возраста исследуемых монацитов; п.н.а. — порядковый номер анализа, соответствующий табл. 4 (СКВО = 2,2; ошибка рассчитана по 2 σ -критерию).

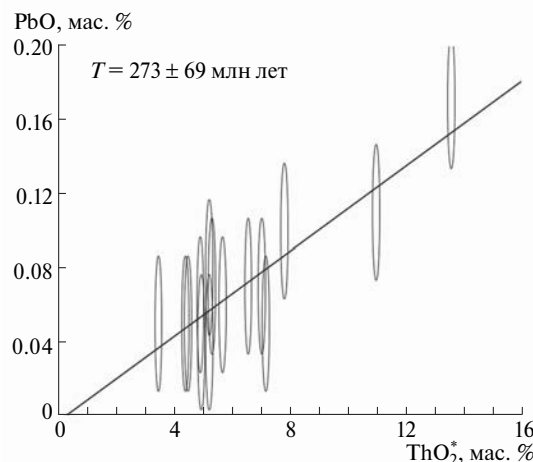


Рис. 5. Изохрона ThO_2^* -PbO, построенная методом СНИМЕ, по результатам анализа монацитов методом ЭЗРСА (СКВО = 1; ошибка рассчитана по 2 σ -критерию).

включающие в себя содержания ThO_2 и UO_2 , необходимые для построения изохроны. Результаты представлены в табл. 4. Разброс точечных возрастов относительно средневзвешенного значения возраста 251 ± 31 млн лет небольшой, значимых отклонений не наблюдается (рис. 4). Несмотря на то, что монациты неоднородны по составу, их точечные возраста близки. На основе рассчитанных значений ThO_2^* и PbO была построена изохрона в программе Isoplot 3.66 [12] с учетом ошибок определения ThO_2^* и PbO. Как видно на рис. 5, через все точки можно построить изохрону, которая описывается прямой линией. Возраст, рассчитанный методом изохроны, составил 273 ± 69 млн лет.

В геологическом строении Бурпалинского массива выделяется три фазы [3, 4]: ранняя (шонкиниты и меланократовые сиениты), главная (нефелиновые сиениты, пуласкиты и кварцевые сиениты) и жильная, в которую объединяют в том числе и редкометалльные пегматиты. Ранее были датированы породы главной фазы и один из представителей жильной [2, 3]. Редкометалльные пегматиты локализованы в массиве на трех участках и различаются по минеральному и химическому составу [3]. Одной из особенностей минерального состава изученных пегматитов является присутствие бритолита, который иногда образует крупные мономинеральные обособления. Интересно, что повышенные содержания бритолитового минала в апатитах характерно для брестеритовых карбонатитов массива, которые совместно с кварц-карбонатными

карбонатитами и апатит-флюоритовыми породами объединяются нами в отдельную фазу [13]. Таким образом, впервые полученный изохронный возраст 273 ± 69 млн лет по монациту из пегматитов Бритолитовой зоны Бурпалинского массива свидетельствует о том, что они внедрялись после редкометалльных пегматитов северо-западного участка и позволяет с определенной долей осторожности предположить существование нескольких этапов становления редкометалльных пегматитов в массиве.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают особую благодарность рецензентам статьи за советы и ценные научные рекомендации.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0001 и НИР ИГХ СО РАН № 0284-2021-008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Vladykin N.V., Sotnikova I.A.* Geoscience Frontiers Petrology, geochemistry and source characteristics of the Burpala alkaline massif, North Baikal // *Geosci. Front.* 8 (2017) 711–719. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.04.006>.

2. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // ДАН. 453 (2013) 295–299. <https://doi.org/10.7868/s0869565213330165>.
3. Vladykin N.V., Sotnikova I.A., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z. Structure, age, and ore potential of the Burpala rare-metal alkaline massif, northern Baikal region // Geol. Ore Depos. 56 (2014) 239–256. <https://doi.org/10.1134/S1075701514040060>.
4. Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометальных щелочных пород Северного Прибайкалья / Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ РАН, 2009.
5. Clavier N., Podor R., Dacheux N. Crystal chemistry of the monazite structure, J. Eur. Ceram. Soc. 31 (2011) 941–976. <https://doi.org/10.1016/j.jeurceramsoc.2010.12.019>.
6. Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J. Microprobe monazite geochronology: Understanding geologic processes by integrating composition and chronology // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 35 (2007) 137–175. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140228>.
7. Suzuki K., Adachi M., Kajizuka I. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites // Earth Planet. Sci. Lett. 128 (1994) 391–405. <https://doi.org/10.1139/e90-152>.
8. Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. CHEMICAL Electron microprobe dating of monazite, 1 (1996).
9. Parrish R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems // Can. J. Earth Sci. 24 (1990) 1431–1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>.
10. Meldrum A., Boatner L.A., Weber W.J., Ewing R.C. Radiation damage in zircon and monazite // Geochim. Cosmochim. Acta. 62 (1998) 2509–2520.
11. Belyanin D.K., Karmanov N.S., Airiyants E.V., Zhmodik S.M. The Application of Scanning Electron Microscopy Using Energy- and Wavelength Dispersive Spectrometers for Chemical Dating of Uranium Mineralization on the Example of Carbonaceous Shales of the Dabanzhalga Suite (East Sayan) // Geodyn. Tectonophys. 13 (2022) 1–7. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0604>.
12. Ludwig K.R. ISOPLLOT/ A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ., (1999) 1a. 49.
13. Sotnikova I.A., Alymova N.V., Scherbakov Y.D. Mineralogical and Geochemical Features of Apatite-Fluorite Rocks of the Burpala Massif in the Northern Baikal Region // Geodyn. Tectonophys. 13 (2022) 1–10. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0657>.

CHEMICAL MICROPROBE Th-U-Pb AGE DATING OF MONAZITE FROM RARE-METAL PEGMATITES OF THE BURPALA MASSIF (NORTH BAIKAL)

A. V. Spivak^{a, #}, I. A. Sotnikova^b, A. A. Viryus^a, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^b,
E. S. Zakharchenko^a, T. B. Kolotilina^b, N. V. Alymova^b

^aD.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation

^bA.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences Irkutsk, Russian Federation

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

The chemical composition and zoning of monazite from a dike of rare-metal pegmatites of the Britholite zone of the Burpala massif (Northern Baikal region) was studied by electron probe microanalysis (EPMA). It has been established that monazites are represented by Ce and La varieties. Grains of monazite-(Ce) are characterized by an increased concentration of Nd₂O₃ and ThO₂ compared to monazite-(La). The weighted average age for monazites, determined by the U-Th-Pb CHIME method, was 251±31 Ma. The age calculated by the isochrone method corresponds to 273±69 Ma. The obtained age values of monazite indicate that the pegmatites of the Britholite zone were intruded after the pegmatites of the northwestern area and suggest the existence of several stages in the formation of rare-metal pegmatites in the massif.

Keywords: monazite, rare-metal pegmatites, Th-U-Pb method, Burpala massif, intraplate magmatism

УДК 551.24:552.3

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ МАЙНИЦКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНАЯ КОРЯКИЯ): ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2024 г. А. В. Моисеев^{1,*}, М. В. Лучицкая¹, Т. Н. Палечек¹,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹, А. В. Разумный², С. В. Аксенов², А. В. Мальцева²

Поступило 20.07.2023 г.

После доработки 29.09.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Представлены новые U–Pb-геохронологические и геохимические данные для гранитоидов Майницкого террейна Корякской складчатой области. Показано, что гранитоиды прорывают складчато-надвиговые структуры Майницкого террейна, в которых участвуют офиолиты позднего палеозоя—позднего мезозоя и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения средней юры-турона. Гранитоиды относятся к низкщелочным кварцевым диоритам и гранодиоритам I-типа, входят в состав позднемеловой вулcano-плутонической ассоциации и формировались в обстановке конвергентной окраины. U–Pb-возрасты цирконов составляют 82–90 млн лет.

Ключевые слова: гранитоиды, U–Th–Pb-возрасты, циркон, поздний мел, Корякия, Циркум-Пацифика, Майницкий террейн, тектонические реконструкции

DOI: 10.31857/S2686739724010119

Корякская складчатая область представляет собой крупное аккреционное покровно-складчатое сооружение Тихоокеанского пояса. В ее пределах структурно-формационные комплексы среднего палеозоя – палеогена объединены в покровы, шарьированные в южном направлении. В южной части области нижнее структурное положение занимает Эконайская система покровов. Она включает комплексы Янранайского и Эконайского террейнов. Время становления Эконайских покровов определяется как домаастрихтское, исходя из возраста неовтохтона. Структурно выше расположена Корякская система покровов, которая включает комплексы Майницкого и Аляктаваамского террейнов и была сформирована на рубеже мела–палеогена [6, 11].

В пределах складчатой области гранитоиды связаны с: 1) досреднемеловыми (поздний палеозой – баррем) офиолитовыми комплексами надсубдукционного и океанического генезиса [9]; 2) постааккреционными вулcano-плутоническими комплексами маастрихта – раннего миоцена [15].

Для гранитоидов позднемелового (баррем–маастрихтского) времени отсутствуют надежные геохронологические датировки и данные по составу рассеянных элементов. На картах [3–5] в восточной части Корякского нагорья позднемеловые интрузивные тела представлены габброидами, кварцевыми монцонитами, гранитоидами гранодиорит-гранитовой формации. В Корякско-Курильской серии листов гранитоиды выделяются в качестве варапелинского плутонического комплекса. Породы встречаются в виде поясов мелких (протяженность 0.5–2 км) даек и штокообразных тел (диаметр 5–30 км). Описаны единичные дайки субвулканических андезитов. Преобладает северо-западное и северо-восточное простирание тел. Интрузивные тела прорывают складчато-надвиговые комплексы Майницкого, Аляктаваамского и Эконайского террейнов, вплоть до отложений маастрихта (рис. 1). В поле развития палеогеновых отложений интрузивные тела не закартированы. K–Ar-радиологические возрасты пород гранодиорит-порфиров составляют 78–88 млн лет [5], вблизи Тамватнейского массива Майницкого террейна возраст пород составляет 85±1 млн лет (K–Ar-метод) [4]. По петрохимическим характеристикам данные породы принадлежат к известково-щелочной серии,

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: moartem@yandex.ru

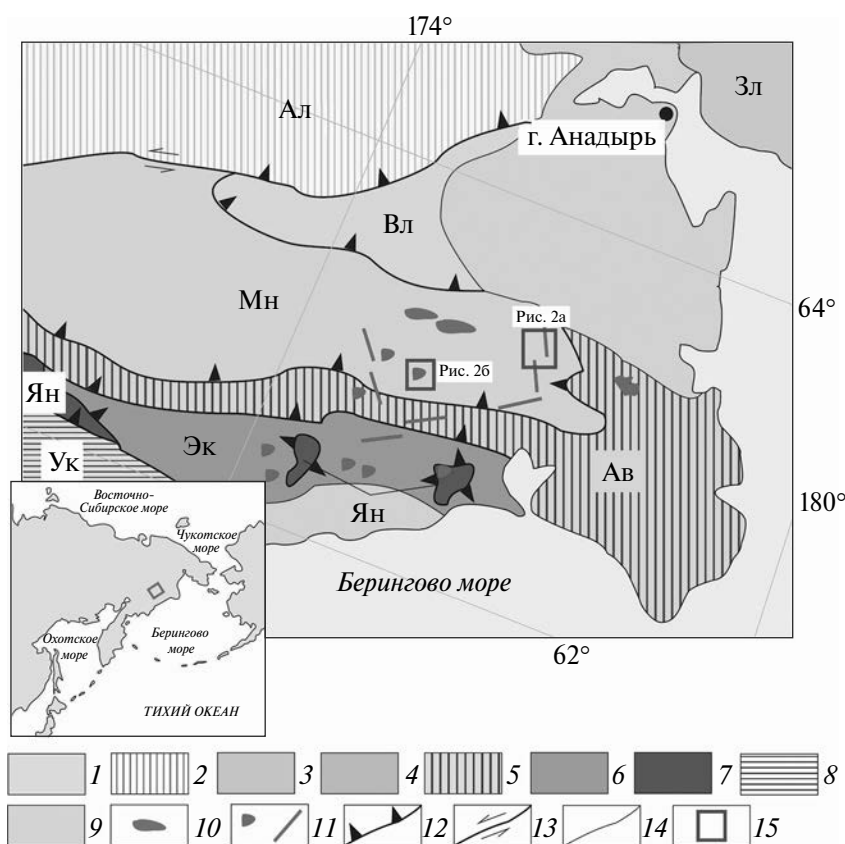


Рис. 1. Тектоническая схема Корякского нагорья (по [12]). 1 – палеоген-четвертичные отложения; 2 – вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения средней юры – турона; 3 – терригенные отложения альба–дата; 4 – офиолиты позднего палеозоя – позднего мезозоя; вулканогенно-кремнисто-терригенные и терригенные отложения средней юры – турона; 5 – офиолиты позднего палеозоя – раннего мезозоя; терригенные отложения верхней юры – палеоцена; 6 – офиолиты позднего палеозоя – ранней юры; терригенные отложения верхней юры – палеоцена; 7 – терригенные отложения поздней юры – позднего мела; базальт-кремнистые породы оксфорда–кампана; 8 – терригенные отложения сантона–палеоцена; 9 – вулканиты и туфо-терригенные отложения верхней юры – валанжина. 10, 11 – позднемеловые магматические тела вне масштаба: 10 – вулканиты; 11 – гранитоиды: а – штоки; б – дайки; 12 – надвиги, зубцы по направлению падения; 13 – сдвиги; 14 – стратиграфическое несогласие; 15 – область исследования. Террейны: Западно-Камчатская складчатая область: Зл – Золотогорский; Корякская складчатая область: Ал – Алганский; Вл – Великореченский; Мн – Майницкий; Ав – Алякватваамский; Эк – Эконайский; Ян – Янранайский; Олюторско-Камчатская складчатая область: Ук – Укэлятский.

типичной для геодинамических обстановок активных окраин и островных дуг [8].

На более поздних картах 1:500 000 масштаба [2] позднемеловые интрузивные тела отсутствуют. Отобразившиеся на более ранних картах позднемеловые гранитоиды, описанные ранее, включены в состав Вилюнейвеевского миоценового плутонического комплекса, который датирован U–Pb-методом в центральной части Корякского нагорья с датами около 15 млн лет [10].

В работах А.А. Александрова [1] была выделена позднемеловая лозовская толща, сложенная

покровами базальтов–андезитов–дацитов, их туфами и туфо-терригенными породами, мощностью 400–600 м. В основном это изолированные небольшие по площади образования. Возраст пород был основан на кайнотипном облике пород и несогласном субгоризонтальном залегании на породах палеозоя – раннего мела. Позже на основании находок геттанг-синемюрских радиоярий из алевролитов, найденных в районе горы Угрюмой, лозовская толща была отнесена к ранней юре [13].

В тематических исследованиях [7, 9] в пределах Эконайского и Янранайского террейнов были

Таблица 1. Привязка точек опробования с координатами.

Номер образца	Район	Порода	Координаты		U-Pb-возраст
			С	В	
590/9	р. Северная	гранодиорит-порфир	62°59'38.7"	175°37'03.1"	84.7 +/–0.5
69/4		гранодиорит-порфир	62°57'30.1"	175°38'47.7"	82.8 +/–0.5
672	оз. Майниц	порфировидные-гранодиориты	63°15'57.2"	176°35'20.5"	83.3 +/–0.4
548	г. Угрюмая	андезиты	63°18'25.6"	175°51'23.8"	85 +/–0.5

выделены среднемиловые аккреционные плагиограниты. Их возраст определен по рвущим контактам с комплексами Эконайской системы покровов, Янранайской аккреционной призм и несогласному налеганию базальных горизонтов перекрывающего неогавтохтона (от сантон-кампа до позднего маастрихта). Формирование подобных гранитов отражает крупные фазы аккреции океанических комплексов и происходит непосредственно за покровообразованием.

В данной статье впервые приведены U-Pb-геохронологические и геохимические данные для гранитоидов Майницкого террейна Корякской складчатой области с целью уточнения возраста, выявления геохимической типизации гранитоидов, геодинамической обстановки их формирования и детализации палеотектонических реконструкций для окраины Азиатского континента в позднемиловое время.

Майницкий террейн имеет покровное строение. Комплексы Майницкого террейна на северо-западе надвинуты в северном направлении на альб-датские терригенные отложения Велико-реченского террейна; на востоке и юго-востоке — в южном направлении на верхнеюрские—палеоценовые терригенные и вулканогенно-осадочные отложения Алякватваамского террейна (рис. 1) [12]. Граница Майницкого и Алганского террейнов имеет сдвиговый характер.

Майницкий террейн сложен офиолитами позднего палеозоя—раннего мела, серпентинитовыми меланжами, среднеюрскими—раннемиловыми вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями [12]. Выше с несогласием залегают флишоидные толщи альба—верхнего мела, которые рассматриваются как постамальгамационный слабдеформированный чехол [12]. Последние перекрываются палеоцен-миоценовыми вулканогенно-осадочной и терригенной толщами континентального генезиса.

Гранитоидные тела были изучены в юго-восточной (рис. 2 а, р. Северная) и восточной (рис. 2

б, оз. Майниц) частях Майницкого террейна (табл. 1).

В левобережье р. Северной (рис. 2 а) гранодиориты обнажены в виде штокообразного тела диаметром около 4 км. Гранодиориты прорывают альб-туронские терригенные отложения куйбисеевской серии. Вблизи штока развиты дайки кварцевых диорит-порфиров, габбродолериты, плагиогранитов северо-восточного и северного простирания.

На западном берегу оз. Майниц (рис. 2 б) плагиограниты и гранодиорит-порфиры образуют дайки и штокообразные тела, вытянутые в северо-северо-западном направлении. Размер тел редко превышает 1–2 км. Гранитоиды прорывают вулканогенно-терригенные отложения тополевской толщи келловей-готерива.

U-Pb-датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП “ВСЕГЕИ”. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, принятой в ЦИИ и изложенной в [21]. Диаграммы с конкордией представлены на рис. 3, соответствующие аналитические данные сведены в приложении 1.

Для индивидуальных зерен акцессорного циркона из гранодиоритов (обр. 590/9; 69/4; 672) получены близкие значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста от 82.3 ± 0.7 до 86.5 ± 2.2 млн лет. Одно значение из обр. 69/4 более высокое (100.7 ± 0.5 млн лет), но оно было исключено из расчета возраста породы, поскольку измеряемое зерно циркона носит следы метамиктного распада и характеризуется высокими содержаниями радиогенного ^{206}Pb (до 20.4%) и U (1510 г/т). На диаграммах с конкордией изотопные отношения в цирконе формируют дискордии, которые пересекают конкордию в точках 84.7 ± 0.5 млн лет (обр. 590/9), 82.8 ± 0.5 млн лет (обр. 69/4) и 83.3 ± 0.4 млн лет (обр. 672) (см. рис. 3). Оценки возраста соответствуют сантонскому и кампанскому векам.

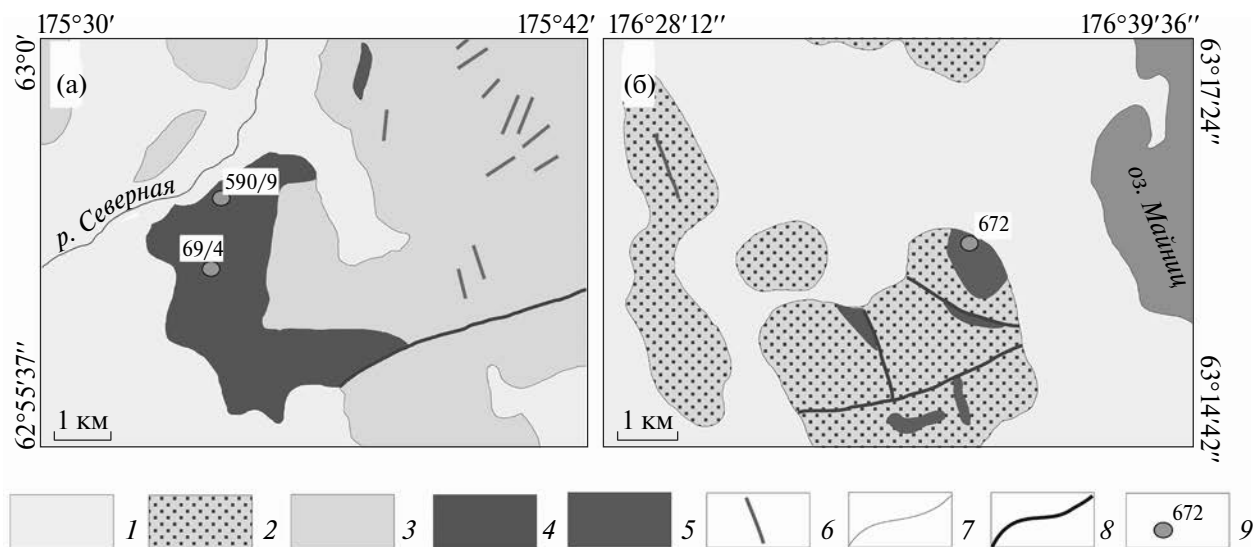


Рис. 2. Схемы геологического строения районов р. Северная (а), оз. Майниц (б) Майницкого террейна, по [1, 3–5] с изменениями. 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – терригенные и вулканогенно-терригенные отложения: 2 – келловей-готерив, тополеводская толща; 3 – альб–турон, куйбисевская серия; 4 – штоки плагиогранитов и гранодиоритов; 5 – диоритовые порфиры; 6 – дайки гранитоидов; 7 – геологические границы; 8 – разломы; 9 – места отбора геохронологических проб и их номера.

Гранитоиды р. Северная и оз. Майниц характеризуются содержаниями SiO_2 62.23–64.50 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4.36–5.88 мас.%. По соотношению SiO_2 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ все гранитоиды относятся к породам низкой и нормальной щелочности – низкощелочным кварцевым диоритам и гранодиоритам; а по соотношению нормативных Ab, An, Or – к тоналитам. Ковариации K_2O и SiO_2 указывают, что они являются умереннокалиевыми породами, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1.66–3.29) характеризует натриевый тип щелочности. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [17], гранитоиды относятся к магнезиальным ($\text{Fe}^* = 0.50–0.68$), известковым и метаглиноземистым образованиям ($\text{ASI} = 0.98–1.05$). Подобные характеристики соответствуют гранитам I-типа.

Концентрации примесных элементов в гранитоидах характеризуются пониженными содержаниями Zr (82–112 г/т), низкими Nb (2.56–5.00 г/т), Rb (26.35–61.72 г/т), повышенными Sr (323–461 г/т) и Ba (373–589 г/т), Cr (28–79 г/т), V (93–101 г/т), Ni (11–39 г/т), низкими Y (9.8–11.3 г/т) и низкими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (47–73 г/т) (прил. 2).

Гранитоиды имеют сходные фракционированные графики распределения РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ,

($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5.91–7.58$) и небольшой отрицательной ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72–0.96$) или положительной ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.03; 1.11$) Eu-аномалией (рис. 4 а).

Спайдерграммы примесных элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гранитоидов р. Северной и оз. Майниц, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Nb, Ta, P, Ti (рис. 4 б). Спайдерграммы сходны с таковыми для меловых вулканитов кислого состава Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), в том числе альбского возраста, и среднего состава гранитов I-типа (рис. 4 б).

На диаграммах, разделяющих граниты разных петро-геохимических типов, точки составов гранитоидов располагаются в полях в различной степени дифференцированных гранитов I- и S-типов и четко отличаются от гранитов А-типа.

Точки составов интрузивных тел на диаграммах, разделяющих гранитоиды в связи с геодинамической обстановкой формирования (рис. 5), указывают на их формирование в обстановке конвергентной окраины или островодужной.

Полученные U–Pb-датировки подтверждают позднемеловой (82–90 млн лет) возраст гранитоидного магматизма, развитого в пределах

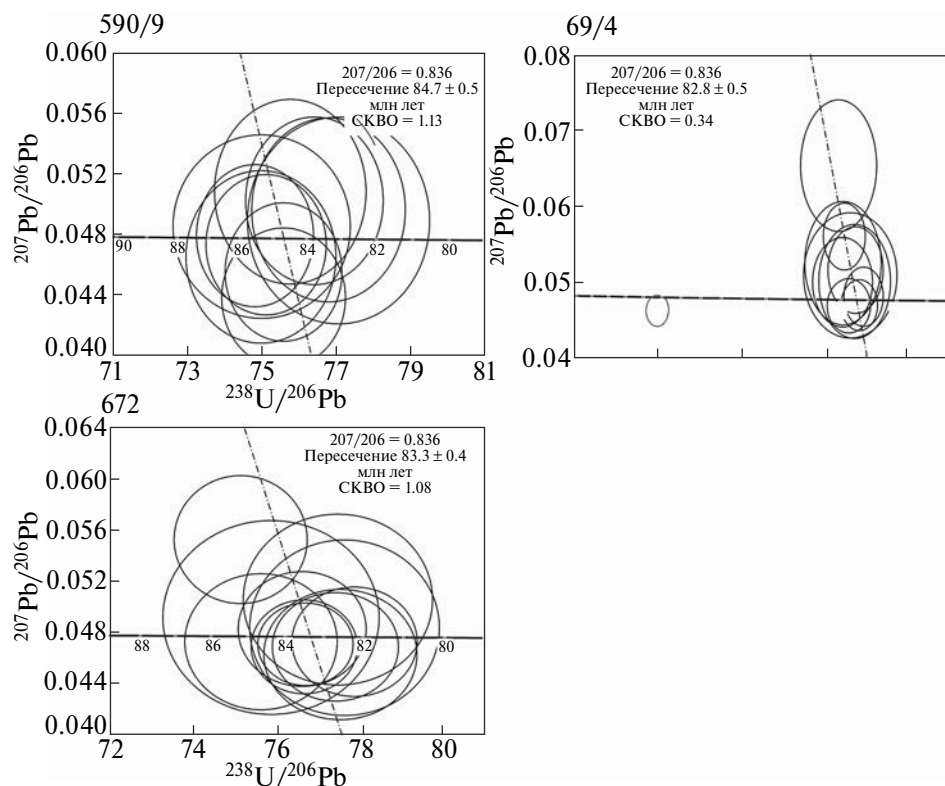


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для циркона из позднемеловых гранитоидов Майницкого террейна Корякской складчатой области. Значения возраста приведены в млн лет, указанная погрешность и размер эллипсов соответствуют величине 2σ . Красным эллипсом показан результат, исключенный из расчета.

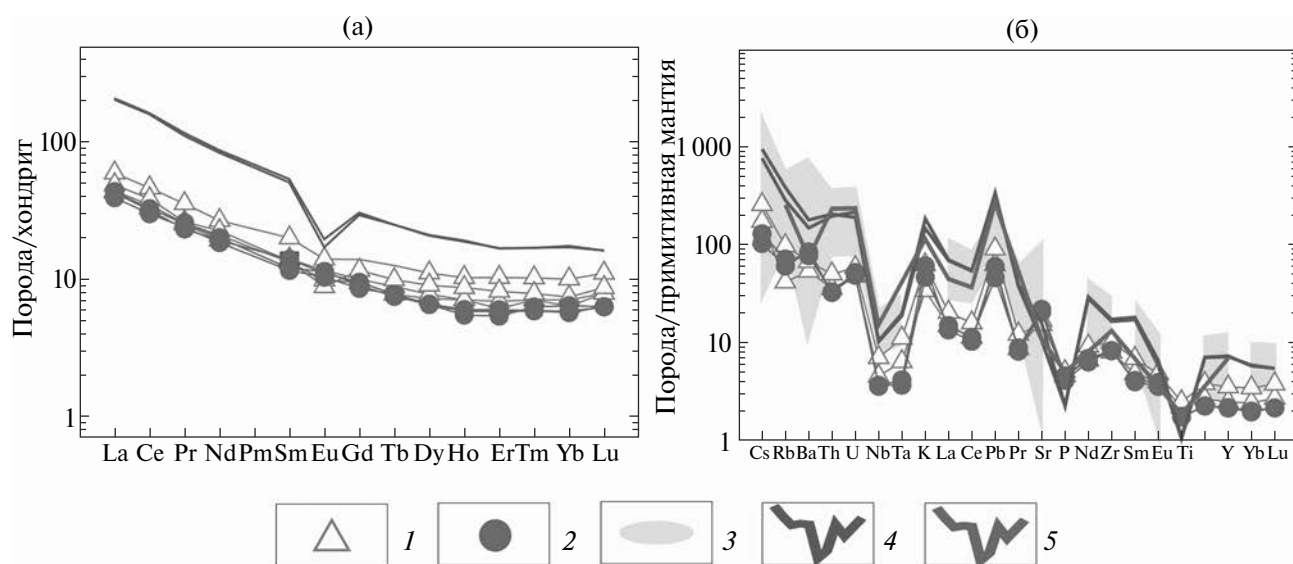


Рис. 4. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) гранитоидов р. Северной и оз. Майниц, Корякия. 1, 2 – гранитоиды: 1 – р. Северная, 2 – оз. Майниц; 3 – меловые вулканы кислого состава ОЧВП [14]; 4 – альбские вулканы ОЧВП [14]; 5 – средний состав гранита I-типа [16].

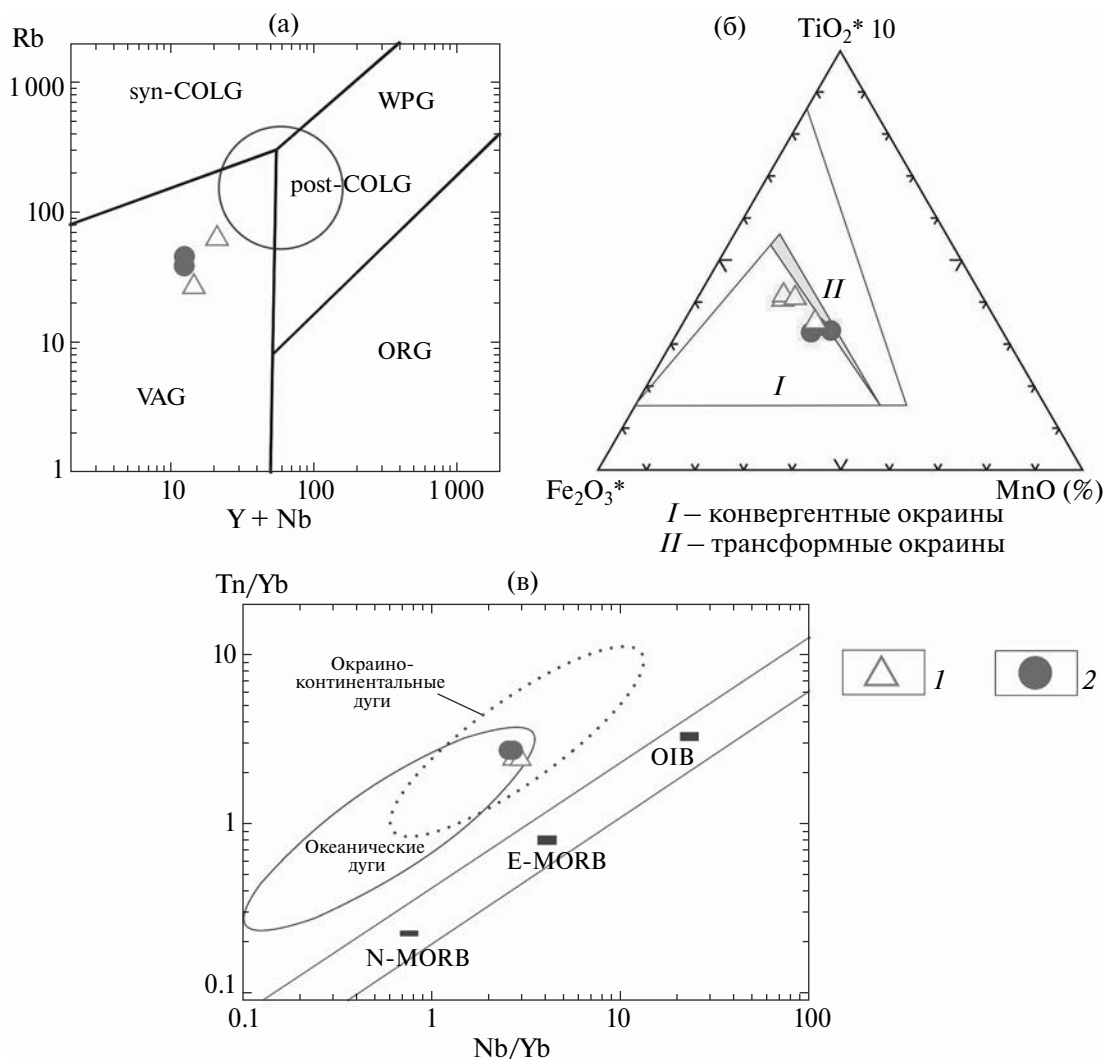


Рис. 5. Диаграммы Rb—(Y+Nb) [20] (а), $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-\text{TiO}_2^*10-\text{MgO}$ [18] (б), Th/Yb—Nb/Yb [19] (в) для гранитоидов р. Северной и оз. Майниц, Корякия. 1, 2 — гранитоиды: 1 — р. Северная, 2 — оз. Майниц.

Корякской складчатой области. По нашим наблюдениям, позднемеловые интрузивные тела секут складчато-надвиговые структуры Майницкого террейна и являются близкими по возрасту с гранитоидными интрузиями, рвущими до-сантон-кампанские и до-позднемаастрихтские покровные комплексы Алькатваамского, Эконайского и Янранайского террейнов [3–5, 9].

Таким образом, геологическое положение и возраст пород не противоречат их аккреционной природе [9] и формированию вслед за покровообразованием. В данном случае структурное несогласие на уровне позднего альба для комплексов Алганского и Майницкого террейнов [12]

может отражать процесс их амальгамации, тогда как позднемеловые события связаны с аккрецией террейнов к Азиатскому континенту.

Однако геохимические характеристики гранитоидов указывают на их формирование в обстановке конвергентной окраины. В случае если в будущем подтвердится позднемеловой возраст и надсубдукционная природа вулканитов лозовской толщи [1], то можно будет говорить о позднемеловой вулcano-плутонической ассоциации надсубдукционного генезиса. На данный момент из данной толщи в районе г. Угрюмой U—Pb-датировки андезитов показывают возраст 85 ± 1 млн лет и являются предметом будущих

исследований. Фундаментом для позднемеловой надсубдукционной вулканической структуры могли являться амальгамированные террейны Корякской складчатой области.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00665.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Варламова В.А., Вяткин Б.В., Малышева Г.М. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту "Создание цифрового комплекта карт геологического содержания. 1:500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в м-бе 1 : 500 000)". Анадырь: ФГУГП "Георегион", 2004. 331 с.
3. Владимирцева Ю.А., Емельянова Е.Н., Мельников Б.Д., Свирина М.А., Степина Т.С., Сурмилова Е.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба
4. 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-60 — мыс Наварин. Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 2001. 162.
5. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Р-60-I / Сост. А.А. Мануйлов. М., 1981. 75 с.
6. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Р-60-VII / Сост. Э.Б. Невретдинов. М., 1987. 97 с.
7. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. Москва, Наука, 1985. 112 с.
8. Крылов К.А., Луцицкая М.В. Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки, Аляски // Геотектоника. 1999. № 5. С. 35–51.
9. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985. 199 с.
10. Луцицкая М.В. Труды ГИН. Москва: Издательство ГЕОС, 2014. Выпуск 607. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. 359 с.
11. Полин В.Ф., Аксенов С.В., Разумный А.В., Ханчук А.И., Волков Е.В. Первые данные U–Pb-датирования палеоостроводужного и окраинно-континентального магматизма в центральной части Корякского нагорья; U–Pb-возраст рудокон-
- тролирующих гранитоидов таляйгинского рудного поля // ДАН. 2017. Т. 474. № 6. С. 717–723.
12. Руженцев С.В., Бялобжецкий С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 69–80.
13. Соколов С.Д., Бялобжецкий С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
14. Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 72–80.
15. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальных магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
16. Akinin V.A., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. 208. 103272. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
17. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh // Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 1–26.
18. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. No 11. P. 2033–2048.
19. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2020. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>
20. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
21. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. No 4. P. 956–983.
22. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V.7. P. 1–35.

LATE CRETACEOUS GRANITOIDS OF THE MAINITSKY TERREN (EASTERN KORYAK HIGHLANDS): AGE, GEOCHEMICAL FEATURES AND GEODYNAMICS

A. V. Moiseev^{a, #}, M. V. Luchitskaya^a, T. N. Palechek^a,
Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a, A. V. Razumnyj^b,
S. V. Aksenov^b, A. V. Mal'ceva^b

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

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

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

New U-Pb geochronological and geochemical data for granitoids of the Mainitsky terrane of the Koryak folded region are presented. It is shown that granitoids cut the folded-thrust structures of the Mainitsky terrane, which include ophiolites of the Late Paleozoic – Late Mesozoic and volcanogenic-siliceous-terrigenous deposits of the Middle Jurassic – the Turonian. Granitoids correspond to low-alkaline quartz diorites and I-type granodiorites, are part of the Late Cretaceous volcanic-plutonic association and indicate their formation in a convergent margin. The U-Pb ages of zircons are 82–90 million years.

Keywords: granitoids, U-Th-Pb ages, zircon, Late Cretaceous, Koryak Highlands, Circum-Pacific belt, Mainitsky terrane, tectonic reconstructions

УДК 551.14:552.163

Р-Т ТРЕНДЫ ОСТЫВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМ В УСЛОВИЯХ НИЗОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ В КСЕНОЛИТАХ ГРАНУЛИТОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2024 г. В. М. Григорьева¹, А. Л. Перчук^{1,2}, академик В. С. Шацкий³, Н. Г. Зиновьева¹

Поступило 04.09.2023 г.

После доработки 29.09.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Приводятся результаты детальных петрологических исследований мафических гранулитов из кимберлитовых трубок Юбилейная (Алакит-Мархинское поле) и Новинка (Верхне-Мунское поле), в которых с помощью минеральной геотермобарометрии впервые восстановлены регрессивные тренды метаморфизма, отражающие субизобарический переход пород из низов гранулитовой фации в низы амфиболитовой фации в среднекоровых условиях. Установлено, что составы граната, клино- и ортопироксена зависят от контактирующего минерала, что отражает разные температуры закрытия обменных минеральных реакций. Наиболее высокие температуры устанавливаются с помощью двупироксенового термометра, более низкие – по гранат-клинопироксеновому и гранат-ортопироксеновому термометрам. Моделирование фазовых равновесий показало термодинамические условия низов амфиболитовой фации: 540 °С, 0.76 ГПа, $\lg f_{O_2} = \text{QFM} + 1.7$ (трубка Юбилейная); 530 °С, 0.72 ГПа, $\lg f_{O_2} = \text{QFM} + 2.2$ (трубка Новинка). Стабильность гранулитового парагенезиса гранат+клинопироксен+ортопироксен+плаггиоклаз при таких Р-Т условиях – малоизвестное явление, отражающее дефицит водного флюида при кристаллизации габброидов и их последующем остывании в глубинных участках кратонов.

Ключевые слова: континентальная кора, коровые ксенолиты, гранулиты, РТ тренд метаморфизма, моделирование фазовых равновесий

DOI: 10.31857/S2686739724010123

ВВЕДЕНИЕ

Гранулиты являются своеобразной визитной карточкой докембрийской континентальной коры. Различают два основных типа этих пород – гранулиты комплексов регионального метаморфизма, находящихся между кратонами, и гранулиты из ксенолитов в кимберлитах, выносимые на поверхность из нижней и средней континентальной коры [1]. В мировой литературе доминируют публикации, посвященные первому типу гранулитов – более доступным и отличающимся разнообразием литологических типов, Р-Т условий образования и эволюции [2]. Геологическое положение таких гранулитов подразумевает, что эти породы не участвовали в формировании континентальной

коры, только в ее преобразовании. Это означает, что для решения проблемы образования коры более важны гранулиты второго типа [3].

Надо отметить, что количество детальных петрологических исследований коровых ксенолитов невелико. В этих работах для восстановления Р-Т условий образования пород обычно используется метод классической геотермобарометрии [4–6]. При этом передовой для современной метаморфической петрологии метод моделирования фазовых равновесий к коровым гранулитам применяется исключительно редко [7].

По литературным данным (например, [6]), для коровых ксенолитов характерно сохранение записи лишь о конкретных Р-Т условиях, что заметно отличает их от гранулитов метаморфических комплексов, часто демонстрирующих Р-Т тренды эволюции метаморфизма. В данной работе на примере мафических гранулитов из трубок Юбилейная и Новинка, расположенных в Алакит-Мархинском и Верхне-Мунском кимберлитовых полях Сибирского кратона соответственно, впервые приводятся

¹Кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская область, Россия

³Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

петрологические свидетельства регрессивной Р-Т эволюции данных пород вплоть до исключительно низких для них температур.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Мафические гранулиты из трубок Юбилейная (образец ЮБ-19-05) и Новинка (образец Н-19-44) имеют массивную текстуру со слабо выраженной гнейсовидностью. Структура пород гетеробластовая, среднемелкозернистая, гранобластовая (обр. ЮБ-19-05) и лепидогранобластовая (обр. Н-19-44). Гранулиты состоят из плагиоклаза (Pl), клинопироксена (Cpx), граната (Grt) и ортопироксена (Opx) в различных пропорциях (рис. 1 а, г): в ЮБ-19-05 — Pl 55%, Grt 20%, Cpx 15%, Opx 10%; в Н-19-44 — Pl 65%, Cpx 15%, Opx 10%, Grt 10%. В акцессорных количествах в обеих породах присутствуют ильменит (Ilm), рутил (Rt) и апатит, в образце ЮБ-19-05 — амфибол (Amp), а в Н-19-44 — кварц (Q). В гранулите Н-19-44 среди акцессорных минералов также отмечены магнетит, титаномagnetит, циркон и шриланкит, регрессивными минералами являются амфибол и биотит (Bt). По жилам и краям зерен в породах развиваются вторичные хлорит и калиевый полевой шпат, связанные, вероятно, с воздействием кимберлитового расплава (рис. 1 б).

Химический состав минералов определялся при помощи электронно-зондового

микроанализатора Superprobe “JEOL” JXA-8230 в режиме сфокусированного электронного пучка при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 30 нА. При анализе главных элементов время накопления импульсов на пике составляло — 20 сек, на фоне — 10 сек. В качестве стандартов использовались природные и синтетические минералы.

Клинопироксены являются авгитами и имеют состав En_{6-9} , Fs_{1-3} , Di_{53-65} , Hd_{14-20} , Jd_{1-6} , Aeg_{6-13} , $CaTs_{5-9}$ (обр. ЮБ-19-05) и En_{2-7} , Fs_{1-3} , Di_{67-76} , Hd_{13-18} , Jd_{1-5} , Aeg_{1-6} , $CaTs_{1-6}$, Ess_{3-9} (обр. Н-19-44). В ядрах зерен наблюдаются ламели ортопироксена и ильменита (рис. 1 в, е), что может указывать на магматическое происхождение ядер [7]. От центра к краю в клинопироксенах повышается магнезиальность и снижается содержание алюминия. В образце ЮБ-19-05 в краевых частях зерен состав изменяется в зависимости от контактирующего минерала (рис. 2 а, табл. 1): $[X_{Mg} = 0.75-0.78; Al = 0.17-0.22 \text{ ф.е.}]$ на границе с ортопироксеном и $[X_{Mg} = 0.81-0.85, Al = 0.13-0.17 \text{ ф.е.}]$ на границе с гранатом. В образце Н-19-44 состав практически не зависит от минерала на контакте (рис. 2 б, табл. 1).

Гранаты в обоих образцах имеют близкий состав — Alm_{52-58} , Prp_{24-30} , Grs_{16-18} (ЮБ-19-05) и Alm_{53-58} , Prp_{24-29} , Grs_{17-19} . (Н-19-44) и более

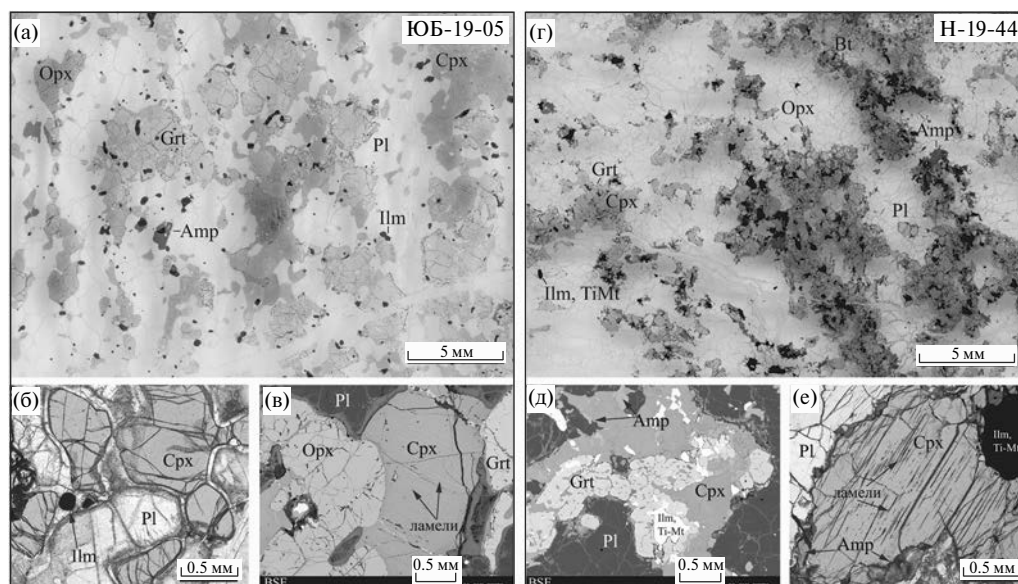


Рис. 1. Петрографические и микроструктурные особенности ксенолитов гранулитов: (а–в) — трубка Юбилейная (обр. ЮБ-19-05); (г–е) — Новинка (обр. Н-19-44). а) скан поверхности шлифа; б) оптическое изображение участка шлифа; в) ламели распада в клинопироксене на изображении в обратно-рассеянных (BSE) электронах; г) скан поверхности шлифа; д) каймы граната на границе клинопироксена и плагиоклаза на изображении в обратно-рассеянных электронах; е) ламели распада в клинопироксене, оптическое изображение.

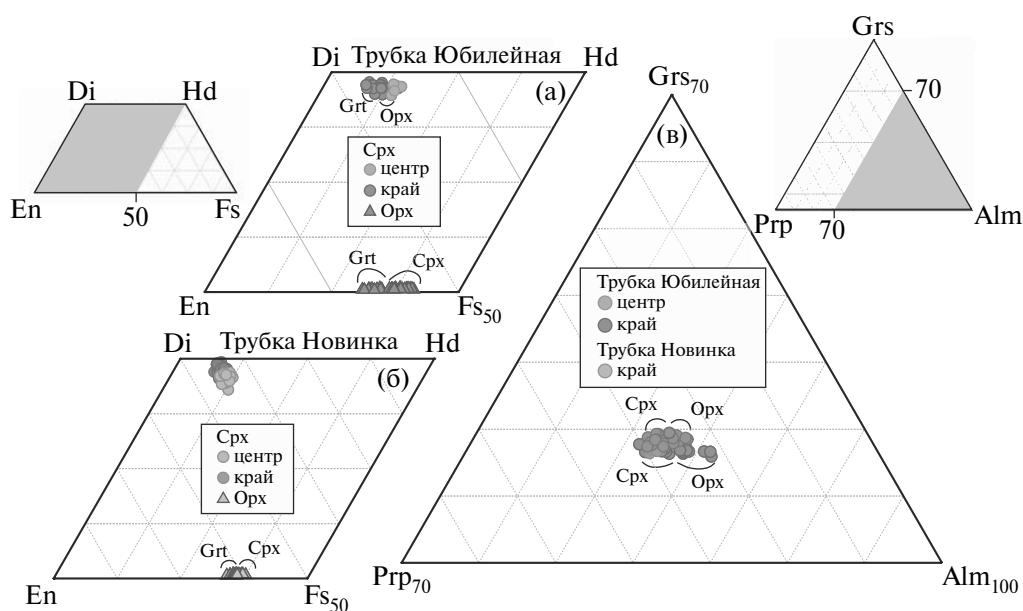


Рис. 2. а) составы клино- (Срх) и ортопироксенов (Орх) в образце из трубки Юбилейная (ЮБ-19-05) на фрагменте трапеции Di-Hd-En-Fs; б) составы Срх и Орх в образце Н-19-44 на фрагменте трапеции Di-Hd-En-Fs; в) составы гранатов (Grt) образцов ЮБ-19-05 и Н-19-44 на фрагменте тройной диаграммы Grs-Prp-Alm. Более магнезиальные составы Срх соответствуют зонам контакта с Grt, более железистые – с Орх; аналогичные различия составов краевых частей зерен в зависимости от контактирующего минерала фиксируются для Орх и Grt.

высокую магнезиальность на границе с клинопироксеном, чем ортопироксеном (рис. 2 в, табл. 1).

Ортопироксены в образце ЮБ-19-05 являются энстатитами, на контакте с гранатом и клинопироксеном их составы различаются (табл. 1).

Плагиоклаз азонален, в образце ЮБ-19-05 соответствует олигоклазу Ab_{65-69} , An_{27-30} , Kfs_{2-6} , в образце Н-19-44 – андезину Ab_{59-64} , An_{34-39} , Kfs_{2-4} .

Амфибол в гранулитах по составу соответствует паргаситу. В образце ЮБ-19-05 он в равновесии с другими минералами, в гранулите Н-19-44 является наложенным.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ Р-Т УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Для восстановления Р-Т условий метаморфизма гранулитов применялся метод моделирования фазовых равновесий с помощью программы *Perple_X* (версия 6.9.1). Использовалась база термодинамических данных *hpr633ver.dat* [8] и следующие модели твердых растворов: гранат – $Gt(HGP)$,

клино- и ортопироксен – $Cpx(HGP)$ и $Opx(HGP)$, оливин – $O(HGP)$, шпинель – $Sp(HGP)$, расплав – $melt(HGP)$ [9], плагиоклаз – $feldspar$ [10], амфибол – $cAmph(G)$ [11].

Так как образцы подвержены вторичным изменениям, для построения фазовых диаграмм использовались их эффективные составы, рассчитанные на основе модальных содержаний минералов на представительных участках BSE-панорам шлифов, средних значений составов минералов и их плотности. При расчете эффективного состава исключались ядра клинопироксенов, которые полагаются магматическими [7]. Скорректированные модальные содержания минералов в образце ЮБ-19-05: $Pl = 62.1\%$; $Grt = 19.9\%$; $Cpx = 9.4\%$; $Opx = 6.5\%$; $Ilm = 1.1\%$, в образце Н-19-44: $Pl = 64.9\%$, $Cpx = 15.1\%$, $Opx = 10.2\%$, $Grt = 7.3\%$, $Ilm = 2.5\%$.

При моделировании учитывалось количество O_2 в системе в связи со значительным содержанием Fe^{3+} в клинопироксенах. Содержание O_2 производилось по методике, изложенной в работе [7]. Для этого рассчитывались $T-fO_2$ диаграммы при постоянном давлении в диапазоне от 6 до 10 кбар. На них выносились изоплеты

Таблица 1. Представительные микрондовые анализы (масс. %), усредненные составы и кристаллохимические формулы минералов из ксенолитов гранулитов в трубках Юбилейная (ЮБ-19-05) и Новинка (Н-19-44).

Компоненты	Клинопироксен										Ортопироксен					
	ЮБ-19-05					Н-19-44					ЮБ-19-05			Н-19-44		
	ц.	к. с Оpx	к. с Grt	сп.	ц.	к. с Оpx	к. с Grt	сп.	ц.	к. с Оpx	к. с Grt	ц.	к. с Cpx	к. с Grt	сп.	к. с Grt
SiO ₂	51.60	51.81	52.30	51.94	49.07	51.53	51.80	51.83	51.41	51.25	52.61	51.86	51.68	51.71	51.43	51.43
TiO ₂	0.47	0.36	0.31	0.35	0.19	0.21	0.19	0.21	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	4.47	4.18	3.15	3.74	3.51	2.91	2.72	3.06	2.30	2.10	1.12	1.88	1.54	1.56	1.62	1.62
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
FeO	9.32	8.98	8.31	8.62	9.72	8.42	8.45	9.04	24.05	24.49	21.78	23.35	23.40	22.85	23.50	23.50
MnO	0.14	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.14	0.34	0.33	0.24	0.28	0.29	0.29	0.31	0.31
MgO	11.92	12.23	13.26	12.71	12.91	13.66	13.87	13.16	20.99	21.23	23.57	22.08	21.83	22.17	21.72	21.72
CaO	20.54	20.59	20.93	20.82	21.34	22.54	22.43	22.03	0.37	0.32	0.29	0.43	0.40	0.35	0.40	0.40
Na ₂ O	1.66	1.72	1.52	1.62	0.91	0.71	0.70	0.78	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	100.16	100.05	99.91	99.94	97.80	100.11	100.29	100.26	99.54	99.86	99.69	99.47	99.20	99.02	99.05	99.05
O	6															
Si	1.91	1.91	1.93	1.92	1.86	1.91	1.91	1.92	1.93	1.95	1.94	1.95	1.93	1.94	1.95	1.95
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.19	0.18	0.14	0.16	0.16	0.13	0.12	0.13	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.06	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.21	0.18	0.16	0.17	0.13	0.16	0.16	0.21	0.71	0.64	0.68	0.66	0.71	0.64	0.66	0.66
Fe ³⁺	0.08	0.09	0.10	0.10	0.17	0.10	0.10	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.66	0.67	0.73	0.70	0.73	0.75	0.76	0.73	1.20	1.28	1.23	1.27	1.20	1.23	1.27	1.27
Ca	0.81	0.82	0.83	0.82	0.87	0.89	0.89	0.87	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.12	0.12	0.11	0.12	0.07	0.05	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ катионов	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Окончание таблицы 1

Компоненты	Гранат						Плагиоклаз				Амфибол		Биотит		
	ЮБ-19-05			Н-19-44			ЮБ-19-05		Н-19-44		ЮБ-19-05	Н-19-44			
	ц.	к. с Орх	к. с Срх	ср.	ц.	к. с Орх	к. с Срх	ср.	Pl, к.	ср.					
SiO ₂	38.96	38.24	38.71	38.75	39.34	38.21	38.75	38.59	61.14	60.39	58.18	58.24	41.97	41.61	36.61
TiO ₂	0.12	0.05	0.05	0.08	0.01	0.08	0.05	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	2.09	1.52	4.52
Al ₂ O ₃	21.64	21.43	21.42	21.51	22.21	21.98	21.94	21.95	24.79	24.88	25.94	25.88	12.79	12.64	14.81
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.04
FeO	25.32	27.28	25.50	25.79	24.76	25.39	25.18	25.14	0.06	0.06	0.13	0.18	12.45	14.79	14.41
MnO	1.01	1.11	1.00	1.04	1.01	1.20	1.02	1.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.08	0.03
MgO	7.31	6.05	7.07	6.91	6.67	6.38	6.80	6.80	0.01	0.02	0.00	0.01	12.01	11.57	14.47
CaO	6.16	5.92	6.16	6.08	6.55	6.60	6.46	6.48	6.05	6.10	7.59	7.44	11.32	11.91	0.03
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	8.13	7.96	7.23	7.21	1.86	1.26	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.46	0.61	0.41	0.53	2.50	1.62	9.72
Сумма	100.57	100.12	99.93	100.21	100.63	99.87	100.24	100.09	100.69	100.02	99.50	99.49	97.09	97.01	94.88
O					12					8			23		11
Si	2.99	2.98	3.00	3.00	3.01	2.97	2.99	2.98	2.70	2.69	2.62	2.62	6.13	6.09	2.79
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.17	0.25
Al	1.96	1.97	1.95	1.96	2.02	2.01	1.99	2.00	1.29	1.31	1.38	1.37	2.20	2.17	1.33
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.59	1.71	1.61	1.63	1.59	1.60	1.60	1.59	0.00	0.00	0.00	0.01	0.38	0.44	0.66
Fe ³⁺	0.04	0.07	0.05	0.04	0.00	0.05	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14	1.37	0.25
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.84	0.70	0.82	0.80	0.76	0.74	0.78	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	2.61	2.52	1.67
Ca	0.51	0.49	0.51	0.50	0.54	0.55	0.53	0.54	0.29	0.29	0.37	0.36	1.77	1.87	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.70	0.69	0.63	0.63	0.53	0.35	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.47	0.30	0.91
Σ катионов	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	5.01	5.02	5.02	5.02	15.47	15.29	7.90

ц. – центр; к. – контакт с другим минералом; сп. – усредненный состав, использованный для расчета эффективного состава породы.

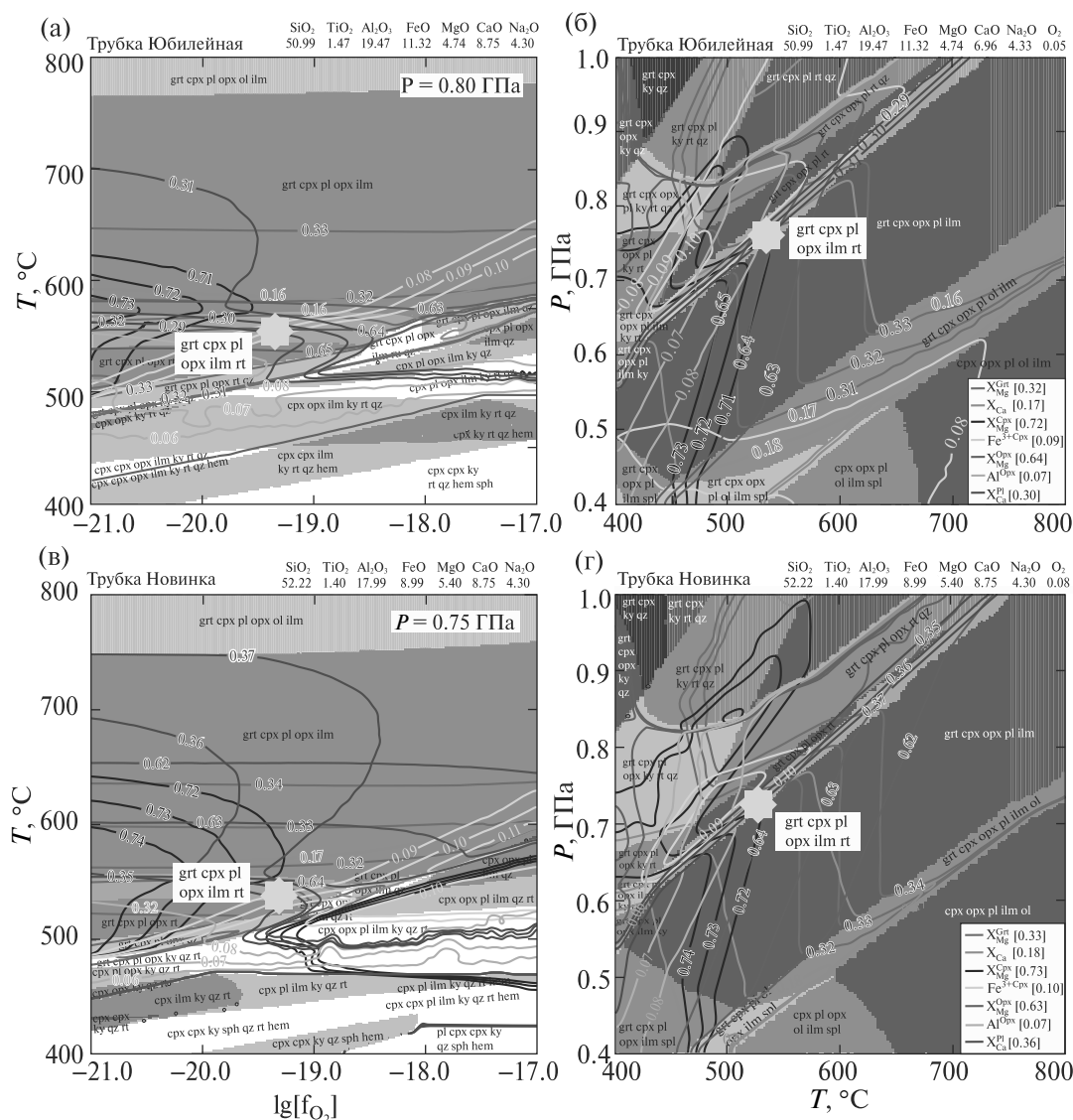


Рис. 3. Фазовые P-T и T-fO₂ диаграммы для гранулитов из трубок Юбилейная (ЮБ-19-05) и Новинка (Н-19-44), рассчитанные с помощью Perple_X. а) T-fO₂ диаграммы при 0.8 ГПа для образца ЮБ-19-05; б) P-T диаграмма для образца ЮБ-19-05; в) T-fO₂ диаграммы при 0.75 ГПа для образца Н-19-44; г) P-T диаграмма для образца Н-19-44. Голубым цветом показано поле парагенезиса породы. Желтой звездой отмечено пересечение изоплет, отвечающих составам минералов породы (указаны в правом нижнем углу P-T-диаграмм). Эффективные составы указаны над диаграммами. Изоплеты: $X_{Mg}^{Grt} = Mg/(Mg+Fe^{tot})$; $X_{Ca}^{Grt} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{tot})$; $X_{Mg}^{Cpx} = Mg/(Mg+Fe^{tot})$; $Fe^{3+}/Cpx = Fe^{3+}$ (ф.е.); $X_{Mg}^{Opx} = Mg/(Mg+Fe^{tot})$; $Al^{Opx} = Al$ (ф.е.); $X_{Ca}^{Pl} = Ca/(Ca+Na)$.

с параметрами составов породообразующих минералов, по пересечению которых устанавливалось давление и фугитивность кислорода. Для восстановления P-T-fO₂ условий определялось содержание O₂ в системе, с использованием которого рассчитывалась итоговая фазовая P-T диаграмма.

T-fO₂ диаграмма для равновесного состава породы ЮБ-19-05 при 0.8 ГПа представлена на

рис. 3 а. Только при этом давлении удалось получить пересечение изоплет в поле парагенезиса гранулит, соответствующие параметры составили $T = 550^\circ$ и $fO_2 = -19.4$ при 0.05 мас.% O₂ в системе. На P-T диаграмме при данном количестве O₂ (рис. 3 б) пересечение изоплет определяет условия формирования породы — 540° C и 0.76 ГПа, что соответствует низам амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 3 а).

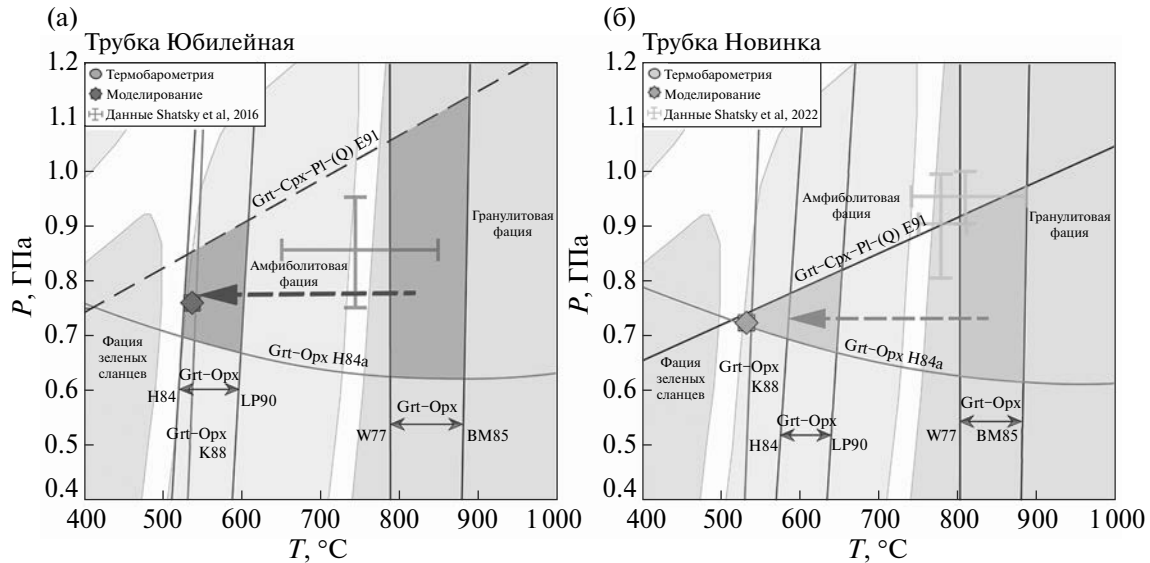


Рис. 4. Р-Т условия образования гранулитов из трубок Юбилейная (ЮБ-19-05) (а) и Новинка (Н-19-44) (б) методами геотермобарометрии и моделирования фазовых равновесий. Использованные минеральные равновесия: Grt–Срх- (красная линия), Grt–Орх- (зеленые линии), Срх–Орх- (синие линии) геотермометры и Grt–Орх- (светло-зеленая линия), Grt–Срх–Pl–Q- (черные линии) барометры для средних составов краевых частей минералов. Зеленым и желтым выделены поля установленных Р-Т условий. Стрелки – предполагаемые Р-Т тренды метаморфизма. K88 – Krogh (1988); E91 – Eckert, et al. (1991); W77 – Wells (1977); BM85 – Bertrand, Mercier (1985); H84 – Harley (1984); H84a – Harley (1984); LP90 – Лаврентьева, Перчук (1990).

На T - f_{O_2} диаграмме для ксенолита Н-19-44 при 0.75 ГПа (рис. 3 в) равновесные изоплеты пересекаются в поле парагенезиса гранулита при 540 °C и $f_{O_2} = -19.3$, что соответствует 0.08 мас.% O_2 в системе. На Р-Т диаграмме с данным количеством O_2 (рис. 3 г) пересечение изоплет определяет Р-Т условия формирования породы – 530 °C и 0.72 ГПа, практически совпадающие с результатом для ксенолита из трубки Юбилейная.

Заметим, что при включении в эффективный состав ядер клинопироксена равновесные составы минералов на фазовых диаграммах не воспроизводятся, что является дополнительным свидетельством их магматического происхождения [7].

Для восстановления условий образования пород также использовались встроенные в программу РТQuick Д.В. Доливо-Добровольского Grt–Срх- [12], Grt–Орх- [13, 14] и Срх–Орх- [15, 16] геотермометры, а также Grt–Орх- [17] и Grt–Срх–Pl–Q- [18] геобарометры, которые наиболее широко применяются в петрологических исследованиях. При расчетах использовались средние значения составов контактирующих минералов. В клинопироксенах учитывалось вхождение Fe^{3+} .

Результаты термобарометрии (рис. 4) показывают схожесть термальных условий формирования пород: для каждого гранулита

наблюдается высокотемпературное поле, ограниченное линиями Срх–Орх-термометра, и низкотемпературное поле, ограниченное линиями Grt-содержащих термометров. По давлению поля ограничены линиями Grt–Орх- и Grt–Срх–Pl–Q-барометров. Для гранулита ЮБ-19-05 температурные этапы находятся в диапазонах 790–890 °C, 0.63–1.14 ГПа и 520–610 °C, 0.68–0.90 ГПа соответственно (рис. 4 а); для гранулита Н-19-44 поля соответствуют диапазонам 800–880 °C, 0.61–0.97 ГПа и 530–650 °C, 0.68–0.81 ГПа (рис. 4 б). Результаты, полученные моделированием фазовых равновесий, попадают в низкотемпературные интервалы, установленные геотермобарометрией.

Наличие двух температурных полей для каждой породы указывает на регрессивный тренд метаморфизма, а зафиксированные РТ интервалы – на образование изученных пород в условиях низов гранулитовой фации с последующим охлаждением до условий низов амфиболитовой фации.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

По коровым ксенолитам из кимберлитовых трубок Юбилейная и Новинка имеются лишь единичные публикации. В одной из них приведен

общий диапазон Р-Т условий для гранулитов из трубок Юбилейная и Комсомольская: 650–850 °С при 0.75–0.95 ГПа [19]. Впоследствии для гранат-пироксеновых гнейсов и гранулитов из трубки Новинка были восстановлены температуры 740–860 °С и ниже-среднекоровые давления 0.79–1.01 ГПа (рис. 4) [6], там же сообщается о первой находке скаполита в гранат-пироксеновом гнейсе, свидетельствующей о присутствии рассолов и дефиците водного флюида при формировании нижней коры в неогархее (2.7 млрд лет).

В исследованных нами ксенолитах найдены другие свидетельства весьма ограниченного количества воды во флюиде. Так, моделирование фазовых равновесий показало стабильность гранулитового парагенезиса при Р-Т условиях низов амфиболитовой фации метаморфизма. Сохранение равновесных граната, двух пироксенов и плагиоклаза в таких условиях возможно лишь при дефиците водного флюида, иначе в породе образовался бы амфиболитовый парагенезис (возможно, с гранатом). О сухом флюиде с рассолами и галогенами при формировании коровых гранулитов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма сообщалось в статье по ксенолитам из трубки Удачная [7]. Заметим, что изученные в данной работе ксенолиты из трубок Юбилейная и Новинка показывают самые низкие Р-Т условия метаморфизма, когда-либо фиксируемые в гранат-двупироксеновых гранулитах в природе.

Еще одна особенность изученных пород связана с сохранением в них регрессивного Р-Т тренда метаморфизма – с одной стороны ожидаемого, а с другой – никогда ранее не фиксированного. Р-Т тренды метаморфизма, как сохранение в породе “замороженных” минеральных равновесий, не характерны для ниже-среднекоровых гранулитов, т.к. эти породы, как полагают многие, претерпели крайне длительное и медленное охлаждение, сопоставимое по времени с остыванием глубинных областей кратонов.

Каким же образом гранулиты сохранили запись об остывании? Мы полагаем, что ответ кроется в разных температурах “закрытия” двупироксенового обменного равновесия [15, 16], где участвует крупный, медленно диффундирующий катион кальция, и равновесий с участием граната и пироксенов [12–14], где в основном происходит более быстрый Fe–Mg-обмен катионами между минералами. Эти различия нам удалось установить в результате внимательного изучения закономерностей в изменении

составов минералов на контакте друг с другом (рис. 2 а–в). Примечательно, что метод моделирования фазовых равновесий, в котором используется эффективный состав породы, не позволил восстановить ранний этап метаморфической эволюции – только ее позднюю стадию.

Установленное в ходе проведенного исследования субизобарическое охлаждение пород из условий гранулитовой фации в низы амфиболитовой фации с сохранением равновесных минеральных парагенезисов гранулитов хорошо согласуется с гипотезой образования ниже-среднекоровых гранулитов в результате магматической и метаморфической эволюции глубинных габброидных интрузивов, выплавленных из поднимающейся астеносферной мантии [3, 20].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 18-17-00206-П. Аналитические данные были получены в Лаборатории локальных методов исследования вещества (кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет МГУ, Центр коллективного пользования “Электронно-зондовый микроанализ минерального вещества”) при помощи электронно-зондового микроанализатора Superprobe “JEOL” JXA-8230, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bohlen S.R., Mezger K.* Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust // *Science*. 1989. V. 244. № 4902. P. 326–329.
2. *Brown M., Johnson T.* Time’s arrow, time’s cycle: Granulite metamorphism and geodynamics // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83. № 3. P. 323–338.
3. *Rudnick R.L.* Making continental crust // *Nature*. 1995. V. 378. № 6557. P. 571–578.
4. *Koreshkova M.Y., et al.* Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52, № 10, P. 1857–1885.
5. *Jin T., et al.* Water content and deformation of the lower crust beneath the Siberian Craton: evidence from granulite xenoliths // *The Journal of Geology*. 2021. V. 129. № 5. P. 475–498.
6. *Shatsky V.S., et al.* Features of the Structures and Evolution of the Lower Part of the Continental Crust of the Yakutian Diamondiferous Province within the Upper Muna Kimberlite Field // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 507. Suppl 3. P. S365–S374.

7. *Perchuk A.L., et al.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precamb. Res.* 2021. V. 357. P. 106122.
8. *Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *Journal of metamorphic Geology*. 2011. V. 29. № 3. P. 333–383.
9. *Holland T.J.B., et al.* Melting of peridotites through to granites: a simple thermodynamic model in the system KNCFMASHTOCr // *Journal of Petrology*. 2018. V. 59. № 5. P. 881–900.
10. *Fuhrman M.L., Lindsley D.H.* Ternary-feldspar modeling and thermometry // *American mineralogist*. 1988. V. 73. № 3–4. P. 201–215.
11. *Green E.C.R., et al.* Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. 2016. V. 34. № 9. P. 845–869.
12. *Krogh E.J.* The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 44–48.
13. *Harley S.L.* An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. № 4. P. 359–373.
14. *Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.* Ортопироксен-гранатовый термометр: эксперимент и теоретическая обработка банка данных // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 310. № 1. С. 179.
15. *Wells P.R.A.* Pyroxene Thermometry in Sample and Complex System // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1977. V. 62. P. 129–139.
16. *Bertrand P., Mercier J.C.C.* The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 76. № 1–2. P. 109–122.
17. *Harley S.L.* The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. № 3. P. 665–696.
18. *Eckert J.O., et al.* The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 148–160.
19. *Shatsky V.S., et al.* Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. 2016. V. 282. P. 1–20.
20. *Perchuk A.L., et al.* Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 572–586.

P-T PATHS OF COOLING AND METAMORPHISM UNDER CONDITIONS OF LOW-GRADE AMPHIBOLITE FACIES IN THE XENOLITHS OF GRANULITES IN THE SIBERIAN CRATON

V. M. Grigorieva^a, A. L. Perchuk^{a, b}, academician V. S. Shatsky^c, N. G. Zinovieva^a

^aDepartment of Petrology and Volcanology, Geological Faculty, Moscow State University, Moscow, Russia

^bKorzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia

^cSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, Russia.

The paper presents the results of detailed petrological studies of mafic granulites from the Yubileinaya and Novinka kimberlite pipes, where retrograde metamorphic P-T paths were reconstructed for the first time using mineral geothermobarometry. These P-T paths demonstrate subisobaric cooling of the rocks from the P-T conditions of lower granulite facies to lower amphibolite facies in the middle crust depth. It was found that compositions of garnet, clinopyroxene, and orthopyroxene depend on the contacting mineral, reflecting the different temperatures closure temperatures of the exchange mineral reactions. The higher temperatures are determined using a two-pyroxene geothermometer, while lower ones are determined using garnet-clinopyroxene and garnet-orthopyroxene geothermometers. Using phase equilibria modeling we obtained thermodynamic conditions corresponding to the lower amphibolite facies: 540 °C, 0.76 GPa, $\lg fO_2 = QFM + 1.7$ (Yubileinaya pipe); 530 °C, 0.72 GPa, $\lg fO_2 = QFM + 2.2$ (Novinka pipe). The stability of the granulite paragenesis garnet+clinopyroxene+orthopyroxene+plagioclase under such P-T conditions is poorly known phenomenon that mirror a deficit of aqueous fluid during the crystallization of gabbro melts and their subsequent cooling in deep areas of cratons.

Keywords: continental crust, crustal xenoliths, granulites, P-T paths of metamorphism, phase equilibria modeling

УДК 549.616.4(470.53)

О ПЕРВОЙ НАХОДКЕ ТИТАНСОДЕРЖАЩЕГО ГИДРОКСИЛКЛИНОГУМИТА В ПОДИФОРМНЫХ ХРОМИТИТАХ

© 2024 г. П. Б. Ширяев*, Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов,
член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, В. В. Хиллер

Поступило 01.08.2023 г.

После доработки 28.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Впервые в подиформных хромититах обнаружен минерал группы гумита – титансодержащий гидроксилклиногумит, относящийся к природным плотным водосодержащим магнезиальным силикатам (DHMS-фазам). Находка сделана в хромовых рудах плато Пайты, расположенного в северной части Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива Полярного Урала. Хромититы залегают в теле дунитов, которое расположено на контакте апогарцбургитовых амфибол-оливин-антигоритовых и амфибол-энстатит-оливиновых метаморфических пород, содержащих реликты несерпентинизированных гарцбургитов. По оптическим данным и химическому составу минерал относится к титансодержащему гидроксилклиногумиту, так как содержит TiO_2 (до 5.64 мас. %), при полном отсутствии фтора. Присутствие ОН-группировки в минерале подтверждается рамановским спектром, который в целом соответствует эталону гидроксилклиногумита. Результаты геотермометрии показывают, что формировался данный минерал в хромититах Полярного Урала при температуре 668–740 °С и, вероятно, давлении 20–25 кбар. Из этого следует, что образование (или перекристаллизация) хромитовых руд происходило в высокобарических условиях, т.е. рудопроявления хромитов в северной части Войкаро-Сыньинский массива были сформированы, по всей видимости, в надсубдукционной обстановке.

Ключевые слова: гидроксилклиногумит, подиформные хромититы, рудопроявление Пайты, Войкаро-Сыньинский ультрамафитовый массив, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2686739724010137

Термин “подиформные хромититы” впервые появился в 1946 году в работе, посвященной геологии, особенностям строения и состава руд хромитовых месторождений Северной Калифорнии [1]. Термин подчеркивал, что форма рудных тел, развитых в пределах изученных объектов, не пластовая (типичная для стратиформных месторождений), а линзовидная.

Генезис подиформных хромититов в офиолитовых ультрамафитах до сих пор остается не вполне ясным. Определение *PT*-параметров хромитообразования является одной из важных проблем, связанной, как правило, с отсутствием надежных геобарометров, позволяющих провести достоверные оценки давления при формировании рудных сегрегаций. В последние годы появился ряд публикаций, свидетельствующих об обнаружении в подиформных хромититах

минералов-индикаторов сверхвысоких давлений – алмаза, муассанита, коэсита, силицидов железа и т.д. ([2] и др.).

В настоящей статье мы сообщаем о первой находке титансодержащего гидроксилклиногумита в хромититах плато Пайты, расположенного в северной части крупнейшего Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива Полярного Урала. Титансодержащий клиногумит, $[\text{Mg}_{9-X}\text{Ti}_X(\text{SiO}_4)_4(\text{OH}, \text{F})_{2-2X}\text{O}_{2X}]$, где $(0 < X < 0.5)$, является одним из минералов группы гумита, относящихся к природным высокоплотным гидросиликатам магнезия (так называемым DHMS-фазам). Гидроксилклиногумит был описан как новый минеральный вид в 1999 г. по результатам изучения образца из скарнов Зеленцовской копи близ пос. Магнитка на Южном Урале [3], хотя аналогичный минерал упоминался разными исследователями значительно раньше [4]. При этом титансодержащий клиногумит не является распространенным минералом, он изредка отмечался в ряде

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

*E-mail: pavel.shiryayev@gmail.com

магматических и метаморфических ультрамафитов, включая мантийные ксенолиты ([5] и др.). Экспериментальные исследования последних десятилетий ([5, 6] и др.) и находки титансодержащего клиногумита в породах, маркирующих высокobarические/субдукционные зоны в эталонных УНР-объектах ([7] и др.), позволяют относить данный минерал к высокobarическому парагенезису.

Рудопроявление Пайты было обнаружено в начале 1970-х гг. в ходе геолого-съёмочных работ, проводившихся Г.Н. Савельевой и А.Э. Граудиным. Всего в пределах рудопроявления выделено шесть тел хромитовых руд, четыре из которых группируются в цепочку северо-восточного простирания. В центре этой цепочки вскрыто тремя канавами самое крупное рудное тело № 1903, шириной в плане до 25 м и длиной 60 м. Это тело прослежено 7 мелкими скважинами на глубину от 0.5 м до 8.1 м, в среднем 2.7 м. Морфология рудного тела может быть отнесена к сложно-линзовидной. Во внутреннем строении рудного тела как в плане, так и в разрезе иногда появляются “пятна” и “окна”, сложенные более бедными рудами и дунитами. Преобладают богатые густовкрапленные руды, пригодные для использования без обогащения. Рудное тело № 1903 залегает в теле дунитов (рис. 1), которое

расположено на контакте апогарцбургитовых амфибол-оливин-антигоритовых и амфибол-энстатит-оливиновых метаморфических пород, содержащих реликтовые участки несерпентинизированных гарцбургитов ([8] и др.). Рудовмещающие дуниты в различной степени антигоритизированы, однако на контакте с рудным телом степень серпентинизации дунитов понижается.

Гидроксилклиногумит установлен оптически в шлифах, а также изучен с применением методов электронного-зондового анализа и рамановской спектроскопии.

Для хромититов, содержащих срастания оливина с клиногумитом, характерна орбикулярная текстура с переходом в массивную (рис. 2). Химический состав хромитита следующий (в мас.%): SiO_2 9.74; TiO_2 0.24; Al_2O_3 11.66; $\text{FeO}_{\text{сум}}$ 11.36; MgO 23.58; CaO 0.07; Cr_2O_3 39.77; MnO 0.24; потери при прокаливании – 1.9.

Рудообразующие хромовые шпинели по своему составу соответствуют магнезиохромиту со значительными вариациями содержаний основных оксидов (в мас.%): Cr_2O_3 от 55.85 до 63.27; Al_2O_3 от 1.21 до 13.16; $\text{FeO}_{\text{сум}}$ от 14.84 до 22.88; MgO от 10.46 до 15.03. Содержания примесных компонентов в шпинелиде следующие

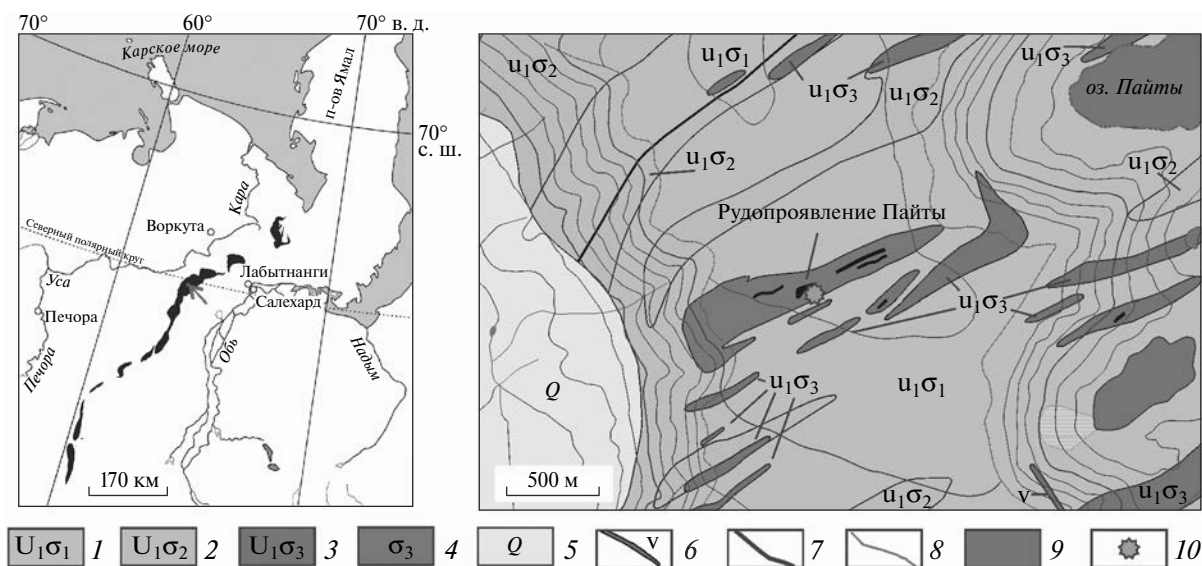


Рис. 1. Геологическая схема рудопроявления Пайты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), по [8]. Условные обозначения: 1–3 – породы метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса: 1 – с содержанием дунитовой составляющей 10–30%; 2 – с содержанием дунитовой составляющей 30–50%; 3 – с содержанием дунитовой составляющей более 50%; 4 – дуниты; 5 – четвертичные отложения; 6 – габбро жильные; 7 – тектонические нарушения; 8 – ручьи; 9 – озера; 10 – место находки титансодержащего гидроксилклиногумита.

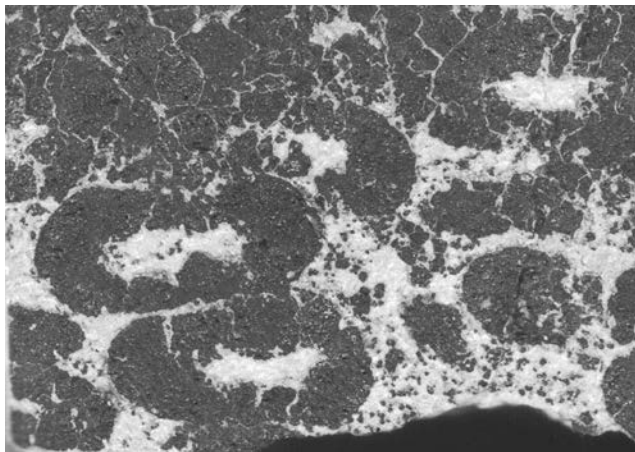


Рис. 2. Хромитит орбикулярной текстуры. Рудопоявление Пайты, Войкаро-Сынынский массив, Полярный Урал. Длина поля фотографии 5 см.

(в мас.%): TiO_2 от 0.13 до 0.49; MnO — 0.07–0.24; NiO — 0.00–0.23.

Внутри каждого рудного овоида силикат представлен отдельным зерном оливина с повышенным содержанием NiO (0.55–0.71 мас.%) и низкой железистостью (1.8–2.9% фаялитового минала). Отметим, что повышенное содержания никеля — характерная черта оливинов из т.н. УНР-хромититов, т.е. хромититов повышенных давлений, где во включениях в хромитах фиксируются находки высокобарических минералов ([9] и др.). Установлена прямая корреляция содержаний оксидов железа и никеля с зональным распределением и снижением их количества от центра к краю зерна оливина. Также для центральных частей зерна оливина внутри овоида хромовой шпинели характерно значимое содержание примесей титана и марганца TiO_2 0.06 мас.%, MnO 0.08 мас.%, исчезающих в краевых частях.

Минеральная ассоциация форстерит + клиногумит локализована в интерстициях овоидов хромитита. На контакте оливин-клиногумитовых сростаний и хромовой шпинели развит клинохлор. Оливин из сростаний с клиногумитом по составу соответствует форстериту (1.56–2.11% фаялитового минала) с повышенным содержанием хрома Cr_2O_3 0.01–0.09 мас.% и невысоким, по сравнению с оливином из хромитовых овоидов, содержанием NiO в пределах 0.17–0.38 мас.%. В интерстициях овоидов с оливином ассоциируют редкие зерна пентландита. Количество титана в оливине возрастает на контакте с клиногумитом до 0.08 мас.% TiO_2 .

Клиногумит встречается только в сростании с оливином. Он слагает зерна и скопления размером до 200 микрон, неправильной формы. В шлифе, без анализатора, окрашен в желтоватый, желтый или желто-оранжевый цвет, чем хорошо отличается от бесцветного форстерита (рис. 3). У наиболее окрашенных участков сечений устанавливается обратная схема абсорбции: от желтовато-оранжевого (по Np) до желтого (по Ng) цвета. Изредка в зернах проявлена плохо выраженная спайность по $\{100\}$, относительно которой фиксируется косое угасание $\text{cNp} \sim 12^\circ$, что характерно именно для клиногумита, т.к. у хондрита этот угол значительно больше [10].

На BSE-изображениях клиногумит от оливина никак не отличается, поэтому для выборки мест под микрозондовый анализ сначала проводилось картирование в лучах титана (рис. 4 а), а также было проведено картирование по линиям $742+783 \text{ см}^{-1}$ на рамановском спектре (рис. 4 б). По данным химического состава (табл. 1), минерал определяется как титансодержащий гидроксилклиногумит, т.к. содержание фтора не превышает фоновых значений. Минерал характеризуется низкой железистостью ($f = \text{Fe}^{2+} \cdot 100\% / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) в пределах 1.55–2.10%, повышенным количеством Cr_2O_3 (до 0.93 мас.%) и вполне значительным содержанием TiO_2 (варьирует от 4.75 до 5.64 мас.%). По структурным данным ([11] и др.), титан в этом минерале входит в т.н. бруситовые слои с реализацией изоморфной схемы $\text{Mg}^{2+} + 2(\text{OH})^- \rightarrow \text{Ti}^{4+} + 2(\text{O})^{2-}$. Это согласуется с работой [5], где показано соответствие составов минерала вектору замещения $\text{TiO}_2\text{M}_{-1}(\text{OH})_{-2}$, где $\text{M} = \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ni}$. Наши анализы также тяготеют к этому тренду (рис. 5).

Для того чтобы доказать присутствие воды в минерале, были проведены измерения спектров КР (рамановских) в Центре коллективного пользования “Современные нанотехнологии” УрФУ (г. Екатеринбург) с помощью системы отображающей конфокальной микроскопии комбинационного рассеяния Alpha 300 AR+ (аналитик П.С. Зеленовский). На рис. 6 показан неполяризованный рамановский спектр исследованного титансодержащего гидроксилклиногумита. По положению основных линий он практически полностью совпадает со спектрами, полученными в предыдущих исследованиях ([12] и др.). Слабые полосы $914, 934$ и 968 см^{-1} относятся к асимметричным колебаниям (ν_3) тетраэдра SiO_4 . Выделяются три линии — при $863, 846$ и 829 см^{-1} , которые соответствуют симметричным валентным колебаниям (ν_1) тетраэдра SiO_4 .

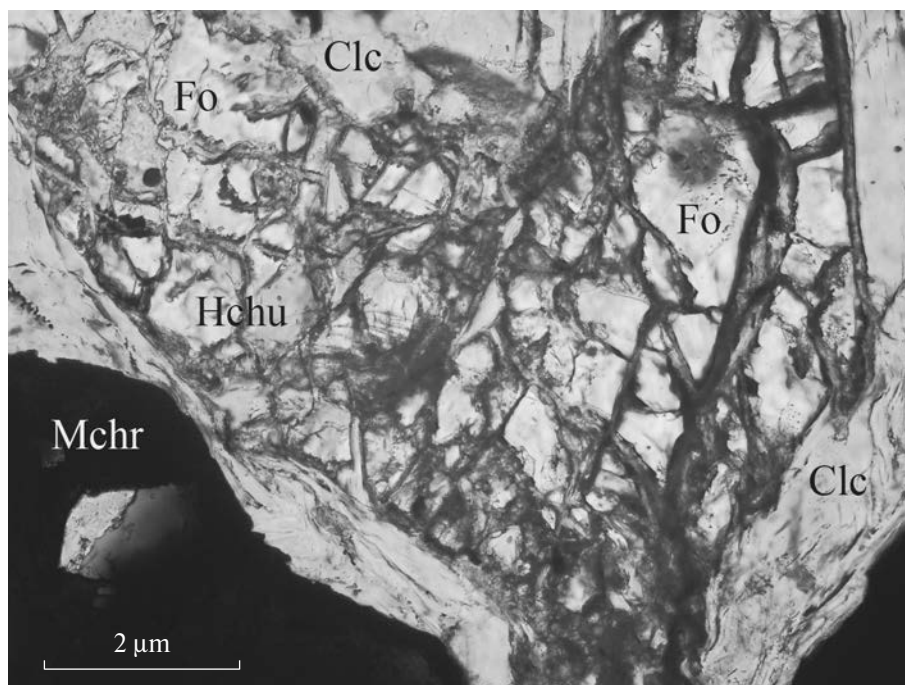


Рис. 3. Срастание оливина с клиногумитом в хромитите; Fo — форстерит, Hchu — гидроксилклиногумит, Mchr — магнезиохромит, Clc — клинохлор. Фото полированного шлифа, без анализатора.

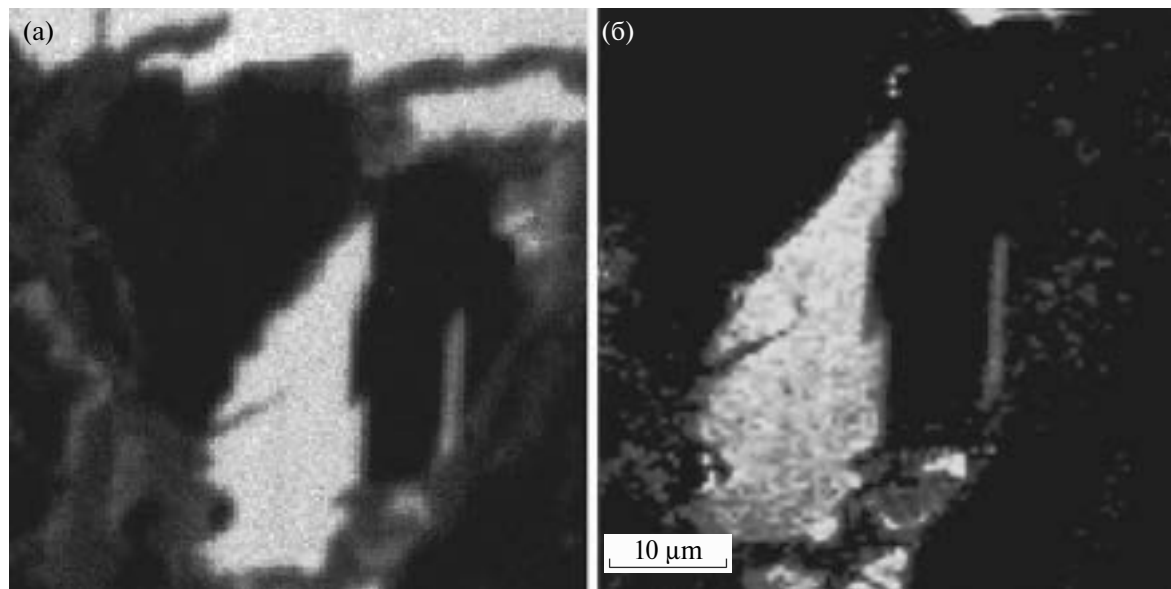


Рис. 4. Оливин в срастании с гидроксилклиногумитом: а) — карта в лучах титана (светлое — клиногумит, черное — оливин); б) — карта линий клиногумита $742+783\text{ см}^{-1}$ на рамановском спектре (желтое — клиногумит).

Соотношение этих линий позволяет уверенно отличать клиногумит от хондрита: для клиногумита преобладающей по интенсивности является 863 см^{-1} , а для хондрита — 846 см^{-1} [13].

В нашем случае преобладающей линией является 863 см^{-1} . Полосы 743 , 758 и 783 см^{-1} относятся к деформациям MgOH и M^{2+}OH ; полосы 490 , 538 и 598 см^{-1} соответствуют внеплоскостным

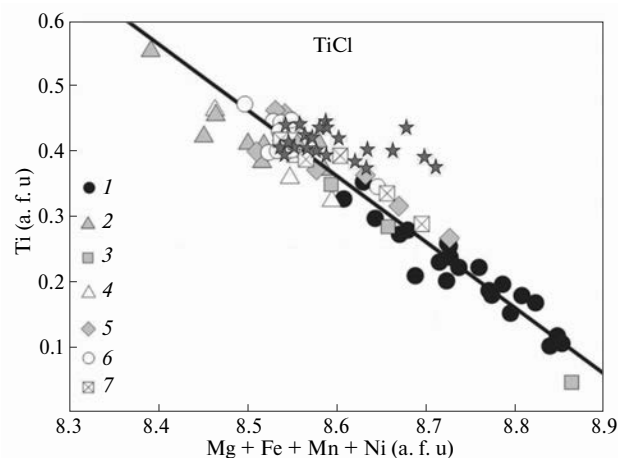


Рис. 5. Диаграмма корреляции титана от суммы двухвалентных катионов в кристаллохимической формуле титаносодержащих клиногумитов (по [5]). Условные обозначения: 1 — из серпентинитов Китайского Тянь-Шаня; 2 — из кимберлитов США; 3 — из мраморов восточных Альп; 4 — из офиолитов западных Альп; 5 — из серпентинитов Испании; 6 — из серпентинитов Италии; 7 — из УНР-метаморфитов Италии. Звездочками показаны наши данные.

(ν_4) колебательным модам деформации SiO_4 ; плохо разделяющиеся полосы в диапазоне $383\text{--}351\text{ см}^{-1}$ соответствует плоскостной (ν_2) моде деформации SiO_4 . Наиболее значимыми для изученного нами гидроксиклиногумита являются пики в области колебаний О-Н связи — $3763\text{--}3396\text{ см}^{-1}$. Выделяются основные три линии — 3420 , 3529 и 3690 см^{-1} , из которых первые две являются типичными для минералов группы гумита. Высокая интенсивность линий 3396 и 3420 см^{-1} объясняется вхождением Ti в позицию Mg [12]. Линии 3529 и 3568 см^{-1} имеют низкую интенсивность. Причина высокой интенсивности линии 3690 см^{-1} не ясна, однако, несомненно, ее присутствие обусловлено колебаниями О-Н-связей.

Результаты экспериментального получения Ti-клиногумита неоднозначны в связи со значительными вариациями состава исходных материалов, что привело к существенным различиям в построении фазовых реакций и, как следствие, полей стабильности Ti-клиногумита на фазовых диаграммах. Синтез Ti-клиногумита был осуществлен неоднократно при ультравысоких

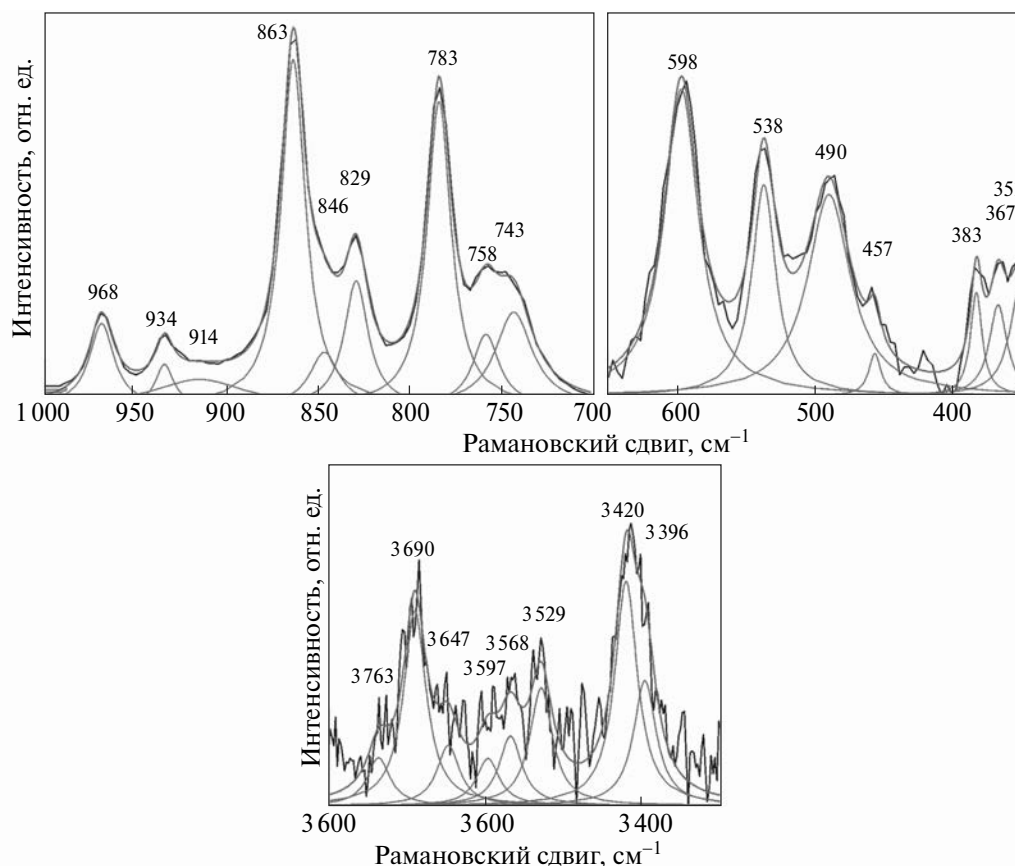


Рис. 6. КР (рамановский) спектр гидроксиклиногумита из хромититов (черным цветом показан исходный спектр, зеленым — лоренцевы составляющие, красным — огибающая лоренцевых составляющих).

Таблица 1. Химический состав гидроксилклиногумита (мас. %) из хромититов.

№	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	MnO	MgO	F	Сумма
1	38.08	5.13	0.11	0.21	1.83	0.03	52.93	—	98.32
2	38.46	5.02	0.10	0.21	1.76	—	53.27	0.01	98.83
3	37.70	5.51	0.10	0.21	1.75	0.02	53.57	—	98.86
4	37.54	5.64	0.02	0.19	1.83	0.05	53.45	0.05	98.79
5	38.09	5.57	0.08	0.20	1.87	0.04	53.29	—	99.14
6	37.81	5.38	0.06	0.23	1.53	—	53.37	—	98.38
7	37.82	5.56	0.06	0.14	1.55	0.02	53.99	—	99.14
8	37.97	5.59	0.05	0.24	1.55	—	53.61	—	99.01
9	37.81	4.87	0.12	0.15	1.72	0.02	53.83	0.05	98.57
10	37.91	4.75	0.14	0.19	1.92	0.06	53.97	—	98.94
Формульные коэффициенты, расчет на сумму 13 атомов металлов и кремния									
1	4.04	0.41	0.01	0.02	0.16	0.00	8.36	0.00	13.00
2	4.05	0.40	0.01	0.02	0.16	0.00	8.37	0.00	13.00
3	3.97	0.44	0.01	0.02	0.15	0.00	8.41	0.00	13.00
4	3.96	0.45	0.00	0.02	0.16	0.00	8.41	0.00	13.00
5	4.01	0.44	0.01	0.02	0.16	0.00	8.36	0.00	13.00
6	4.00	0.43	0.01	0.02	0.14	0.00	8.41	0.00	13.00
7	3.97	0.44	0.00	0.01	0.14	0.00	8.44	0.00	13.00
8	3.99	0.44	0.00	0.02	0.14	0.00	8.40	0.00	13.00
9	3.98	0.39	0.01	0.01	0.15	0.00	8.45	0.00	13.00
10	3.98	0.37	0.01	0.02	0.17	0.01	8.44	0.00	13.00

давлениях (80 кбар и выше) в системах с избытком титана ([14] и др.). В то же время синтезировать Ti-клиногумит при относительно невысоких давлениях не удалось и фазовые диаграммы, используемые в интерпретациях в многочисленных публикациях, основаны на кривых разложения Ti-клиногумита на ассоциацию оливин+ильменит ([15] и др.) или в более кремнекислых системах Ti-клиногумит + ортопироксен = оливин + рутил + H₂O [6]. Оба случая не имеют отношения к нашей системе с низкими содержаниями оксида титана и кремнезема.

Оценка *PT*-условий образования Ti-клиногумита на различных природных объектах сильно разнится от вполне умеренных 450 °C и 5 кбар [4] до высокобарических — 550 °C, 20–25 кбар [16] и 550–600 °C, 25 кбар [17], а также 680–710 °C, 16–19 кбар [18]. При столь разных данных современные исследователи склонны считать Ti-клиногумит высокобарическим минералом. Верхним ограничением по давлению для него считается 25 кбар (глубина около 80 км) [5], при больших давлениях (от 26 кбар) уже формируется Ti-хондродит. По нашим данным, температура оливин-хромшпинелевого равновесия по расчету с использованием геотермометра

Больхауза-Берри-Грина [19] составляет для исследованного образца хромитита 668–740 °C. При такой температуре, по экспериментальным данным ([5] и др.), титансодержащий гидроксилклиногумит попадает в поле 20–25 кбар.

Таким образом, нами впервые в подиформных хромититах обнаружен минерал группы гумита — титансодержащий гидроксилклиногумит. Находка сделана в хромовых рудах плато Пайты, расположенного в северной части Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива. Оптические методы исследования определяют минерал как клиногумит. По данным химического состава, он относится к титансодержащему гидроксилклиногумиту, т.к. содержит TiO₂ (до 5.64 мас.%) при полном отсутствии фтора. Присутствие OH-группировки в минерале подтверждается рамановским спектром, который в целом соответствует эталону гидроксилклиногумита. По всей видимости, он формировался при 668–740 °C и 20–25 кбар. Из этого следует, что образование (или перекристаллизация) хромитовых руд происходило в высокобарических условиях и, по всей видимости, с участием воды. Подвижность и перераспределение хрома очень возможны в мантийном надсубдукционном

клине, куда водосодержащие флюиды поступают в больших количествах из субдуцирующей пластины. А Главный Уральский глубинный разлом, в зоне которого и расположен Войкаро-Сыньинский ультрамафитовый массив, в настоящее время интерпретируется именно как палеозойская зона субдукции [20]. Таким образом, рудопоявления хромитов в северной части Войкаро-Сыньинского массива были сформированы, по всей видимости, в надсубдукционной обстановке, а это, как известно ([9] и др.), наиболее перспективная геодинамическая обстановка для генерации именно *крупных* месторождений хромитов. Следовательно, новые данные в целом повышают перспективность на хромиты одного из крупнейших в мире ультрамафитовых plutонов – Войкаро-Сыньинского.

Авторы глубоко скорбят по нашей безвременно ушедшей коллеге, к.г.-м.н. Н.В. Вахрушевой (1959–2023 гг.), которая очень много сделала для изучения хромитов Полярного Урала и, в частности, для данной статьи.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны член-корр. РАН И.В. Пекову за помощь в улучшении статьи, а также В.Ю. Алимову и П.С. Зеленовскому за помощь в работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wells F.G., Cater F.W. Jr., Rynearson G.A. Chromite deposits of Del Norte County, California. Geological investigations of chromite in California. Part I, Klamath Mountains // California Department of Natural Resources, Division of Mines, 1946. Ch. 1. V. 134. 76 p.
2. Yang J.S., Dobrzynetska L.F., Bai W.J., Fang Q.S., Robinson P.T., Zhang J.F., Green H.W. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet // *Geology*, 2007. V. 35. P. 875–878.
3. Гекимянц В.М., Соколова Е.В., Спиридонов Э.М., Феррарис Дж., Чуканов Н.В., Пренчипе М., Авдонин В.Н., Поленов Ю.А. Гидроксилклиногумит $Mg_9(SiO_4)_4(OH, F)_2$ – новый минерал из группы гумита // *Записки ВМО*. 1999. Ч. 128. Вып. 5. С. 64–70.
4. Trommsdorff V., Evans B.W. Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980. V. 72. P. 229–242.
5. Shen T., Hermann J., Zhang L., Lü Z., Padrón-Navarta J.A., Xia B., Bader T. UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentized ultramafic rocks from Chinese southwestern Tianshan // *Journal of Petrology*, 2015. V. 56. P. 1425–1458.
6. Wirth R., Dobrzynetska L.F., Green H.W. Electron microscope study of the reaction $olivine + H_2O + TiO_2 \rightarrow$ titanian clinohumite + titanian chondrodite synthesized at 8 GPa, 1300 K // *American Mineralogist*, 2001. V. 86. P. 601–610.
7. Zhang R.Y., Shu J.F., Mao H.K., Liou, J.G. Magnetite lamellae in olivine and clinohumite from Dabie UHP ultramafic rocks, central China // *American Mineralogist*. 1999. V. 84. P. 564–569.
8. Вахрушева Н.В. Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГГА, 1996. 24 с.
9. Arai S., Miura M. Formation and modification of chromitites in the mantle // *Lithos*. 2016. V. 264. P. 277–295.
10. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.: Мир, 1965. 372 с.
11. Fujino K., Takeuchi Y. Crystal chemistry of titanian chondrodite and titanian clinohumite of high-pressure origin // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 535–543.
12. Liu D., Hirner S.M., Smyth J.R., Zhang J., Shi X., Wang X., Zhu X., Ye Y. Crystal chemistry and high-temperature vibrational spectra of humite and norbergite: Fluorine and titanium in humite-group minerals // *American Mineralogist*. 2021. V. 106. P. 1153–1162.
13. González-Jiménez J.M., Plissart G., Garrido L.N., Padrón-Navarta J.A., Aiglsperger T., Romero R., Marchesi C., Moreno-Abril A.J., Reich M., Barra F., Morata D. Ti-clinohumite and Ti-chondrodite in antigorite serpentinites from Central Chile: evidence for deep and cold subduction // *European Journal of Mineralogy*. 2017. V. 29. P. 959–970.
14. Stalder R., Ulmer P. Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa: significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 140. P. 670–679.

15. Weiss M. Clinohumites: a field and experimental study. PhD Thesis № 12202. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 1997. 168 p.
16. De Hoog J.C.M., Hattori K., Jung H. Titanium- and water-rich metamorphic olivine in high-pressure serpentinites from the Voltri Massif (Ligurian Alps, Italy): evidence for deep subduction of high-field strength and fluid-mobile elements // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. Article 990.
17. Rebay G., Spalla M.I., Zannoni D. Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps // *Journal of Metamorphic Geology*. 2012. V. 30. P. 687–702.
18. López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M.T., Garrido C.J., Padrón-Navarta J.A., Mellini M. Break-down mechanisms of titanclinohumite in antigorite serpentinite (Cerro del Almirez massif, S. Spain): A petrological and TEM study // *Lithos*. 2009. V. 107. P. 216–226.
19. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer – implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. P. 27–40.
20. Иванов К.С., Пучков В.Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // *Геотектоника*. 2022. № 6. С. 78–113.

ABOUT THE FIRST DISCOVERY OF TITANIUM-CONTAINING HYDROXYLCLINOHUMITE IN PODIFORM CHROMITITE

P. B. Shiryayev[#], Yu. V. Erokhin, K. S. Ivanov,

Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov, V. V. Khiller

*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russian Federation.*

[#]*E-mail: pavel.shiryayev@gmail.com*

For the first time in podiform chromitites, a mineral of the humite group, titanium-containing hydroxylclinohumite, belonging to natural dense water-containing magnesian silicates (DHMS phases), was found. The find was made in chrome ores of the Paity plateau, located in the northern part of the Voikaro-Synyinsky ultramafic massif of the Polar Urals. Chromitites are deposited in the dunite body, which is located at the contact of apoharzburgite amphibole-olivine-antigorite and amphibole-enstatite-olivine metamorphic rocks containing relics of non-serpentinized harzburgites. According to optical data and chemical composition, the mineral belongs to titanium-containing hydroxylclinohumite, since it contains TiO₂ (up to 5.64 wt.%), in the complete absence of fluoride. The presence of OH-grouping in the mineral is confirmed by the Raman spectrum, which generally corresponds to the standard of hydroxylclinohumite. The results of geothermometry show that this mineral was formed in chromitites of the Polar Urals at a temperature of 668–740° with and, probably, a pressure of 20–25 kbar. It follows from this that the formation (or recrystallization) of chromite ores occurred under high-pressure conditions, i.e. ore occurrences of chromites in the northern part of the Voikaro-Synyinsky massif were formed, apparently, in a suprasubduction environment.

Keywords: hydroxylclinohumite, podiform chromitites, Paity ore occurrence, Voikaro-Synyinsky ultramafic massif, Polar Urals

УДК 551.732.2: 564

О СВЯЗИ РАННЕКЕМБРИЙСКИХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ЮЖНОЙ ФРАНЦИИ ПО МАЛАКОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2024 г. П. Ю. Пархаев^{1*}, Е. А. Жегалло¹, Д. Доржнамжаа²

Представлено академиком РАН А. В. Лопатиным 29.08.2023 г.

Поступило 30.08.2023 г.

После доработки 11.09.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Изучение ранее собранных коллекций и новых материалов по кембрийским моллюскам из баян-гольской свиты Западной Монголии (Дзабханская структурно-фациальная зона) позволило выявить значительное сходство в таксономическом составе малакокомплексов Западной Монголии и Южной Франции (известняк с *Heraultia*, формация Марку, Черные горы). Кроме отмеченных ранее четырех общих видов (*Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962), *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996), *Purella tenuis* Zhegallo, 1996 и *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900) установлены еще 10 общих видов для этих регионов: *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990), *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966), “*Calbyella*” *multicostata* Missarzhevsky, 1995, *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988, *Helcionella* sp., *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo, 1996), *Obtusconus amplus* (Zhegallo, 1982), *Prosinuities tripartitus* Kerber, 1988, *Purella layracensis* (Kerber, 1988) и *Securiconus* sp. Это заставляет пересмотреть существующую реконструкцию фаунистических связей палеобассейнов западного обрамления Гондваны в части обоснования тесного фаунистического обмена с Дзабханским террейном, который в раннекембрийское время был частью цепи микроконтинентов, расположенных в низких широтах между Сибирской платформой на западе и Гондваной на востоке.

Ключевые слова: нижний кембрий, моллюски, палеобиогеография, Западная Монголия, Южная Франция

DOI: 10.31857/S2686739724010148

Результаты палеонтологических и биостратиграфических исследований осадочных формаций древних кратонов представляют собой важнейшую фактологическую базу для различного рода построений и обобщений в палеобиологии и геологии, так как отложения, накопившиеся на этих обширных, относительно стабильных и долгоживущих участках земной коры, позволяют последовательно проследить эволюцию органического мира и развитие самих бассейнов осадконакопления на значительных пространственных и временных отрезках. Для кембрийского времени такими регионами являются Сибирская, Южно-Китайская (Янцзы) и Восточно-Европейская (Балтия) платформы, Северо-Американский (Лаврентийский)

и Южно-Австралийский кратоны. Именно эти регионы создают основу для Международной хроностратиграфической шкалы кембрийской системы ([1], рис. 19.2). Тем не менее геологическая и палеонтологическая информация, полученная в ходе изучения осадочных отложений древних микроконтинентов и так называемых террейнов, также, несомненно, важна. Зачастую такие геологические структуры обеспечивают корреляцию удаленных друг от друга палеоконтинентов, дополняют палеобиогеографическую картину определенных временных интервалов. В этом контексте исследования кембрийских отложений и фауны Монголии представляют значительный интерес. В венд-кембрийское время большая часть современной территории Монголии представляла собой серию отдельных блоков [2, 3], вытянутых цепью вдоль северо-восточной окраины Сибирской платформы (рис. 1). Один из таких блоков — Дзабханский террейн, представленный одноименной структурно-фациальной зоной в тектоническом районировании региона ([4],

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт палеонтологии Монгольской Академии наук,
Улан-Батор, Монголия

*E-mail: pparkh@paleo.ru

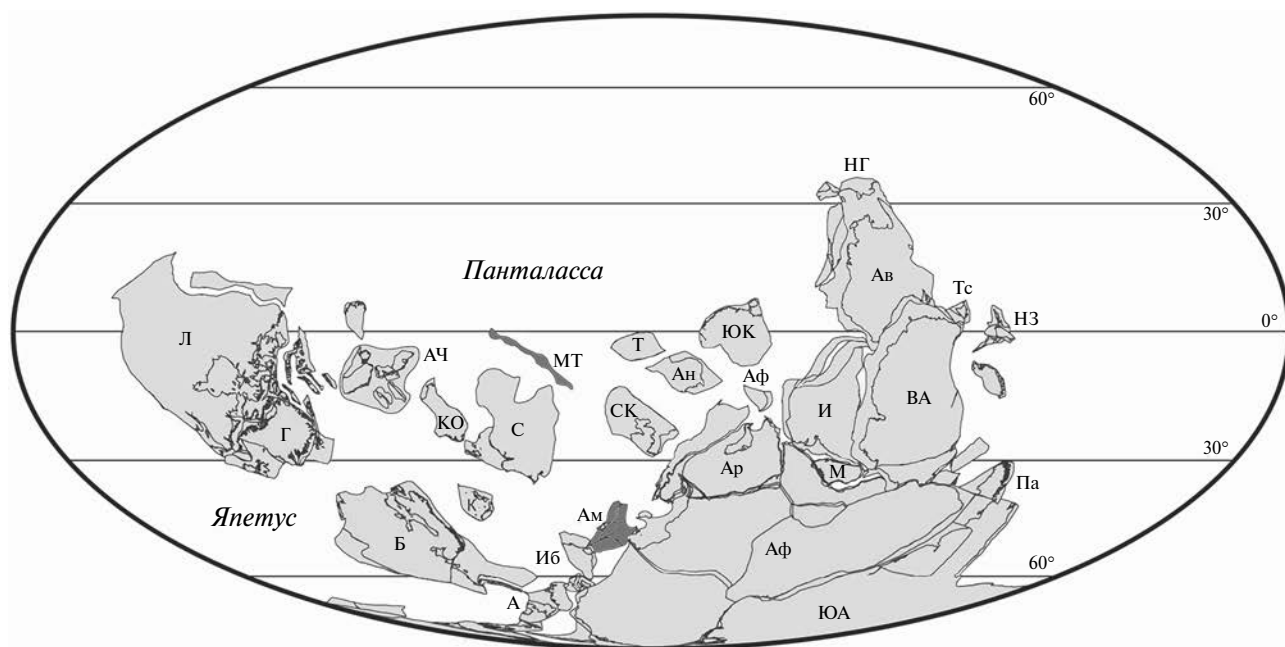


Рис. 1. Палеогеографическая реконструкция для раннекембрийского времени [2]; обозначения основных континентов и крупных террейнов: А – Авалония, АЧ – Арктическая Аляска и Чукотка, Ав – Австралия, Ам – Арморианские террейны, Ан – Аннамия, Ар – Аравия, Аф – Африка, Б – Балтийская платформа, ВА – Восточная Антарктика, Г – Гренландия, И – Индостан, Иб – Иберийский массив, К – Карский микроконтинент, КО – Колымо-Омолонский микроконтинент, Л – Лаврентия, М – Мадагаскар, МТ – Монгольские террейны, НГ – Новая Гвинея, НЗ – Новая Зеландия, Па – Патагония, С – Сибирская платформа, СК – Северо-Китайская платформа, Т – Таримский блок, Тс – Тасмания, ЮА – Южная Америка, ЮК – Южно-Китайская платформа.

рис. 1), давно привлекает внимание исследователей благодаря наличию наиболее полных и последовательных разрезов венда – кембрия, хорошо охарактеризованных палеонтологическими остатками (обзор см. [4]).

В рамках исследований по теме “Зональная биостратиграфия венд-кембрийских отложений Западной Монголии” нами проведена таксономическая ревизия кембрийских моллюсков Западной Монголии, описанных ранее разными авторами [4–6]. Одним из важных и интересных результатов данной работы стал вывод о существенной близости таксономического состава малакофаун баянгольской свиты Западной Монголии и известняка с *Heraultia* Черных гор (департамент Эро, регион Окситания, Южная Франция) (табл. 1).

Изученный материал по кембрийским моллюскам Западной Монголии хранится в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка Российской Академии наук (ПИН, колл. № 3302) в г. Москве. Морфологическое изучение кембрийских моллюсков и их фотографирование проводилось на сканирующем электронном

микроскопе “TESCAN VEGA” II ХМУ в кабинете приборной аналитики ПИН.

Первые ископаемые моллюски из известняка с *Heraultia* были описаны Э.С. Кобболдом [7] как новые виды жаброногих ракообразных: *Heraultia varensalensis* Cobbold, 1935 ([7], с. 38, табл. 2, фиг. 1–10), *Stenotheca angusta* Cobbold, 1935 ([7], с. 41, табл. 2, фиг. 11–13), *Stenotheca lata* Cobbold, 1935 ([7], с. 42, табл. 2, фиг. 14, 15) и *Stenothecopsis heraultensis* Cobbold, 1935 ([7], с. 43, табл. 2, фиг. 16, 17). Также автор изобразил низкоколпачковидную раковину с четкими радиальными ребрами на поверхности раковины, с сомнением определив ее как беззамковую брахиоподу *Lingulella* ([7], табл. 3, фиг. 14).

Позднее М. Кербер [8] расширил список моллюсков данного местонахождения (табл. 1). Из известняка с *Heraultia* он описал следующие таксоны моллюсков: *Bemella* sp. ([8], с. 166, табл. 3, фиг. 13), *Ginella acuticosta* (Walcott, 1891) ([8], с. 167, табл. 3, фиг. 17, 18), *Obtusiconus paucicostatus* Yu, 1979 ([8], с. 167, табл. 3, фиг. 16), *Merismoconcha* sp. ([8], с. 168, табл. 6, фиг. 5–15), *Latouchella? courtessolei* Kerber, 1988 ([8], с. 172, табл. 7, фиг. 1–6), *Prosinuites tripartitus*

Таблица 1. Таксономический состав малакофауны нижнекембрийского известняка с *Heraultia* (Черные горы, Южная Франция) [7–9].

№	Э.С. Кобболд [7]	М. Кербер [8]	Л. Девэр и др. [9]	В отложениях баянгольской свиты определен как
1	<i>Heraultia varensalensis</i> Cobbold, 1935	<i>Watsonella varensalensis</i> (Cobbold, 1935)	<i>Watsonella crosbyi</i> Grabau, 1900	<i>Watsonella crosbyi</i> Grabau, 1900
2	<i>Stenotheca angusta</i> Cobbold, 1935	<i>Latouchella angusta</i> (Cobbold, 1935)	<i>Oelandiella korobkovi</i> Vostokova, 1962	<i>Latouchella korobkovi</i> (Vostokova, 1962)
3	<i>Stenotheca lata</i> Cobbold, 1935	<i>Latouchella angusta</i> (Cobbold, 1935)	авторами не отмечен	? <i>Securiconus</i> sp.
4	<i>Stenothecopsis heraultensis</i> Cobbold, 1935	<i>Stenothecopsis</i> cf. <i>heraultensis</i> Cobbold, 1935	авторами не отмечен	не отмечен
5	<i>Lingulella</i> (?)	автором не отмечен	авторами не отмечен	? " <i>Calbyella</i> " <i>multicostata</i> Missarzhevsky, 1995
6	---	Brachiopoda gen. et sp. indet.	<i>Khasagtina</i> sp.	" <i>Calbyella</i> " <i>multicostata</i> Missarzhevsky, 1995
7	---	<i>Bemella</i> sp.	авторами не отмечен	<i>Securiconus</i> sp.
8	---	<i>Ginella acuticosta</i> (Walcott, 1891)	авторами не отмечен	не отмечен
9	---	<i>Obtusoconus paucicostatus</i> Yu, 1979	авторами не отмечен	<i>Obtusoconus amplus</i> (Zhegallo, 1982)
10	---	<i>Merismoconcha</i> sp.	<i>Merismoconcha</i> sp.	<i>Merismoconcha tommotica</i> (Zhegallo, 1996)
11	---	<i>Latouchella? courtesolei</i> Kerber, 1988	<i>Xianfengella prima</i> He and Yang, 1982	не отмечен
12	---	<i>Protococnus crestatus</i> Yu, 1979	<i>Protoconus orolgainicus</i> (Zhegallo, 1996)	<i>Protoconus orolgainicus</i> (Zhegallo, 1996)
13	---	<i>Prosinuites tripartitus</i> Kerber, 1988	<i>Prosinuites tripartitus</i> Kerber, 1988	<i>Prosinuites tripartitus</i> Kerber, 1988
14	---	<i>Rozanoviella gracilis</i> (Zhegallo, 1982)	<i>Purella gracilis</i> (Zhegallo, 1982)	<i>Purella tenuis</i> Zhegallo, 1996
15	---	<i>Jakobinia marcouensis</i> Kerber, 1988	авторами не отмечен	не отмечен
16	---	<i>Maikhanella layracensis</i> Kerber, 1988	<i>Purella layracensis</i> (Kerber, 1988)	<i>Purella layracensis</i> (Kerber, 1988)
17	---	<i>Cambroscutum concameratum</i> Kerber, 1988	авторами не отмечен	<i>Cambroscutum concameratum</i> Kerber, 1988
18	---	---	<i>Bemella</i> cf. <i>simplex</i> Yu, 1979	<i>Helcionella</i> sp.
19	---	---	<i>Dorispira lauta?</i> (Yu, 1979)	не отмечен
20	---	---	<i>Obscurania tormoi</i> Devaere, Clausen et Steiner, 2013	<i>Auricullina auriculata</i> (Vassiljeva, 1990)
21	---	---	<i>Igorella</i> sp.	<i>Bemella jacutica</i> (Missarzhevsky, 1966)
22	---	---	<i>Ocruranus</i> cf. <i>subpentaedrus</i> (Jiang, 1980)	не отмечен
23	---	---	<i>Alaoncha rugosa</i> Devaere, Clausen et Steiner, 2013	не отмечен

Kerber, 1988 ([8], с. 174, табл. 9, фиг. 1–3), *Protococcus crestatus* Yu, 1979 ([8], с. 175, табл. 9, фиг. 4–8), *Rozanoviella gracilis* (Zhegallo, 1982) ([8], с. 176, табл. 8, фиг. 12–16), *Jakobinia marcouensis* Kerber, 1988 ([8], с. 178, табл. 8, фиг. 8–11), *Maikhanella layracensis* Kerber, 1988 ([8], с. 179, табл. 8, фиг. 1–7), а также проблематичных брахиопод *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988 ([8], с. 185, табл. 10, фиг. 1–4) и Brachiopoda gen. et sp. indet. ([8], с. 183, табл. 9, фиг. 9–12). Кроме того, к моллюскам он отнес виды Кобболда *Stenothecopsis heraultensis* ([8], с. 168, табл. 3, фиг. 14, 15), *Stenotheca angusta* и *S. lata*. Вид *S. angusta* он поместил в род *Latouchella* Cobbold, 1921, а вид *S. lata* посчитал его младшим синонимом ([8], с. 171, табл. 7, фиг. 7–17). Вид *Heraultia varensalensis* Кербер оставил среди жаброногих ракообразных, однако отнес его к роду *Watsonella* Grabau, 1900 ([8], с. 158–160, табл. 4, фиг. 1–13). Таким образом, Кербер первым зафиксировал присутствие монгольского вида *Rozanoviella gracilis* в фауне известняка с *Heraultia*. Необходимо отметить, что под данным названием у Кербера изображен другой близкий вид, также описанный из нижнего кембрия Монголии, а именно *Purella tenuis* Zhegallo, 1996.

Л. Девэр с соавторами [9] провели ревизию мелкораконинной фауны известняка с *Heraultia*, в том числе и моллюсков, и довели число моллюсков и моллюскоподобных форм до 23 (табл. 1). В работе описан вид *Oelandiella korobkovi* Vostokova, 1962 ([9], с. 7, рис. 4.1–4.24), с которым синонимизирована *Latouchella angusta* (Cobbold, 1935) в понимании Кербера. Девэр отмечает, что для принятия решения о невалидности видового названия *O. korobkovi* необходимо исследовать типовой материал Кобболда по *Latouchella angusta*. Мы согласны с такой позицией, тем более что под названием *Stenotheca angusta* у Кобболда изображены, вероятно, два разных вида ([7], табл. 2, фиг. 11 и фиг. 12, 13). Вид *L. korobkovi* (Vostokova, 1962) широко распространен в отложениях средней и верхней частей баянгольской свиты Западной Монголии (рис. 2, *O. k.*), а также в разновозрастных толщах других регионов мира [4, 10].

Девэр с соавторами описывают *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996) ([9], с. 13, рис. 5.1–5.11), с которым они синонимизировали моллюсков, определенных Кербером как *Protoconus crestatus* Yu, 1979. Мы согласны с тем, что материал из Черных гор представлен монгольским видом *P. orolgainicus*, а не китайским *P. crestatus*. *P. orolgainicus* (рис. 2,

P. o.) широко распространен в отложениях средней части баянгольской свиты Западной Монголии [4].

В статье Девэр с соавторами описана *Purella gracilis* (Zhegallo, 1982) ([9], с. 31, рис. 11.1–11.19), которая по нашему мнению является другим видом рода *Purella*, а именно *P. tenuis* Zhegallo, 1996 (*P. gracilis*, в отличие от *P. tenuis*, имеет слабо наклоненную субцентральною вершину). *P. tenuis* (рис. 2, *P. t.*) распространена в отложениях средней части баянгольской свиты Западной Монголии [4].

Вслед за рядом исследователей [4, 11, 12] Девэр считает вид *Heraultia varensalensis* Cobbold, 1935 синонимом типового вида рода *Watsonella* и описывает формы из известняка с *Heraultia* как *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900 ([9], с. 37, рис. 14.1–14.33, 15.1–15.14). *W. crosbyi* – вид с очень широким географическим распространением (обзор – см. [13, 14]), в том числе она отмечена и в нижнем кембрии Западной Монголии (рис. 2, *W. c.*).

Кроме вышеперечисленных видов, в статье описываются следующие таксоны моллюсков: *Bemella* cf. *simplex* Yu, 1979 ([9], с. 15, рис. 5.12–5.18), *Prosinuites tripartitus* Kerber, 1988 ([9], с. 16, рис. 5.19–5.23), *Dorispira lauta*? (Yu, 1979) ([9], с. 17, рис. 6.1–6.7), *Obscurania tormoi* Devaere, Clausen et Steiner, 2013 ([9], с. 19, рис. 6.8–6.15), *Igorella* sp. ([9], с. 20, рис. 7.1–7.10), *Ocruranus* cf. *subpentaedrus* (Jiang, 1980) ([9], с. 29, рис. 10.1–10.9), *Purella layracensis* (Kerber, 1988) ([9], с. 33, рис. 12.1–12.20), *Xianfengella prima* He et Yang, 1982 ([9], с. 43, рис. 16.1–16.6), *Merismoconcha* sp. ([9], с. 44, рис. 16.7–16.12), а также проблематичные брахиоподы *Alaconcha rugosa* Devaere, Clausen et Steiner, 2013 ([9], с. 64, рис. 24.1–24.11) и *Khasagtina*? sp. ([9], с. 49, рис. 18.6–18.13).

В итоге работы Девэр с соавторами [9] число общих видов моллюсков между известняком с *Heraultia* и нижним кембрием Западной Монголии достигло четырех: *Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962), *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996), *Purella tenuis* Zhegallo, 1996 и *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900. Но анализируя палеобиогеографические связи нижнекембрийских отложений Черных гор ([9], с. 78–79), авторы делают вывод, что наиболее заметное фаунистическое сходство изученный регион имеет с такими субтропическими карбонатными платформами, как Сибирская платформа и платформа Янцзы (Южный Китай).

В результате ревизии моллюсков из отложений баянгольской свиты Дзабханской структурно-фациальной зоны Монголии мы обнаружили

14 форм (рис. 2), которые также встречаются в известняке с *Heraultia* Южной Франции: *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990), *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966), "*Calbyella*" *multicostata* Missarzhevsky, 1995, *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988, *Helcionella* sp., *Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962), *Merismoconcha tommotica* (Zhegallo, 1996), *Obtusconus amplus* (Zhegallo, 1982), *Prosinuites tripartitus* Kerber, 1988, *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996), *Purella layracensis* (Kerber, 1988), *Purella tenuis* Zhegallo, 1996, *Securiconus* sp. и *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900. Для десяти видов, которые впервые отмечены в качестве общих для Западной Монголии и Южной Франции, необходимо дать комментарии по их таксономии и систематике.

Вид *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990) первоначально был описан Н.И. Васильевой в составе рода *Obscurella* Vassiljeva, 1990 из томмотских отложений севера Сибирской платформы [15]. Изучение коллекции Васильевой показало, что типовой вид рода *Auricullina* Vassiljeva, 1998 — *A. papulosa* Vassiljeva, 1998 идентичен виду *Obscurella auriculata* Vassiljeva, 1990 — типу рода *Obscurella* Vassiljeva, 1990. Поэтому род *Auricullina* стал рассматриваться как младший объективный синоним рода *Obscurella* на основе синонимии типов ([10], с. 1058). Синонимия *O. auriculata* и *A. papulosa* расширила географическое распространение вида — он стал известен из томмотского яруса различных регионов Сибирской платформы, а также из мейшучуна пров. Шанси Китая ([16], с. 64). Девэр согласилась с синонимикой родов *Obscurella* и *Auricullina* ([9], с. 17), отметив при этом, что родовое название *Obscurella* Vassiljeva, 1990 является младшим омонимом рода *Obscurella* Clessin, 1889 (современные брюхоногие сем. Cyclophoridae). Для исправления омонимии для рода *Obscurella* Vassiljeva, 1990 было предложено новое замещающее название *Obscurania* Devaere, Clausen et Steiner, 2013 ([9], с. 17). Однако в соответствии со ст. 60.2. Международного кодекса зоологической номенклатуры, для младших омонимов, имеющих синонимы, в качестве валидного названия таксона принимается старейший из синонимов с его собственными автором и датой. Поэтому в данном случае валидным родовым названием следует считать *Auricullina* Vassiljeva, 1998. Таким образом, вид *Obscurella auriculata* Vassiljeva, 1990 следует употреблять в комбинации с валидным родовым названием, т.е. *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990).

Из известняка с *Heraultia* Девэр с соавторами описала новый вид — *Obscurania tormoi* Devaere, Clausen et Steiner, 2013 ([9], с. 19, рис. 6.8–6.15), указав, что основными отличиями от *O. auriculata* является округлая, а не вытянутая, субэллиптическая форма раковины и наличие подвершинной "губы" (под "губой" здесь, по-видимому, понимается отворот стенки раковины с образованием синуса и париетального трена). Обширный материал по сибирским и монгольским представителям вида показывает, что форма раковины *A. auriculata* варьирует от округлой до широко эллиптической и даже каплевидной, а на хорошо сохранившихся экземплярах присутствует париетальный трен. Поэтому мы считаем *Obscurania tormoi* младшим синонимом *A. auriculata* (рис. 2, *A. a.*).

Вид *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966) впервые описан из томмотского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы [29], впоследствии обнаружен в нижнем кембрии Монголии [4, 5]. Мы полагаем, что форма, описанная из известняка с *Heraultia* как *Igorella* sp. ([9], с. 20, рис. 7.1–7.10), морфологически неотличима от *B. jacutica* (рис. 2, *B. j.*).

Вид "*Calbyella*" *multicostata* Missarzhevsky, 1995 описан из томмотского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы [18], причем этот же экземпляр был изображен В.В. Миссаржевским ранее как *Kundatella* sp. ([19], табл. 30, фиг. 5). Близкие по форме и размеру внутренние ядра из баянгольской свиты Монголии описаны Е.А. Жегалло как *Kundatella* sp. ([5], табл. 2, фиг. 15). Здесь мы отмечаем крайнее сходство в общей форме раковины и в характере радиальной скульптуры сибирских и монгольских экземпляров (рис. 2, *C. m.*) с материалом из известняка с *Heraultia*, описанным Кербером как *Brachiopoda* gen. et sp. indet. ([8], с. 183, табл. 9, фиг. 9–12), а Девэр как *Khasagtina*? sp. ([9], с. 49, рис. 18.6–18.13). Возможно раковина, изображенная Кобблдом под названием *Lingulella*? ([7], табл. 3, фиг. 14), также принадлежит этому же виду. Здесь мы не обсуждаем родовую принадлежность и систематическое положение этой проблематичной формы, условно помещая ее в группу одностворчатых моллюсков.

Вид *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988 описан Кербером из известняка с *Heraultia* ([8], с. 185, табл. 10, фиг. 1–4). Характерная форма раковины в виде щита, наличие срединного валика и строение вершинной области не оставляют сомнений в принадлежности баянгольских экземпляров (рис. 2, *C. c.*) к этому виду моллюсков,

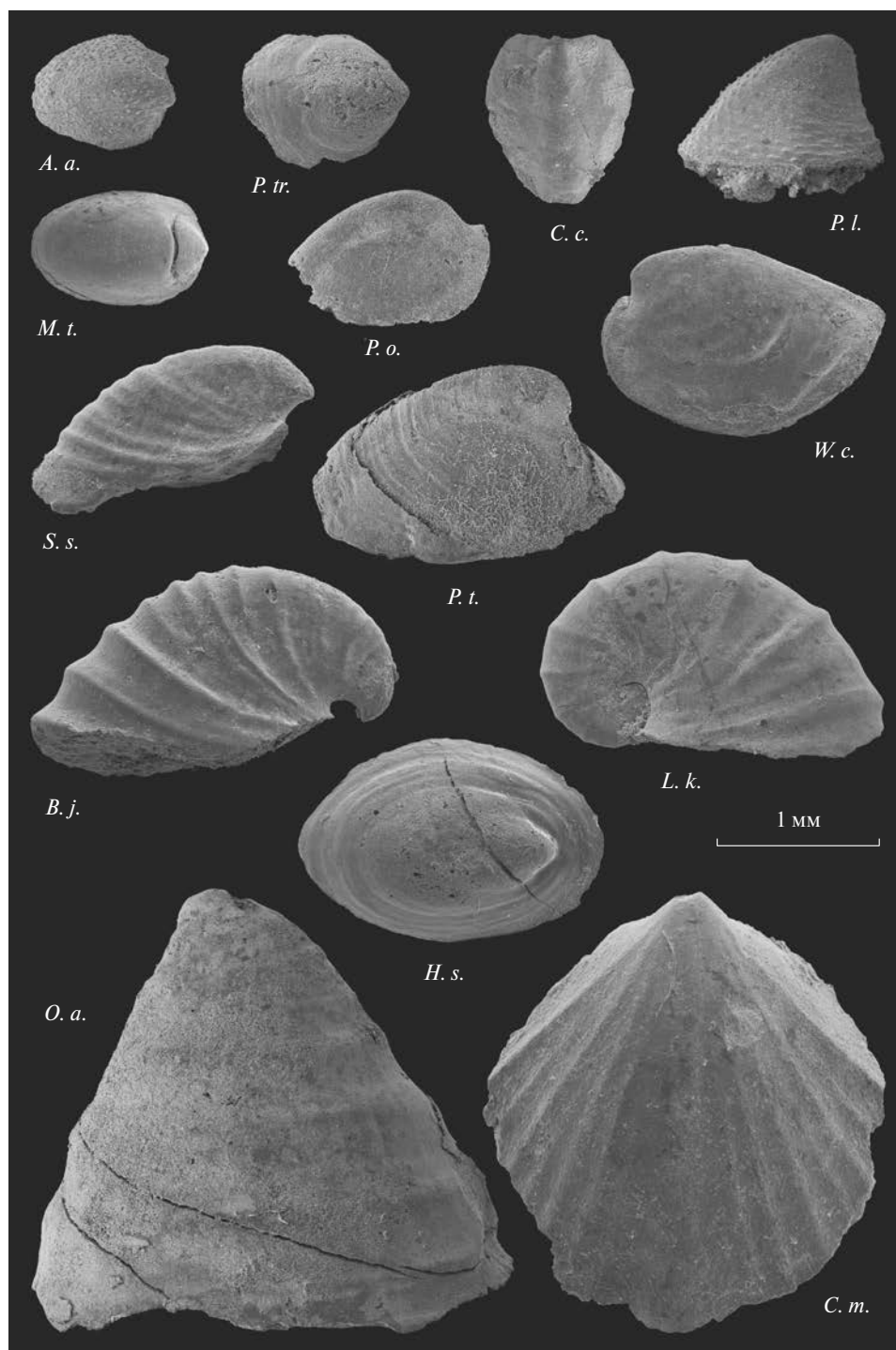


Рис. 2. Раннекембрийские моллюски из средней части баянгольской свиты Западной Монголии, находки которых также отмечены в известняке с *Heraultia* (Черные горы, департамент Эро, регион Окситания, Франция); масштабная линейка – 1 мм; обозначения: *A. a.* – *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990) (экз. ПИН, № 3302/1872); *B. j.* – *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966) (экз. ПИН, № 3302/1876); *C. c.* – *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988 (экз. ПИН, № 3302/1845); *C. m.* – “*Calbyella*” *multicostata* Missarzhevsky, 1995 (экз. ПИН, № 3302/1537); *H. s.* – *Helcionella* sp. (экз. ПИН, № 3302/1723); *L. k.* – *Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962) (экз. ПИН, № 3302/1755); *M. t.* – *Merismoconcha tomotica* (Zhegallo, 1996) (экз. ПИН, № 3302/2333); *O. a.* – *Obtusiconus amplus* (Zhegallo, 1982) (голотип ПИН, № 3302/1508); *P. tr.* – *Prosinuites tripartitus* Kerber, 1988 (экз. ПИН, № 3302/2081); *P. o.* – *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996) (экз. ПИН, № 3302/1878); *P. l.* – *Purella layracensis* (Kerber, 1988) (экз. ПИН, № 3302/2228); *P. t.* – *Purella tenuis* (Zhegallo, 1996) (голотип ПИН, № 3302/1566); *S. s.* – *Securiconus* sp. (экз. ПИН, № 3302/1720); *W. c.* – *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900 (экз. ПИН, № 3302/1747).

которых, вероятно, следует сближать с группой *Ocruranus* — *Eohalobia* и относить к древнейшим полиплакофорам [10].

Helcionella sp. обнаружена нами в отложениях средней части баянгольской свиты (рис. 2, *H. s.*) и, вероятно, заслуживает быть выделенной в новый вид рода. Эти раковины неотличимы от формы из известняка с *Heraultia*, описанной Девэр как *Bemella* cf. *simplex* Yu, 1979 ([9], с. 15, рис. 5.12–5.18), при этом отличаются от китайских *B. simplex* Yu, 1979 ([10], с. 1027, табл. 59, фиг. 1–10) относительно более широкой раковины и менее сдвинутой назад вершиной.

Merismoconcha tommotica (Zhegallo, 1996) описана Е.А. Жегалло ([4], с. 175, табл. 23, фиг. 1–7) из средней части баянгольской свиты Западной Монголии в составе нового рода *Davidella* Zhegallo, 1996, но уже при его описании автором отмечено ([4], с. 174) крайнее сходство дэвиделл с французским материалом, описанным Кербером как *Merismoconcha* sp. ([8], с. 168, табл. 6, фиг. 5–15). Сравнение представительного материала из баянгольской свиты Монголии с изображениями *Merismoconcha* sp. в работах Кербера [8] и Девэр [9] позволяют сделать вывод о конспецифичности обсуждаемых форм.

Вид *Obtusoconus amplus* (Zhegallo, 1982) описан Е.А. Жегалло ([5], с. 42, табл. 2, фиг. 1, 2) в составе рода *Tannuella* Missarzhevsky, 1969 на материале из средней части баянгольской свиты Западной Монголии. П.Ю. Пархаев ([12], с. 140) пересмотрел систематическое положение вида и отнес его к роду *Obtusoconus* Yu, 1979 в связи с отсутствием характерных для рода *Tannuella* септ в вершинной части раковины, но наличием скошенного протоконха и общей формы раковины, диагностических для рода *Obtusoconus*. Описанный Кербером из известняка с *Heraultia* вид *O. paucicostatus* Yu, 1979 ([8], с. 167, табл. 3, фиг. 16) отличается от китайских экземпляров *O. paucicostatus* ([20], табл. 29, фиг. 1–10, табл. 31, фиг. 7–11, табл. 32, фиг. 6–8) общей формой раковины, а также формой и положением концентрических ребер. Однако относительно невысокая раковина этой формы (длина раковины немного превышает ее высоту) сближает французские экземпляры с *O. amplus* из Монголии (рис. 2, *O. a.*), и мы предлагаем считать их конспецифичными.

Вид *Prosinuities tripartitus* Kerber, 1988 описан из известняка с *Heraultia* ([8], с. 174, табл. 9, фиг. 1–3; 20, с. 16, рис. 5.19–5.23). Единичные экземпляры этого вида обнаружены нами в средней части баянгольской свиты (рис. 2, *P. tr.*).

Вид *Purella layracensis* (Kerber, 1988) описан из известняка с *Heraultia* ([8], с. 179, табл. 8, фиг. 1–7; 20, с. 33, рис. 12.1–12.20). В средней части баянгольской свиты (разрезы Тайшир-1 и Хэвтэ-Цахир-Нуруу) мы обнаружили несколько внутренних ядер (рис. 2, *P. l.*), общая форма и крайне характерная микроскульптура поверхности которых не оставляет сомнений в принадлежности этих находок к *P. layracensis*.

Securiconus sp. обнаружен нами в отложениях средней части баянгольской свиты (рис. 2, *S. s.*) и, вероятно, заслуживает выделения в новый вид рода. *Bemella* sp. из известняка с *Heraultia*, описанная Кербером ([8], с. 166, табл. 3, фиг. 13), по форме раковины, характеру скульптуры и очертаниям небольшого париеального трена попадает в ряд морфологической изменчивости монгольских форм.

Таким образом, из 23 видов моллюсков, описанных из известняка с *Heraultia*, 14 видов (60,9% от видового состава) также известны из баянгольской свиты Дзабханской структурно-фациальной зоны Монголии (рис. 2). Это заставляет пересмотреть существующую реконструкцию фаунистических связей части палеобассейнов западного обрамления Гондваны с другими регионами мира, согласно которой террейны Черных гор фаунистически наиболее тесно связан с Сибирской (5 общих видов, 21,7% от видового состава) и Южно-Китайской (6 общих видов, 26,1% от видового состава) платформами. Наши исследования показывают, что у террейна Черных гор существовал тесный фаунистический обмен с Дзабханским террейном, который в раннекембрийское время был частью цепи микроконтинентов, расположенных в низких широтах между Сибирской платформой на западе и Гондваной на востоке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Р.А. Ракитову (ПИН РАН) за помощь при работе на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA II XMU, а также благодарят сотрудников Института палеонтологии Монгольской академии наук (Улан-Батор) Г. Алтаншагая, Б. Батыржав и Б. Энхбаатора за неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ на территории Западной Монголии в 2022 г.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 20-55-44010 Монг_а “Зональная биостратиграфия венд-кембрийских отложений Западной Монголии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Peng S.C., Babcock L.E., Ahlberg P. Chapter 19. The Cambrian Period / Geologic Time Scale 2020. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 565–629.
2. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation / Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography. Harper D.A.T., Servais T. (eds.). L.: Geological Society, 2013. P. 5–24 (Memoirs of Geological Society of London. V. 38).
3. Bold U., Crowley J.L., Smith E.F., Sambuu O., Macdonald F.A. Neoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: Implications for continental growth in the Central Asian orogenic belt // GSA Lithosphere. 2016. V. 8. № 6. P. 729–750.
4. Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1996. 216 с. (Тр. Совм. Рос.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 46).
5. Воронин Ю.И., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В., Дроздова Н.А., Жегалло Е.А., Журавлев А.Ю., Рагозина А.Л., Розанов А.Ю., Саятина Т.А., Сысоев В.А., Фонин В.Д. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1982. С. 1–152. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 18).
6. Миссаржевский В.В. Раннекембрийские хиолиты и гастроподы Монголии // Палеонтологический журнал. 1981. № 1. С. 21–28.
7. Cobbold E.S. Lower Cambrian faunas from Hérault, France // Annals and Magazine of Natural History. Ser. 10. 1935. V. 16. P. 25–49.
8. Kerber M. Mikrofossilien aus unterkambrischen Gesteinen der Montagne Noire, Frankreich // Palaeontographica. 1988. Abt. A. V. 202. P. 127–203.
9. Devaere L., Clausen S., Steiner M., Álvaro J., Vachard D. Chronostratigraphic and palaeogeographic significance of an Early Cambrian microfauna from the *Heraultia* Limestone, northern Montagne Noire, France // Palaeontologia Electronica. 2013. V. 16. Iss. 2. № 17A. P. 1–91.
10. Parkhaev P. Yu., Demidenko Yu. E. Zooproblematica and Mollusca from the Lower Cambrian Meishucun Section (Yunnan, China), and Taxonomy and Systematics of the Cambrian Small Shelly Fossils of China // Paleontological Journal. 2010. V. 44. № 8. P. 883–1161.
11. Landing E. Paleoeology and distribution of the Early Cambrian rostroconch *Watsonella crosbyi* Grabau // Journal of Paleontology. 1989. V. 63. № 5. P. 566–573.
12. Parkhaev P. Yu. Molluscs and siphonoconchs / The Cambrian Biostratigraphy of the Stansbury Basin, South Australia. Alexander E.M., Jago J.B., Rozanov A. Yu., Zhuravlev A. Yu. (eds.). Moscow: MAIK Nauka / Interperiodica, 2001. P. 133–210.
13. Пархаев П.Ю. Кембрийские моллюски Австралии: обзор таксономии, биостратиграфии и палеобиогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 52–78.
14. Guo J.-F., Li G.-X., Qiang Y.-Q., Son Z.-C., Zh. Zh.-F., Han J., Wang W.-Z. *Watsonella crosbyi* from the lower Cambrian (Terreneuvian, Stage 2) Yanjiahe Formation in Three Gorges Area, South China // Palaeoworld. 2021. V. 30. P. 1–19.
15. Васильева Н.И. Мелкая раковинная фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Сибирской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1998. 139 с.
16. Розанов А.Ю., Пархаев П.Ю., Демиденко Ю.Е., Карлова Г.А., Иванцов А.Ю., Коровников И.В., Шабанов Ю.Я., Лучинина В.А., Малаховская Я.Е., Мельникова Л.М., Наймарк Е.Б., Пономаренко А.Г., Раевская Е.Г., Скорлотова Н.А., Сундуков В.М., Токарев Д.А., Ушатинская Г.Т., Киприянова Л.Д. Ископаемые из стратотипов ярусов нижнего кембрия. М.: ПИН РАН, 2010. 228 с.
17. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М.: Наука, 1966. 127 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 148).
18. Миссаржевский В.В. Новые окаменелости из древнейших отложений кембрия Сибирской платформы // ДАН. 1995. Т. 344. № 5. С. 665–668.
19. Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 238 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 443).
20. Yu W. Yangtze micromolluscan fauna in Yangtze region of China with notes on the Precambrian-Cambrian boundary // Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China. Precambrian-Cambrian boundary. 1987. V. 1. P. 19–344.

ON THE CONNECTION OF THE EARLY CAMBRIAN BASINS OF WESTERN MONGOLIA AND SOUTHERN FRANCE ON MALACOLOGICAL DATA

P. Yu. Parkhaev^{a, #}, E. A. Zhegallo^a, D. Dorjnamjaa^b

Presented by Academician of the RAS A.V. Lopatin August 29, 2023

^a*Borisyak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Paleontological Institute, Mongolian Academy of Sciences, Ulan-Bator, Mongolia*

[#]*E-mail: pparkh@paleo.ru*

The study of previously collected fossils and new materials on Cambrian mollusks from the Bayangol Formation of Western Mongolia (Zavkhan structural-facies zone) revealed a significant similarity in the taxonomic composition of the mollusk assemblages of Western Mongolia and Southern France (*Heraultia* Limestone, Marcou Formation, Montagne Noire). In addition to the previously reported four common species (*Latouchella korobkovi* (Vostokova, 1962), *Protoconus orolgainicus* (Zhegallo, 1996), *Purella tenuis* Zhegallo, 1996, and *Watsonella crosbyi* Grabau, 1900), we have identified 10 more common species for these regions: *Auricullina auriculata* (Vassiljeva, 1990), *Bemella jacutica* (Missarzhevsky, 1966), "*Calbyella*" *multicostata* Missarzhevsky, 1995, *Cambroscutum concameratum* Kerber, 1988, *Helcionella* sp., *Merismoconcha tomatica* (Zhegallo, 1996), *Obtusoconus amplus* (Zhegallo, 1982), *Prosinuites tripartitus* Kerber, 1988, *Purella layracensis* (Kerber, 1988), and *Securiconus* sp. We have to reconsider the existing reconstruction of faunal relations of paleobasins on the western frame of Gondwana in terms of substantiating a close faunal exchange with the Zavkhan terrane, which during the Early Cambrian was a part of microcontinents chain located at low latitudes between the Siberian Platform in the west and Gondwana in the east.

Keywords: Lower Cambrian, molluscs, paleobiogeography, Western Mongolia, Southern France

УДК 550.834.01

ПРОГНОЗ ЗОН ФЛЮИДО-РАПОПРОЯВЛЕНИЙ МЕТОДАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ АТТРИБУТОВ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ RTN И ДАННЫХ БУРЕНИЯ НА КОВЫКТИНСКОМ ГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

© 2024 г. Академик РАН А. С. Бугаев¹, Г. Н. Ерохин^{2,*}, С. А. Рябых³, А. С. Смирнов⁴

Поступило 22.06.2023 г.

После доработки 06.09.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Предложен новый метод прогноза литофаций, зон газо-, флюидо- и рапопроявлений, зон с аномально высоким пластовым давлением, а также петрофизических свойств пород с помощью методов искусственного интеллекта на основе семейства новых сейсмических атрибутов метода RTN (Reverse Time Holography – Голография в обращенном времени) и данных бурения скважин. Главное отличие RTN-атрибутов от традиционных, получаемых при миграционном преобразовании, заключается в их воксельной природе и гиператрибутивности. Оказалось, что это является ключевым преимуществом нового подхода в решении задач геологического прогноза методами искусственного интеллекта. В работе представлены результаты применения нового метода обработки и интерпретации современных сейсмических данных 3D, а также геологического прогнозирования на его базе для участка интенсивного рапопроявления Ковыктинского газоконденсатного месторождения.

Ключевые слова: рапа, сейсморазведка, прогноз, RTN, сейсмические атрибуты, искусственный интеллект

DOI: 10.31857/S2686739724010159

ВВЕДЕНИЕ

Геологический разрез Ковыктинского газоконденсатного месторождения (КГКМ) характеризуется сложными горно-геологическими условиями бурения. В составе всех стратиграфических уровней разреза осадочного чехла находятся горизонты-коллекторы, проявляющиеся осложнениями в процессе бурения [20]. Самым тяжелым и опасным осложнением в процессе бурения на КГКМ является вскрытие объектов с аномально-высоким пластовым давлением (АВПД), приуроченных к галогенно-карбонатной гидрогеологической формации. Величина пластового давления в зонах АВПД значительно превышает величину,

соответствующую градиенту пластового давления для разреза КГКМ и сопоставима с величиной горного давления [20]. Вскрытые бурением объекты с АВПД приурочены к регионально распространенным карбонатным пластам, насыщенным высокоминерализованными пластовыми рассолами (рапой). В этих же слоях повсеместно встречаются газовые и газоконденсатные коллекторы, которые содержат промышленно значимые объемы газа и жидких углеводородов, при этом разведка и подсчет запасов углеводородов значительно затруднены в связи с возникающими в процессе бурения разведочных скважин геологическими осложнениями при прохождении зон с АВПД. По состоянию на 2023 г., на Ковыктинском и соседних Чиканском, Хандинском и Южно-Усть-Кутском лицензионных участках пробурено более 100 параметрических, поисковых и разведочных скважин [3]. В этой связи выявление коллекторов, содержащих рапу, газ и газовый конденсат, на площадях КГКМ с применением современных методов массивов имеющихся геолого-геофизических данных является чрезвычайно актуальным, в том числе для

¹Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова Российской Академии наук, Москва, Россия

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

³ООО «ГИРС–М», Москва, Россия

⁴ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Тюмень, Россия

*E-mail: Gerokhin@kantiana.ru

сокращения будущих издержек при проведении геолого-разведочных работ на газ и газовый конденсат в карбонатных отложениях кембрия.

Рассолы содержатся практически во всех коллекторах соленосной и подсолевой формации КГКМ. Однако интенсивные и катастрофические рапопроявления происходят только из пластов с АВПД, которые способны выбрасывать “тяжелые” рассолы. Притоки рапы с АВПД интенсивностью несколько сотен м³ из христофоровского горизонта (христофоровско-балыхтинского резервуара) были получены при бурении скважин Ковыктинские №№ 18, 52, 60, 64 [3]. При бурении скважины № 75 – Ковыктинская из христофоровско-балыхтинского резервуара (межсолевой пропласток) получен приток рапы до 7200 м³/сут (минерализация 738 г/л) [3].

Трудность оценки границ локального распространения зоны АВПД заключается в сложном характере их размещения по площади месторождения. При их вскрытии отмечается чередование как интенсивных рапопроявлений, так и катастрофических поглощений бурового раствора. Исключением является бильчирский и биркинский горизонты, которые проявили себя притоками пластового флюида в скважинах 3-КОВ и 18-КОВ, 72-КОВ, 75-КОВ. В скважине № 3 с глубин 1330–1338 м отмечен самоизлив рассола дебитом до 86–110 м³/сутки и плотностью 1.28 г/см³ [3].

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Задача прогноза флюидопроявления, как таковая, наряду с литофациальным прогнозом геологического разреза и прогнозом пористости рассматривалась во многих работах российских [1–4] и зарубежных [5, 6] ученых. Современные методы прогноза основывались как на методах геостатистики, так и на технологиях машинного обучения. При этом задачи прогноза рассматривались как задачи контролируемой классификации, так и как задачи нелинейной обобщенной регрессии. В любом варианте исходными данными для прогноза являлись данные сейсмической обработки в виде кубов временной миграции (атрибутов), а также данные скважинных исследований. Сейсмические атрибуты, как правило, оценивались во временной области, тогда как данные геофизических исследований скважин (ГИС) привязаны к глубине. Это наряду с разной детальностью получаемой информации является главной трудностью при комплексировании

сейсмических данных и скважинных данных. Во всех без исключения предыдущих исследованиях данные скважинных измерений пересчитываются во временную область, где и проводится комплексирование. В последние годы описанные выше подходы, как правило, базируются на методах машинного обучения с использованием нейронных сетей.

Принципиальной особенностью описываемого в данной статье подхода от всех предшествующих является использование вместо традиционных временных атрибутов глубинных атрибутов нового поколения, генерируемых инновационным отечественным методом обработки сейсмической информации, реализующим принципы сейсмической голографии и обращение волнового фронта во времени – методом RTN (Reverse Time Holography – Голография в обратном времени) [7, 8]. Метод является векторным расширением известного способа глубинной миграции на основе обращения волнового фронта RTM (Reverse Time Migration) [9]. Метод RTN включает в себя как частный случай методы, основанные на общей точки изображения – Angle Domain RTM [10], методы дифракционного анализа ES360 [11], CSP [12], методы угловой анизотропии отражения – Amplitude versus Offset (AVO) [13], акустической инверсии [14], скоростной томографии на основе полноволновой инверсии [15] и на основе шнуровых решений [16]. Метод является воксельно-ориентированным, то есть оценка сейсмических атрибутов осуществляется в каждой ячейке (вокселе) геологического пространства независимо друг от друга. Воксели имеют произвольный размер, а их координаты фиксированы в пространстве, которое они заполняют. Набор сейсмических атрибутов RTN включает в себя, кроме всех известных атрибутов, также ряд ранее не известных. Общее количество сейсмических атрибутов, получаемых на основе оценки многомерного (12-мерного) статистического распределения в RT достигает нескольких сотен [17].

Метод RTN разработан в 2017 году, опробован на 21-м месторождении и в идейном плане близок к направлению “сейсмоголография”, активно развиваемому в 80-х годах прошлого столетия в Сибирской школе геофизики АН СССР под руководством академиков А.С. Алексеева, М.М. Лаврентьева и С.В. Гольдина. Входными данными для технологии RTN служат стандартные полевые сейсмограммы 2Д/3Д МОВ ОГТ кратностью не ниже 80 и данные ГИС. Технология обеспечивает решение широкого круга

геологических задач прогноза и сейсмического сопровождения разработки месторождения на принципиально новом качественном уровне. К таким задачам, в частности, относятся поиск нетрадиционных залежей углеводородов трещинно-кавернозного типа, картирование неструктурных ловушек, сейсмическое обеспечение высокоточного горизонтального бурения и пр. Технология RTH реализована в виде оригинальных суперкомпьютерных параллельных программ обработки информации и отработанных графов интерпретации RTH-атрибутов в стандартной программной среде геолога-интерпретатора.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Задача исследований в данной работе – продемонстрировать принципиальную возможность решения задач локального прогноза зон с АВПД, флюидо-, рапопроявлений и газопроявлений методами искусственного интеллекта на основе сейсмических атрибутов нового поколения RTH и данных бурения на примере одного из участков КГКМ. На рис. 1 представлена схема выбранного тестового участка КГКМ, где в скважине № 3 было зафиксировано проявление рапы в интервале литвинцевско-бельской свиты нижнекембрийских отложений. Площадь исследований составила 115 кв. км.

На рис. 2 представлено сравнение стандартной временной миграции PSTM (PreStack Time

Migration), полученной в программе ProMax из пакета Landmark (рис. 2 а) интервала бильчирского горизонта КГКМ и нового атрибута RTH ATD (Arrival Time Discrepancy – невязка времен первых вступлений прямой волны и обращенной во времени в точке пространства), характеризующего “медленность” среды (рис. 2 б) на тестовом участке. Новые RTH-атрибуты, как мы видим, позволяют уточнить морфологию геологических поверхностей, выделить зоны тектонических дислокаций и литологических замещений, проявляющиеся в локальных изменениях скоростей. Действительно, на рис. 3, 4 приведены два RTH-атрибута по интервалу атовского горизонта КГКМ. Атрибуты имеют достаточно простой физический смысл. На рис. 3 представлена карта средних значений трещиноватости, а на рис. 4 – карта средних значений угла отклонений от вертикали максимального рассеяния. На обеих картах видны аномальные зоны значений своих параметров, которые по-разному характеризуют среду. Так, на рис. 3 центр участка с северо-запада на юго-восток пересекает мощная структура амплитудного (дифракционного) рассеяния, связанная, по-видимому, с зоной дробления. На рис. 4 также наблюдается четкая концентрация аномалии углового рассеяния вблизи скважины № 3, где в этом горизонте наблюдается АВПД и проявление рапы. Эти два атрибута наряду с атрибутом скорости (рис. 5) использовались в дальнейшем при контролируемом машинном обучении в качестве ведущих атрибутов. Рис. 5 дает представление о характере поведения скоростных значений во всем

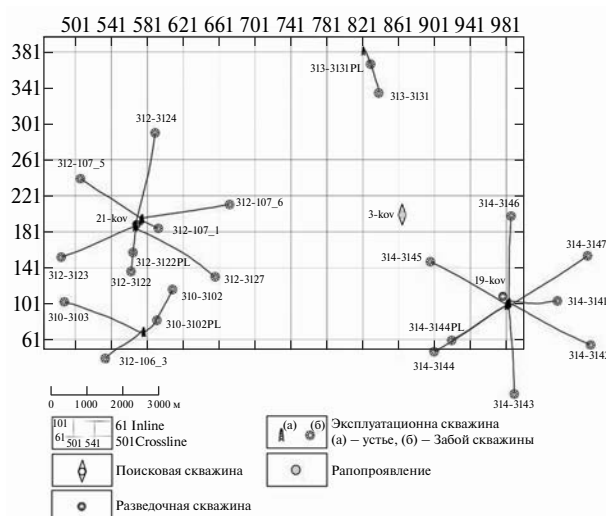


Рис. 1. Участок исследований КГКМ района интенсивного рапопроявления с АВПД.

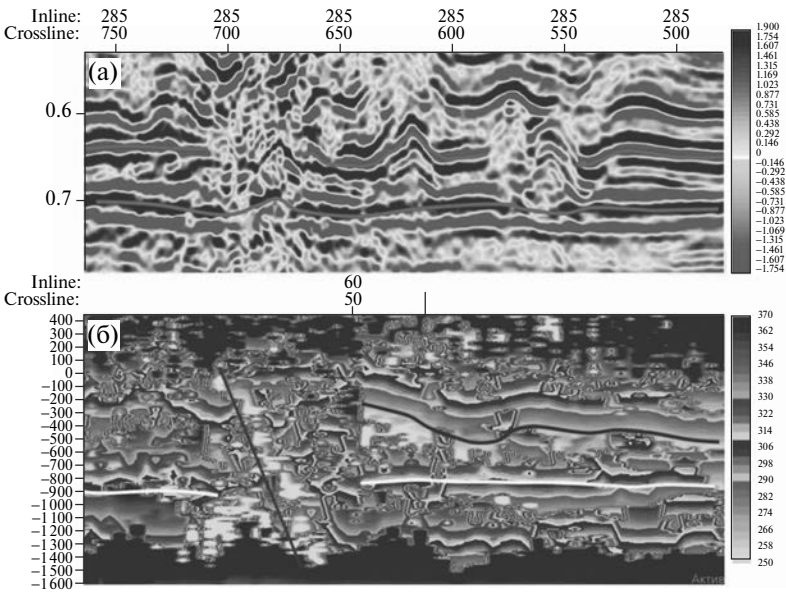


Рис. 2. Сравнение результатов временной миграции PSTM (а) и RTH ATD (б).

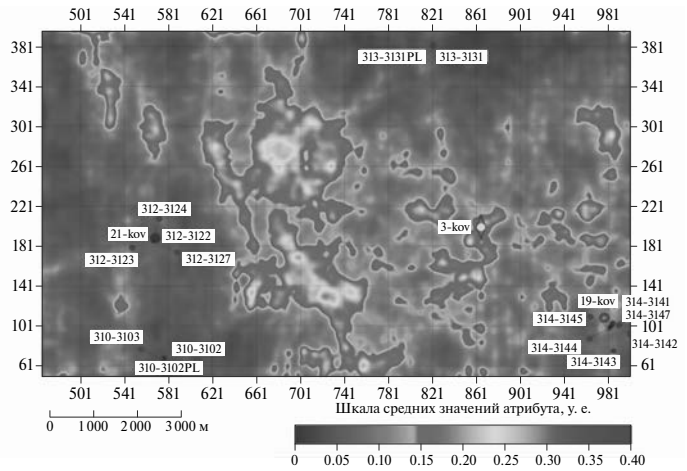


Рис. 3. Карта средних значений трещиноватости по RTH в интервале атовского горизонта КГКМ в у.е.

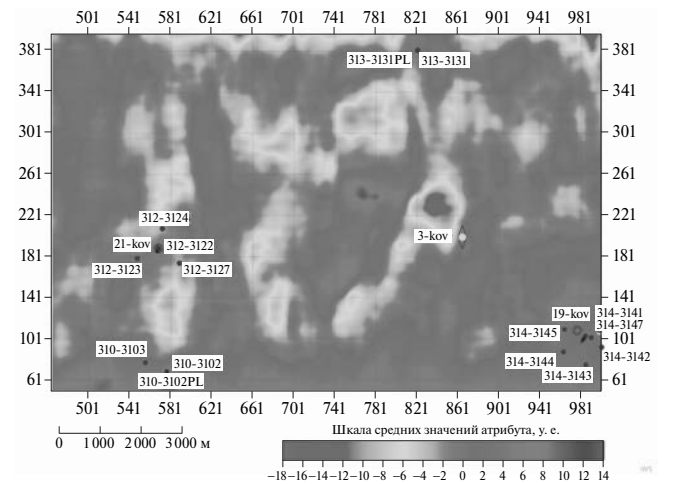


Рис. 4. Карта средних значений угла отклонений от вертикали максимального рассеяния в интервале атовского горизонта КГКМ в градусах (положительные значения угла — по часовой стрелке).

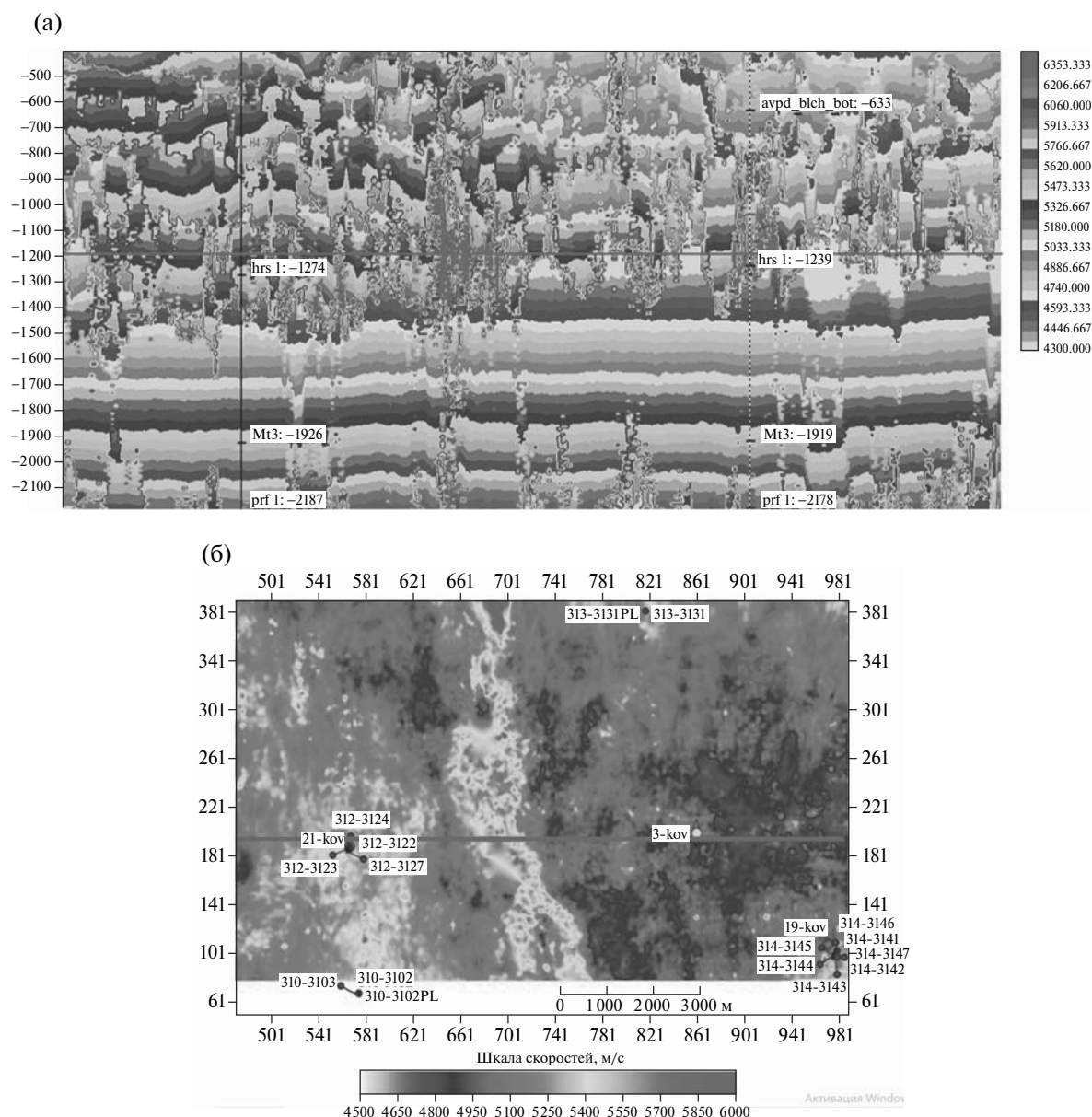


Рис. 5. Вертикальное сечение (а) и карта средних значений в интервале бильчирского горизонта (б) куба RTN скорости в м/с. Размер вокселя 50х50х10 метров.

кубе скоростей на участке. Так, в частности, зона повышенной трещиноватости, отмеченная на рис. 3 в зоне бильчирского горизонта, проявляется также повышенными значениями скорости.

Представленные на рис. 2–5 сейсмические атрибуты RTN дают представление о принципиально новых возможностях, которые открываются для интерпретации с использованием метода обработки сейсмических данных RTN. На основе атрибутов RTN можно проводить интерпретацию как по стандартному графу, так и по расширенному, присущему только RTN. Так, для тестового участка КГКМ в рамках традиционного графа

интерпретации было уточнено геологическое строение осадочного чехла на участке КГКМ, построены структурные карты по пяти выделенным горизонтам. Точность построения не хуже 5 метров, т.е. показано, что метод RTN действительно является расширением метода RTM. С другой стороны, по дополнительному графу RTN интерпретации выполнен анализ скоростных RTN-атрибутов по целевым интервалам геологического разреза, выделены зоны деструкций, связанные с разломно-блоковой тектоникой, закартированы флюидонасыщенные трещинные зоны, в том числе рапонасыщенные с АВПД и с открытой

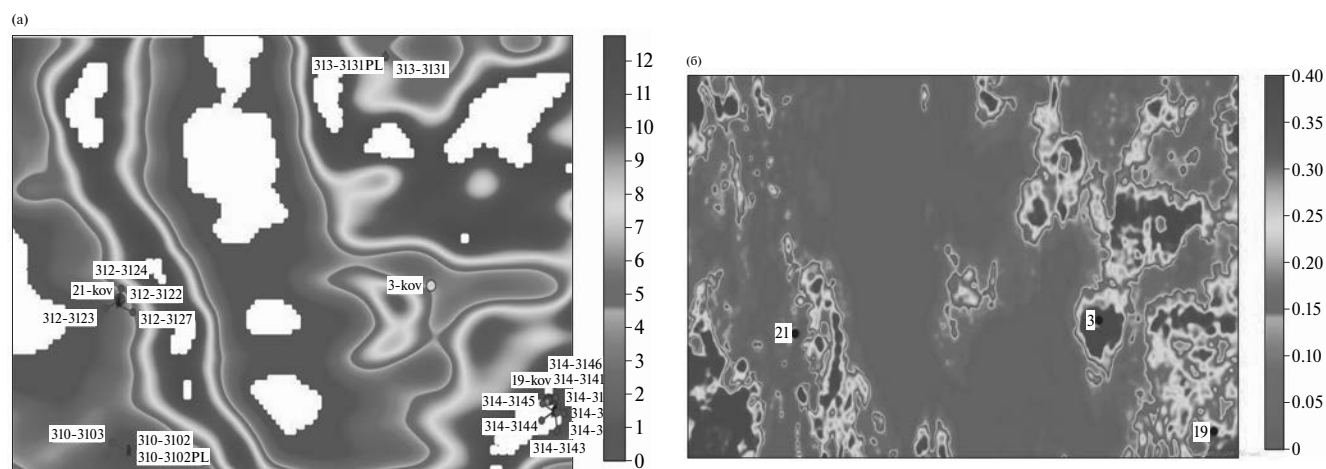


Рис. 6. Сравнение прогноза рапопроявления в интервале бильчирского горизонта КГКМ методом рассеянных волн [19] и методом MLP на основе атрибутов RTN и данных бурения (б). Красный цвет — максимальная вероятность (0.4), синий цвет — минимальная вероятность.

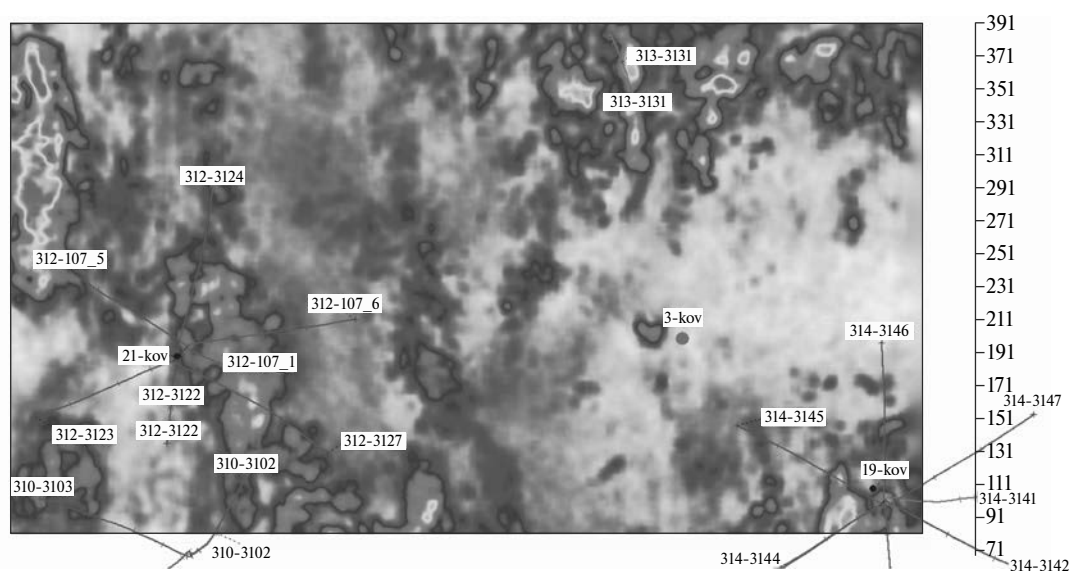
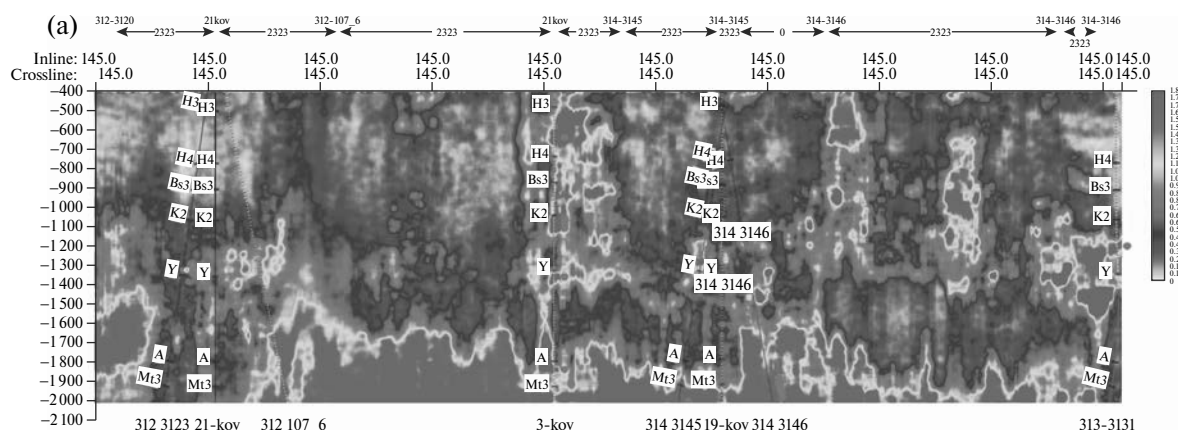


Рис. 7. Прогноз методом RF по атрибутам RTN и данным бурения газопоявлений в христофоровско-балыхтинском горизонте КГКМ. Красный цвет — максимальная вероятность (0.25), синий цвет — минимальная вероятность. Среднее значение вероятности 0.018, отклонение 0.23.

трещиноватостью. Это подтверждает большой потенциал альтернативного способа обработки сейсмической информации на основе RTN-подхода и возможность его использование в практике уже существующих технологических решений в нефтегазовой отрасли.

Вместе с тем основное отличие RTN-атрибутов от традиционных, которые рассчитываются после миграционного преобразования, заключается в их воксельной природе и гиператрибутивности. Оказалось, что это является ключевым преимуществом

RTN как способа обработки сейсмических данных перед традиционными методами миграционного преобразования типа RTM в решении задач прогноза методами искусственного интеллекта. В настоящем подходе мы используем два метода контролируемого обучения. Первый метод основывается на полносвязной многослойной нейронной сети MLP (Multilayer Perceptron), а второй метод носит название случайного леса RF (Random Forest) [18]. На основе рассчитанных воксельно-ориентированных атрибутов и данных скважин



(б)

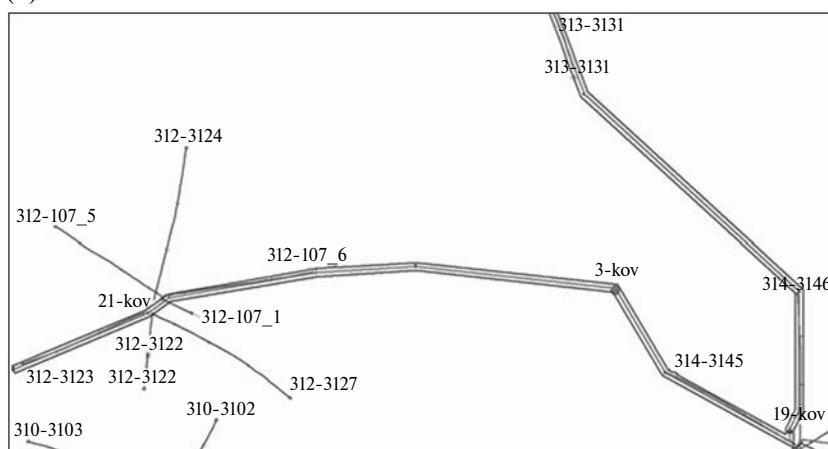


Рис. 8. Прогноз методом RF по атрибутам RTN и данным бурения в надпарфеновском диапазоне свит флюидо-проявления (а). Красный цвет – максимальная вероятность (0.7), синий цвет – минимальная вероятность. Среднее значение вероятности 0.059, отклонение 0.64. Схема профиля на участке КГКМ (б).

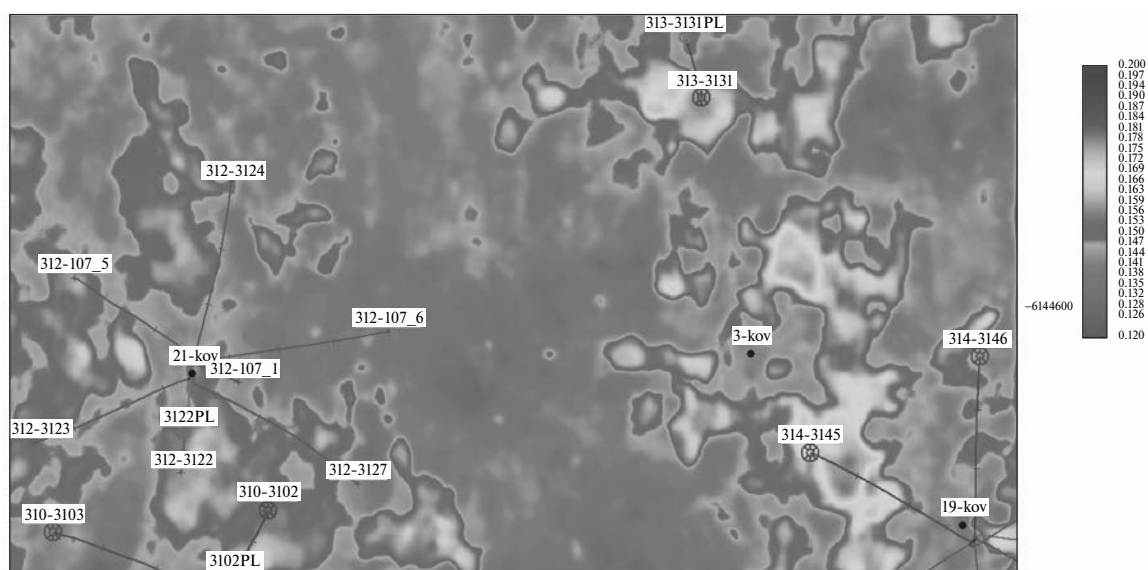


Рис. 9. Прогноз средней пористости методом RF в интервале кровля – подошва нижней части парфеновского горизонта по атрибутам RTN и данным бурения. Цветовая шкала от 20% пористости (красный цвет) до 12% (синий цвет).

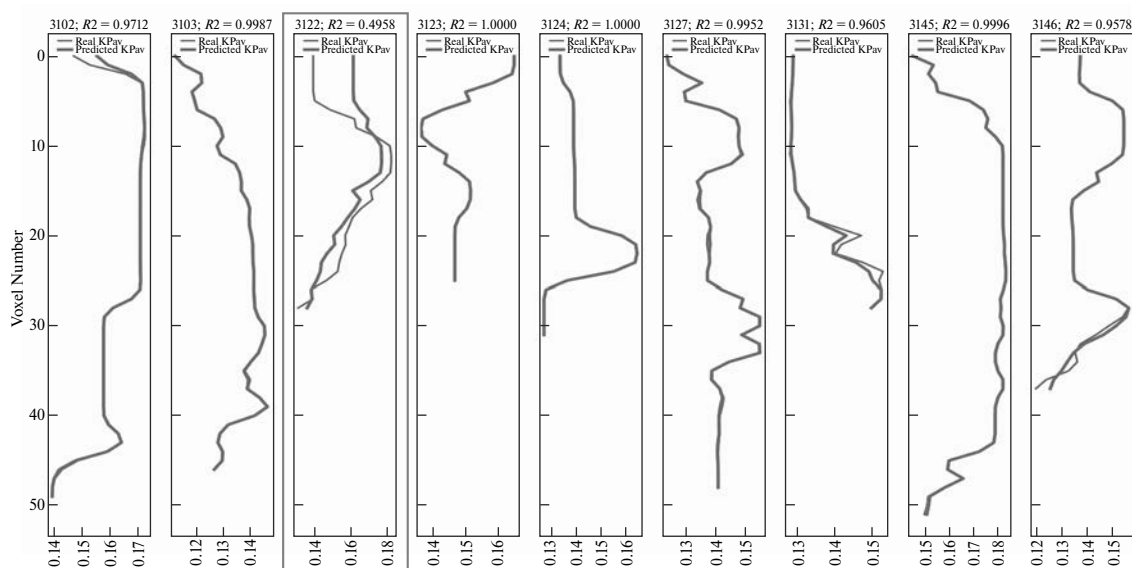


Рис. 10. Сравнение средней пористости в нижней части парфеновского горизонта, предсказанной методом RF по атрибутам RTN (красный) и построенной по данным ГИС после пространственного осреднения (зеленый) для ряда скважин. Шкала по вертикали — номер вокселя вдоль ствола скважин. Размеры вокселя 25х25х5 м. Скважина, выделенная синим цветом, не участвовала в обучении.

непосредственно в трехмерном пространстве геологической модели достаточно естественно формируются в вокселях, встречающихся на пути траектории скважин, информационные пары для машинного обучения: набор RTN-атрибутов — набор скважинных данных. Такое органичное построение обучающей выборки позволяет пространственно-прецизионно (с точностью до размера вокселя) строить прогноз методами искусственного интеллекта различных лито-фациальных, петрофизических и других свойств и параметров месторождения углеводородов.

В качестве примера на рис. 6 б представлен прогноз рапопроявления в интервале бильчирского горизонта КГКМ методом MLP. Для сравнения на рис. 6 а представлен прогноз по тому же горизонту рапопроявления, газопроявления методом рассеянных волн [19]. На рис. 7 приведен вероятностный прогноз газопроявлений методом RF по атрибутам RTN и данным бурения в христофоровско-балыхтинском горизонте КГКМ. На рисунке красным цветом выделена максимальная нормированная на отклонение вероятность, синим цветом — минимальная вероятность. Среднее значение вероятности здесь равняется 0.018, а отклонение — 0.23. На рис. 8 а дан прогноз методом RF флюидопроявлений в надпарфеновском диапазоне свит. Максимальная нормированная на отклонение вероятность здесь равняется 0.7. Среднее значение

вероятности 0.059, отклонение 0.64. На рис. 8 б приведена схема профиля на участке КГКМ. Последний пример прогноза на КГКМ связан с прогнозом средней пористости методом RF в интервале кровля — подошва нижней части парфеновского горизонта. Шкала показывает прогнозную пористость от 20% (красный цвет) до 12% (синий цвет). На рис. 9 приведены результаты устойчивости прогноза в виде сравнения предсказанной пористости вдоль скважин (рис. 8) (красные кривые) и построенной по данным ГИС после пространственного осреднения (зеленые кривые). Результаты демонстрируют хорошую сходимость результатов прогноза по скважинам. Отметим, что прогноз строится сразу для всего объема геологического пространства, разбитого на элементарные объемные ячейки (воксели). Этот прогноз, как демонстрируют примеры на рис. 6–10, отличается высокой детальностью и геологической информативностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты тестирования нового метода обработки сейсмических данных RTN и прогноза флюидо- и рапопроявлений на его основе на одном из участков интенсивного рапопроявления с АВПД КГКМ. В ходе обработки и интерпретации, с использованием нового метода, уточнено геологическое

строение осадочного чехла, построены структурные карты по пяти горизонтам, выполнен анализ скоростных RTN-атрибутов по целевым интервалам геологического разреза, выделены зоны деструкций, связанные с разломно-блоковой тектоникой, закартированы флюидонасыщенные трещинные зоны, в том числе рапонасыщенные с АВПД и с открытой трещиноватостью. На основе комплексирования методами искусственного интеллекта новых сейсмических атрибутов RTN и данных бурения дан вероятностный прогноз газо-, рапо- и флюидопроявлений в надпарфеновском интервале глубин, а также пористости и проницаемости в нижней части парфеновского горизонта. Показана высокая эффективность использования новых атрибутов как в рамках традиционного графа сейсмической интерпретации, так и в расширенном графе, включающем прогноз геологической среды с использованием методов контролируемого обучения на основе нейронных сетей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В.М. Брыксину, С.Н. Сергееву, Р.В. Симонову и С.А. Шевченко за помощь в расчетах и оформлении, НИЦ “Курчатовский институт” за предоставление вычислительных ресурсов и ООО “Газпром ВНИИГАЗ” за предоставление геолого-геофизической информации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана ООО “ГИРС–М”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахромеев А.Г., Хохлов Г.А. Перспективы прогноза зон рапопроявлений в Верхотурском (Жигаловском) газодонном районе Иркутской области / В сб. Особенности технологии проводки и заканчивания скважин в Вост. Сибири и Якутии / СНИИГГиМС, ВостСибНИИГГиМС, Новосибирск, Иркутск, 1988. С. 140–142.
2. Priezzhev I.I., Veeken P.C.H., Egorov S.V., Strecke U. Direct prediction of petrophysical and petroelastic reservoir properties from seismic and well-log data using nonlinear machine learning algorithms // *The Leading Edge*. 2019. 38: 949–958. <https://doi.org/10.1190/tle38120949>
3. Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Ерохин Г.Н., Дмитриев А.Г. Прогноз рапопроявлений юга Сибирской платформы по сейсморазведочным данным // *Геофизика*. 2023. № 2. С. 93–101. <https://doi.org/10.34926/geo.2023.18.86.011>
4. Buddo I.V., Smirnov A.S., Misiurkeeva N.V., Shelohov I.A., Agafonov Y.A., Lushev M.A., Korotkov S.A., Trjasin E. Ju. Integration of Geomechanical, Geoelectric and Structural-tectonic Models for the Kovykta Gas Condensate Field Geological Model Improvement European Association of Geoscientists & Engineers // Saint Petersburg 2018. Apr 2018. V. 2018. P. 1–6.
5. Hampson D.P., Schuelke J.S., Quierin J.A. Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data // *Geophysics*. 2001. 66. 220–236 <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444899>.
6. Luanxiao Z., Caifeng Z., Yuanyuan C., Wenlong S., Wang Y., Chen H., Geng J. Fluid and lithofacies prediction based on integration of well-log data and seismic inversion: A machine-learning approach // *Geophysics*. V. 86. No. 4. P. M151–M165.
7. Erokhin G. Reverse Time Holography Approach based on the Vector Domain Common Image Gatherers // SEG Technical Program Expanded Abstracts 2019: 4107–4111., <https://doi.org/10.1190/segam2019–3201622.1>
8. Erokhin G. Time-dependent scattering in reverse time holography method // 83rd EAGE Annual Conference & Exhibition, Jun 2022. V. 2022. P. 1–5 <https://doi.org/10.3997/2214–4609.202210094>
9. Baysal E., Kosloff D.D., Sherwood J.W.C. Reverse time migration // *Geophysics*. 1983. 48, 1514–1524, <https://doi.org/10.1190/1.1441434>
10. Dickens T.A., Winbow G.A. RTM angle gathers using Poynting vectors // SEG Technical Program Expanded Abstracts 2011 ISSN (print): 1052–3812 ISSN Pages: 4424, <https://doi.org/10.1190/1.3627841>
11. Koren Z., Ravve I. Full-azimuth subsurface angle domain wavefield decomposition and imaging Part 1: Directional and reflection image gathers // *Geophysics*. 2011. 76. S1–S13.
12. Kremlev A.N., Erokhin G.N., Starikov L.E., Rodin S.V. Fracture and cavernous reservoirs prospecting by the CSP prestack migration method // 73th Conference & Exhibition, 2011, EAGE, Extended Abstracts, B024.
13. Chopra S., Castagna J.P. AVO // Publisher: Society of Exploration Geophysicists 2014. P. 304.
14. Tarantola A. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation //
15. *Geophysics*. Article volume 49. issue 8 Aug 1, 1984.
16. Virieux J., Operto S. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics // *Geo-*

- physics. 2009. 74. WCC1–WCC26. <http://dx.doi.org/10.1190/1.3238367>
17. *Popovici A., Tanushev N., Hardesty S.* High-resolution, wide-azimuth beam tomography for velocity model building // SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016. P. 5349–5353.
 18. *Агафонов В. М., Бугаев А. С., Ерохин Г. Н., Ронжин А. Л.* Векторная сейсморазведка в обратном времени: состояние и перспективы // Геофизика. 2022. 6. С. 77–83.
 19. *Aminzadeh F., Temizel C., Hajizadeh Y.* Artificial Intelligence and Data Analytics for Energy Exploration and Production // Wiley. 2022. P. 577.
 20. *Смирнов А. С., Касьянов В. В., Вахромеев А. Г. и др.* Способ выявления и картирования флюидонасыщенных анизотропных каверново-трещинных коллекторов в межсоловых карбонатных пластах осадочного чехла // пат. 2690089 Рос. Федерация: МПК G01V 1/00 (2006.01), G01V 1/28 (2006.01), G01V 1/30 (2006.01)/; патентообладатель Общество с ограниченной ответственностью “Газпром геологоразведка”. — № 2018127233, заявл. 24.07.2018; опубл. 30.05.2019, Бюл. № 16. 20 с.
 21. *Вахромеев А. Г., Сверкунов С. А., Смирнов А. С., Горлов И. В.* Бурение скважин на нефть и газ в условиях аномально проницаемых трещинных коллекторов с аномально высоким пластовым давлением флюидной системы // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. 2019. № 5. С. 11–18. <https://doi.org/10.30713/0130-3872-2019-5-11-18>.

PREDICTION OF FLUID BRINE EVENT ZONES BY ARTIFICIAL INTELLIGENCE METHODS BASED ON NEW GENERATION RTH SEISMIC ATTRIBUTES AND DRILLING DATA AT THE KOVYKTA GAS CONDENSATE FIELD

Academician of the RAS A. S. Bugaev^a, G. N. Erokhin^{b, #}, S. A. Ryabykh^c, A. S. Smirnov^d

^a*V.A. Kotelnikov Institute of Radio Engineering and Electronics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russian Federation*

^c*“GIRS-M” LLC, Moscow, Russian Federation*

^d*Gazprom VNIIGAZ LLC, Tyumen, Russian Federation*

[#]*E-mail: Gerokhin@kantiana.ru*

A new method for predicting lithofacies, gas fluid and brine zones, zones with abnormally high reservoir pressure, as well as petrophysical properties of rocks using artificial intelligence methods based on a family of new seismic attributes of the RTH method and well drilling data is proposed. The main difference between RTH attributes and traditional ones obtained by migration transformation is their voxel nature and hyperattributive. It turned out that this is a key advantage of the new approach to solving problems of geological forecasting using artificial intelligence methods. The paper presents the results of applying a new method for processing and interpreting modern 3D seismic data, as well as geological forecasting based on it for the area of intense brine occurrence of the Kovykta gas condensate field.

Keywords: brine, seismic exploration, forecast, RTH, seismic attributes, artificial intelligence

УДК 550.3; 551.46

МАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ЭЛЬ-НИНЬО

© 2024 г. Академик РАН В. В. Адушкин, А. А. Спивак*, С. А. Рябова, А. В. Тихонова

Поступило 21.09.2023 г.

После доработки 24.09.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

На основе анализа данных сети обсерваторий INTERMAGNET, расположенных в южной части Тихого океана, рассмотрены вариации магнитного поля Земли в период 2013–2023 гг. Показано, что Эль-Ниньо 2015 г. сопровождалось аномальными геомагнитными вариациями амплитудой до 120 нТл с выраженным увеличением их среднеквадратического отклонения в 1.5 раза относительно средних значений 2013 г. Отмечается, что, начиная с конца 2022 г. – начала 2023 г., регистрируется резкий рост вариаций геомагнитного поля и увеличение их среднеквадратического отклонения относительно 2021 г. в 2.5 раза, что может свидетельствовать о начале активизации сильного Эль-Ниньо, максимальную интенсивность которого следует ожидать в 2024 г.

Ключевые слова: Эль-Ниньо, магнитное поле, вариация, инструментальные наблюдения

DOI: 10.31857/S2686739724010166

В последние годы наблюдается значительное увеличение количества опасных по негативным последствиям природных явлений в виде ураганов, шквалов, ливней, сильных гроз, экстремальных засух и т.д. Наблюдаемые катаклизмы связывают с изменением земного климата, вызванного, как предполагается, глобальным потеплением [1]. Известно, что значительную роль в формировании погодных условий на Земле, а следовательно, и климата, играет Мировой океан [2]. Действительно, занимая около 70% земной поверхности, поглощая основную часть солнечного тепла и обладая тесной связью с атмосферой, океан оказывает существенное влияние на динамику локальных и глобальных явлений и процессов. Негативные явления в большинстве своем связаны с увеличением контрастности термобарических зон и изменением направлений глобальных воздушных потоков в атмосфере Земли. В этих процессах одну из важнейших ролей играют океанические течения и связанный с ними перенос тепловой энергии [3].

Особое внимание привлекают вариации теплового режима самого большого по площади Тихого океана. Эта акватория известна тем, что периодически примерно в 3–7 лет в ее южной части возникает одно из наиболее опасных по последствиям природное явление – Эль-Ниньо.

Эль-Ниньо – Южное колебание (ENSO) связано с изменением температуры верхнего слоя экваториальной части Тихого океана и ее пространственного распределения [1]¹. При этом амплитуда изменений температуры океана в этой его части может достигать 3°². Последствия Эль-Ниньо характеризуются комплексом негативных явлений, таких как волны жаркой погоды и засухи в Австралии, Индонезии и Индии, что влияет на урожайность и повышает риски возникновения пожаров. Одновременно с этим Эль-Ниньо приводит к серьезному увеличению количества осадков в Южной Америке и восточной Океании, что вызывает наводнения и, как следствие, неурожай. Увеличение осадков приводит также к росту количества и масштабов склоновых явлений, в первую очередь оползней.

Согласно данным Word Meteorological Organization (WMO), статистически значимые последствия Эль-Ниньо регистрируются и в глобальном масштабе. Например, одно из наиболее сильных Эль-Ниньо 2015 г. характеризовалось повышением средней температуры на Земле на 0.2°, изменением привычного пространственного распределения атмосферного давления в Европе, что, в свою очередь, привело к повышению

¹ Аномально нагретые воды западной части Тихого океана уходят к востоку.

² В период одного из особо интенсивных Эль-Ниньо 2015 г. температура верхней части Тихого океана повышалась на 2.4° по сравнению с обычными значениями.

¹Институт динамики геосфер им. академика
М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: aaspivak100@gmail.com

Таблица 1. Данные магнитных обсерваторий сети INTERMAGNET.

Код	ГЕО	
	Широта	Долгота
HUA	12.05° S	75.33° W
СТА	20.09° S	146.264° E
PPT	17.567° S	149.574° W
CNB	35.32° S	149.36° E
EYB	43.474° S	172.393° E

влажности в Южной Европе и более холодной и сухой зиме в североевропейских странах.

Значительная роль Эль-Ниньо в формировании погоды и, как следствие, влиянии на климатические изменения на Земле повышает интерес к всестороннему изучению этого явления и сопровождающих его эффектов. Прежде всего, с точки зрения полноты его всестороннего описания и, что особенно важно, предупреждения негативных последствий.

В настоящем сообщении рассматривается геофизический эффект явления Эль-Ниньо в виде сопровождающих его вариаций магнитного поля³.

В качестве исходных данных в настоящей работе использовались результаты магнитных измерений, выполненных в обсерваториях сети INTERMAGNET (<https://imag-data.bgs.ac.uk/>

GIN_V1/GINForms), расположенных в южной части Тихого океана (данные о магнитных обсерваториях и их расположение приведены соответственно в табл. 1 и на рис. 1). Привлекались результаты регистрации горизонтальной, наиболее чувствительной к внешним возмущениям, компоненты индукции геомагнитного поля B_x , выполненные в период с 01.01.2013 г. по 31.07.2023 г.

С целью выделения возможного влияния Эль-Ниньо на геомагнитное поле анализировались ряды среднесуточных значений за вычетом тренда B^* , полученные на основе минутных цифровых рядов B_x . На рис. 2 приведены вариации значений B^* со временем для разных обсерваторий. Из рис. 2 следует, что в период Эль-Ниньо 2015 г. для всех обсерваторий отмечаются повышенные по сравнению с климатической нормой (2013 г.) вариации B^* , причем в сторону понижения индукции магнитного поля в пунктах регистрации. Максимальная амплитуда вариаций в период Эль-Ниньо 2015 г., как это видно из рис. 2, достигает ~120 нТл.

Аномалии в вариациях магнитного поля в период Эль-Ниньо 2015 г. отчетливо проявляются также в среднеквадратических отклонениях (СКО) B^* (рис. 3). Естественно предполагать, что эти вариации с большой вероятностью связаны с рассматриваемым явлением.

Представляет интерес рассмотрение вариаций B^* в период 2022–2023 гг., когда по данным

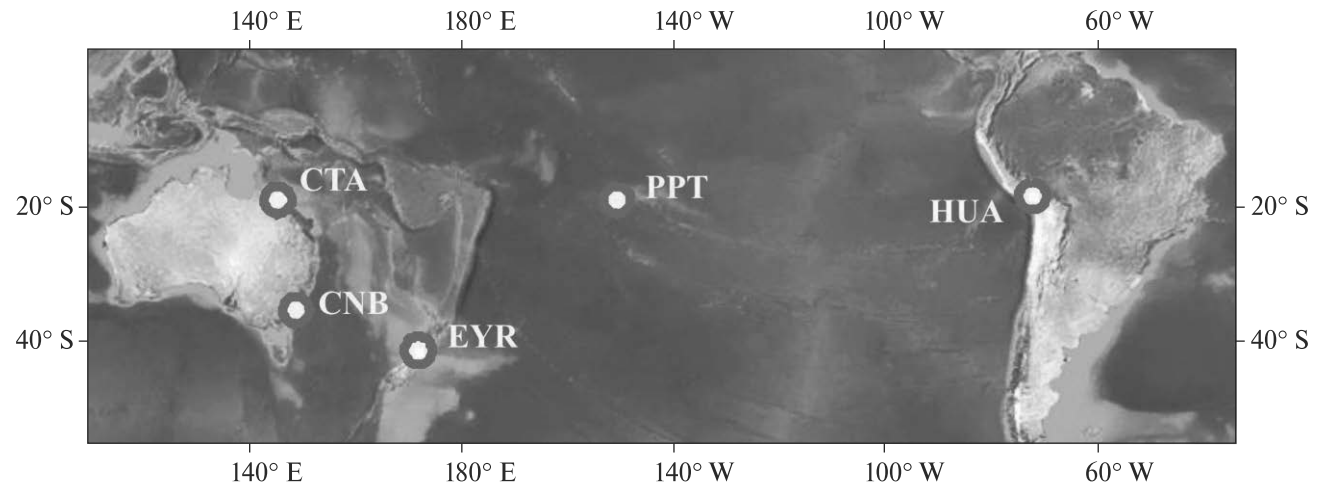


Рис. 1. Схема расположения обсерваторий сети INTERMAGNET.

³ Следует отметить, что магнитное поле Земли весьма чувствительно к возмущениям геофизической среды, вызванным широким спектром природных и техногенных явлений и процессов [4–7].

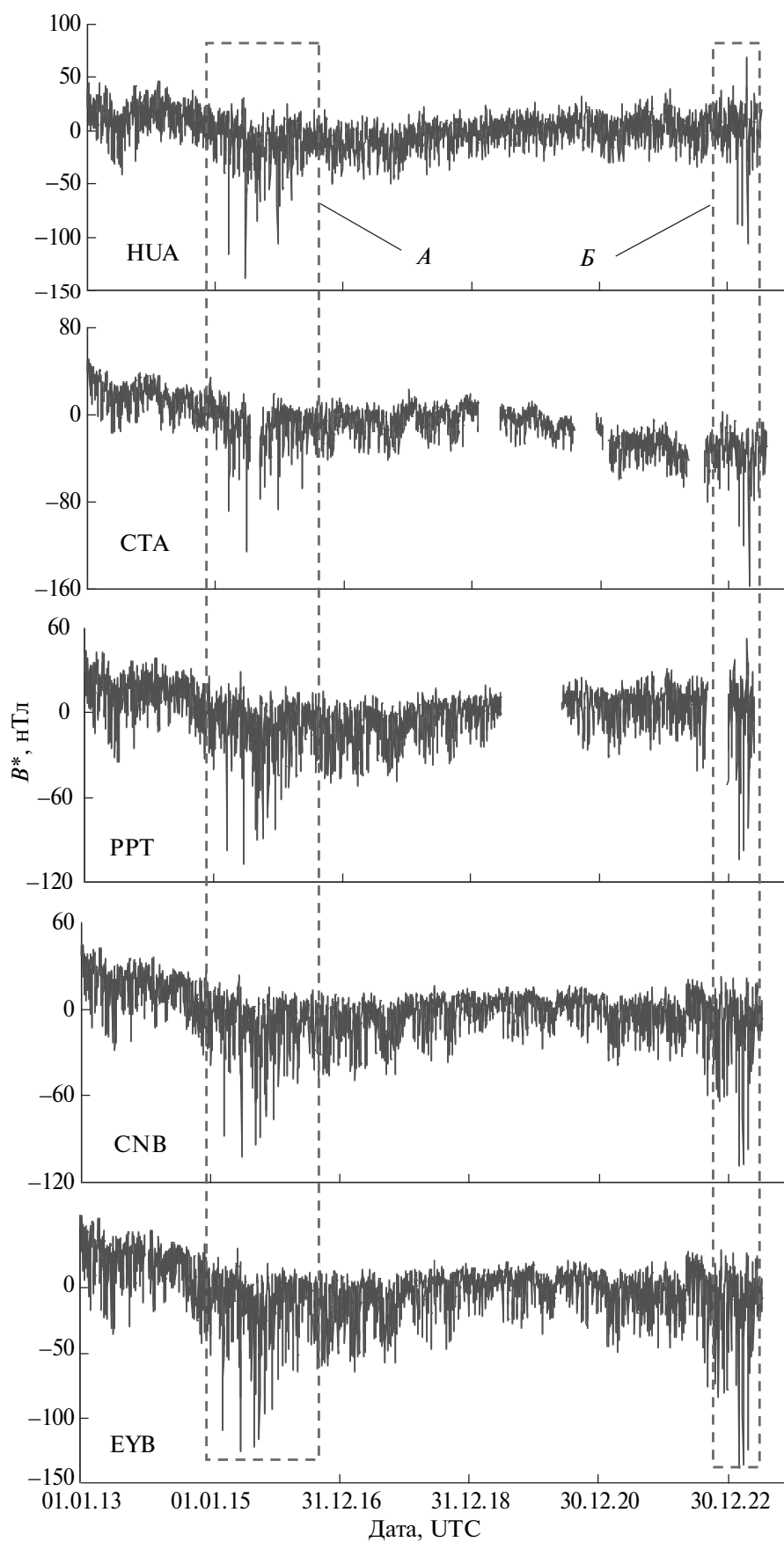


Рис. 2. Вариации компонент магнитного поля в период Эль-Ниньо 2015 г. (А) и в период подготовки Эль-Ниньо 2023–2024 г. (Б).

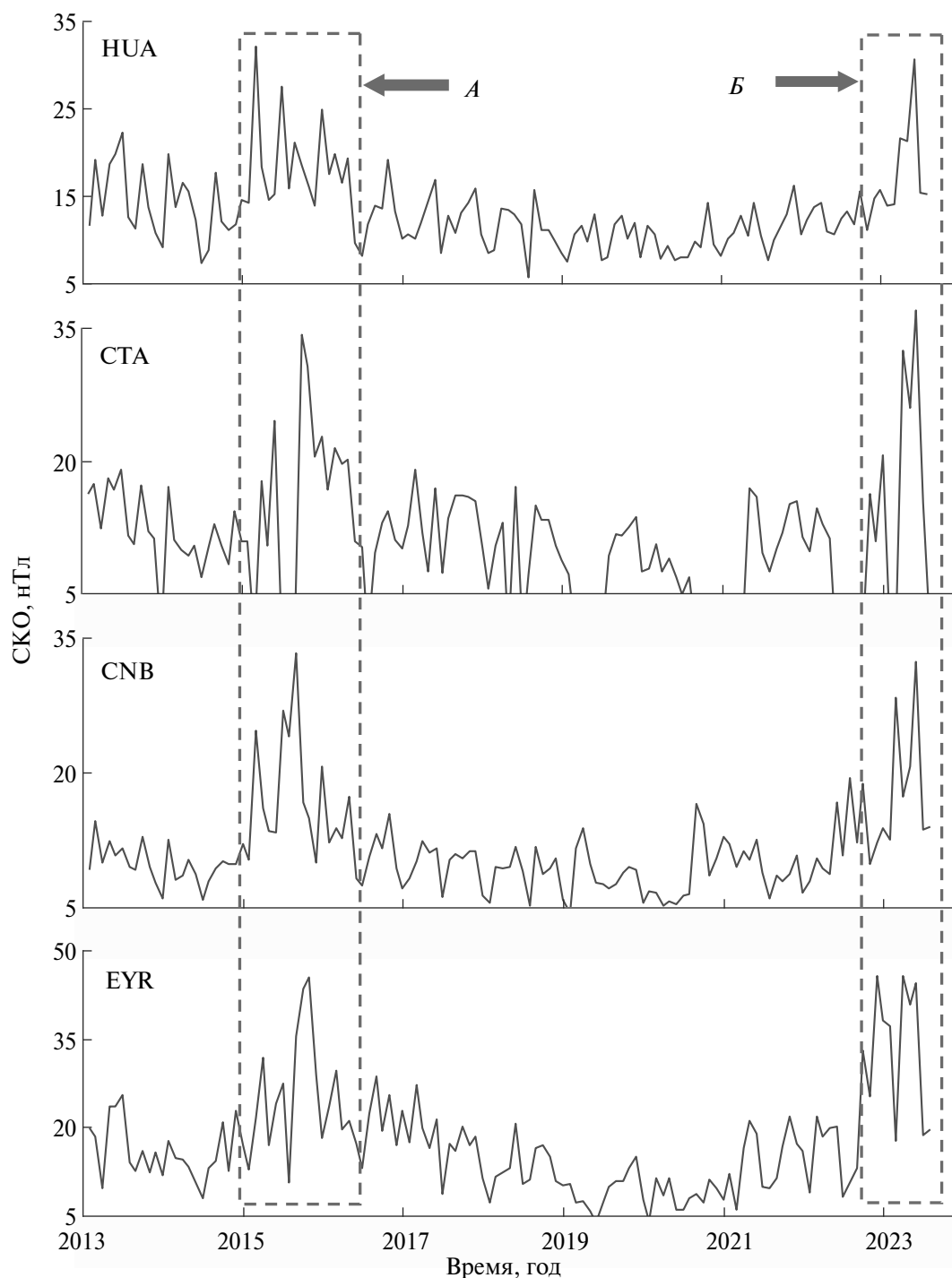


Рис. 3. Микробарические колебания, зарегистрированные в период магнитной бури 23.04.2023 г. Среднеквадратические отклонения (СКО) амплитуд среднemesячных вариаций магнитного поля в период Эль-Ниньо 2015 г. (А) и в период подготовки Эль-Ниньо 2023–2024 гг. (Б).

WMO наблюдается хорошо выраженная тенденция к повышению температуры в поверхностных водах тропической зоны Тихого океана. Как следует из рис. 2 и 3, именно этот период характеризуется повышенными вариациями B^* , что в соответствии с выше сделанными предположениями

можно рассматривать в качестве индикатора, по крайней мере начальной стадии, Эль-Ниньо. При этом следует отметить, что амплитуда как самих вариаций B^* , так и их СКО не ниже значений 2015 г., когда наблюдалось одно из сильных Эль-Ниньо по сравнению с предыдущими. Это позволяет считать

возможным ожидать достаточно сильного по интенсивности и последствиям Эль-Ниньо в 2024 г.

Приведенные в настоящей работе данные свидетельствуют о наличии связи между аномалией планетарного масштаба, в качестве которой в данном случае выступает Эль-Ниньо, и вариациями магнитного поля. С учетом значимости явления Эль-Ниньо в формировании погоды и условий для изменения климата на планете, а также важности его прогнозирования с целью предупреждения опасных последствий, необходимо продолжать изучение сопровождающих его геофизических эффектов, а также их механизмов. В частности, в качестве механизма магнитного эффекта авторы предполагают рассматривать влияние вызывающих Эль-Ниньо мощных изменений в океанических течениях в южной части Тихого океана и сопутствующих им изменений в пассатных переносах воздушных масс на магнитное динамо Земли по аналогии с влиянием на геодинамо ряда сильных землетрясений [8–10].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2021. The Physical Science Basis. IPCC Sixth Assessment Report. Geneva, 2021. 3949 p.
2. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Наука, 2014. 1096 с.
3. Bindoff N.L., et al. Observations: Oceanic climate change and sea level / *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 2007. P. 385–432.
4. Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
5. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
6. Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 6–16.
7. Килифарска Н.А., Бахмутов В.Г., Мельник Г.В. Геомагнитное поле — климат: причинно-следственные связи в изменении параметров атмосферы // *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 160–178.
8. Адушкин В.В., Спивак А.А. Эффект влияния сильных землетрясений на геодинамо // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 61–64.
9. Адушкин В.В., Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Тихонова А.В. Магнитный эффект двойного землетрясения 16.03.2022 г. (Япония). Результаты наблюдений // *Физика Земли*. 2023. № 5. С. 142–152.
10. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А., Спивак А.А., Тихонова А.В. Геофизические эффекты серии сильных землетрясений в Турции 06.02.2023 г. // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 142–152.

MAGNETIC EFFECT OF EL NIÑO

Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. A. Spivak[#], S. A. Riabova, A. V. Tikhonova
Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
[#]E-mail: aaspivak100@gmail.com

The variations of the Earth's magnetic field in the period 2013–2023 are considered based on the analysis of data from the INTERMAGNET network of observatories located in the South Pacific Ocean. It is shown that the 2015 El Niño was accompanied by anomalous geomagnetic variations with an amplitude of up to 120 nT with a pronounced increase in their standard deviation by 1.5 times relative to the average values of 2013. It is noted that starting from the end of 2022 – beginning of 2023, a sharp increase in geomagnetic field variations and an increase in their standard deviation (relative to 2021 by 2.5 times), which may indicate the beginning of the activation of a strong El Niño, the maximum intensity of which should be expected in 2024.

Keywords: El Niño, magnetic field, variation, instrumental observations

УДК 551.583.7(268.6)

ПРОГНОЗ ПРИРОДНЫХ ВАРИАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ЛЕДОВИТОСТИ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ НА БЛИЖАЙШИЕ СТОЛЕТИЯ

© 2024 г. В. В. Бабич^{1,2,*}, А. С. Астахов^{2,**}

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 10.07.2023 г.

Поступило 10.07.2023 г.

После доработки 05.09.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

На основе результатов спектрального анализа реконструированных для последних пяти тысяч лет температуры воздуха и ледовитости шельфа Восточно-Сибирского моря построены эмпирические прогнозные модели, отображающие “естественный сценарий” динамики этих климатических параметров в ближайшие столетия. Исходя из результатов прогнозных построений, в будущем длительность безледного периода так же, как и температура приповерхностного воздуха, будут иметь тенденцию к возрастанию. Проведенные исследования позволяют сделать вывод о наличии антропогенного влияния на температурный режим и ледовую обстановку изучаемого региона, проявившегося в индустриальный период. С учетом этого фактора можно предположить, что интенсивность исследуемых природных явлений будет возрастать более высокими темпами, чем отображается модельными построениями.

Ключевые слова: палеоклиматология, прогноз, морской лед, аномалии среднегодовой температуры воздуха, геохимия, арктическая осцилляция, солнечная радиация, Восточно-Сибирское море

DOI: 10.31857/S2686739724010179

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что климат оказывает огромное влияние на условия жизни человека и играет большую роль в его истории. Имеются многочисленные факты связи крупных политических, социальных и экономических потрясений с климатическими событиями [1, 2]. В настоящее время ведется широкая дискуссия о причинах современного “глобального потепления” в связи с возможными негативными последствиями этого явления для человеческой цивилизации. В этой связи весьма актуальной представляется проблема построения разнообразных прогнозных моделей грядущих климатических изменений и связанных с ними природных явлений.

Формирование климата определяется взаимодействием многочисленных разномасштабных природных явлений и процессов. В настоящее время можно выделить два подхода к построению прогнозных климатических моделей: имитационный физико-математический и эмпирический. Суть физико-математического моделирования сводится к априорной формулировке набора природных и антропогенных факторов, влияющих на изучаемый климатический процесс или связанное с ним природное явление, с указанием в строго формализованной форме их прямых и обратных связей. Задавая различные сценарии поведения климатоформирующих параметров, можно генерировать модели климатического развития в будущем. Результаты такого моделирования регулярно публикуются Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) в обзорах фактического состояния глобальной климатической системы [3].

При построении эмпирических моделей никакой информации о природных факторах, определяющих состояние системы, и их взаимосвязях не требуется, поскольку в данном случае построение модели основывается на исследовании

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

²Тихоокеанский океанологический институт им.
В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской
Академии наук, Владивосток, Россия

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

**E-mail: astakhov@poi.dvo.ru

некоторого достаточно репрезентативного объема данных о поведении исследуемой системы во времени. Конечная цель эмпирического моделирования — выявление закономерностей в поведении изучаемого явления, выражающихся в виде формул, уравнений, корреляционных зависимостей, графиках и т.д., которые позволяют экстраполировать поведение изучаемой системы за пределы исходного временного ряда. При этом содержательная интерпретация выделяемых закономерностей для получения конечного результата не обязательна.

Безусловно, физико-математический подход к построению моделей является более строгим и эффективным при исследовании достаточно хорошо изученных процессов. Однако взаимоотношения между многочисленными климатообразующими параметрами настолько сложны, разнообразны и трудно формализуемы, что учесть их в полной мере при построении климатических моделей практически невозможно. Привлечение же эмпирического моделирования весьма эффективно при исследовании еще недостаточно хорошо изученных явлений, а поскольку климатообразование на данный момент не имеет однозначного строгого математического описания, применение при его изучении данного подхода представляется вполне оправданным.

В последние годы наблюдается существенная активизация хозяйственной деятельности в шельфовой части Восточной Арктики, обусловленная интенсификацией поисковых и добычных работ месторождений полезных ископаемых, прокладки трубопроводов и кабелей связи, налаживания транспортно-логистической системы Северного морского пути. В этой связи все большее значение приобретает изучение климатических изменений и связанных с ними явлений в морских бассейнах Восточной Арктики, которые во многом определяют успешность указанных хозяйственных проектов.

В данной работе предпринята попытка на примере акватории Восточно-Сибирского моря путем анализа данных о прошлых состояниях приповерхностной температуры воздуха и длительности безледного периода в данном регионе на достаточно длительном временном интервале выявить определенные закономерности в их вариациях и путем экстраполяции на ближайшее будущее построить эмпирическую модель сценария тренда этих явлений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходными данными для статьи послужили результаты реконструкции продолжительности безледного периода и аномалий среднегодовой температуры воздуха на поверхности для последних восьми тысяч лет по колонке LV77-36 из западной части Восточно-Сибирского моря [4]. Колонка была получена в российско-китайской экспедиции 77 рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в 2016 г. в точке с координатами 155.66° в.д., 74.10°с.ш. с глубиной моря 36.0 м (рис. 1).

Возрастная модель колонки была обоснована двенадцатью AMS¹⁴C-датировками раковин двустворчатых моллюсков с корректировкой по семи датировкам кварца методом оптически-стимулированной люминесценции [7].

Исследования химического состава кернового материала показали наличие корреляционной зависимости вещественного состава донных осадков от температурного режима и ледовой обстановки в данном регионе [6, 8], что позволило на основе многомерного регрессионного анализа построить палеореконструкции этих показателей на всю глубину керна [4]. Данные реконструкции на интервале последних 5000 лет (рис. 2), когда положение уровня моря соответствовало современному, и послужили исходным материалом для построения прогнозных сценариев изменения региональной температуры приповерхностного воздуха и ледовитости в ближайшие столетия на акватории Восточно-Сибирского моря. Соответственно использовались реконструированные с десятилетним осреднением [8] (далее “среднедесятилетние”) среднегодовые температуры воздуха на поверхности (T , °C: отклонение от средней величины за 1986–2005 гг. в данной точке) и продолжительность безледного периода (IF) в декадах (10 дней).

Изменения климата нашей планеты имеют явно выраженный колебательный характер, а периоды наблюдаемых циклических ритмов составляют от нескольких лет до тысячелетий ([9–15] и др.). Наличие разнопериодных циклических изменений в динамике климата и связанных с ним природных явлений в течение голоцена устанавливаются и для территории арктических морей [4, 8, 15, 16]. Выявление подобных разночастотных периодичностей при анализе климатических хронологий методами гармонического анализа дает возможность решать разнообразные содержательные задачи [11, 12, 14, 17–19], в том числе

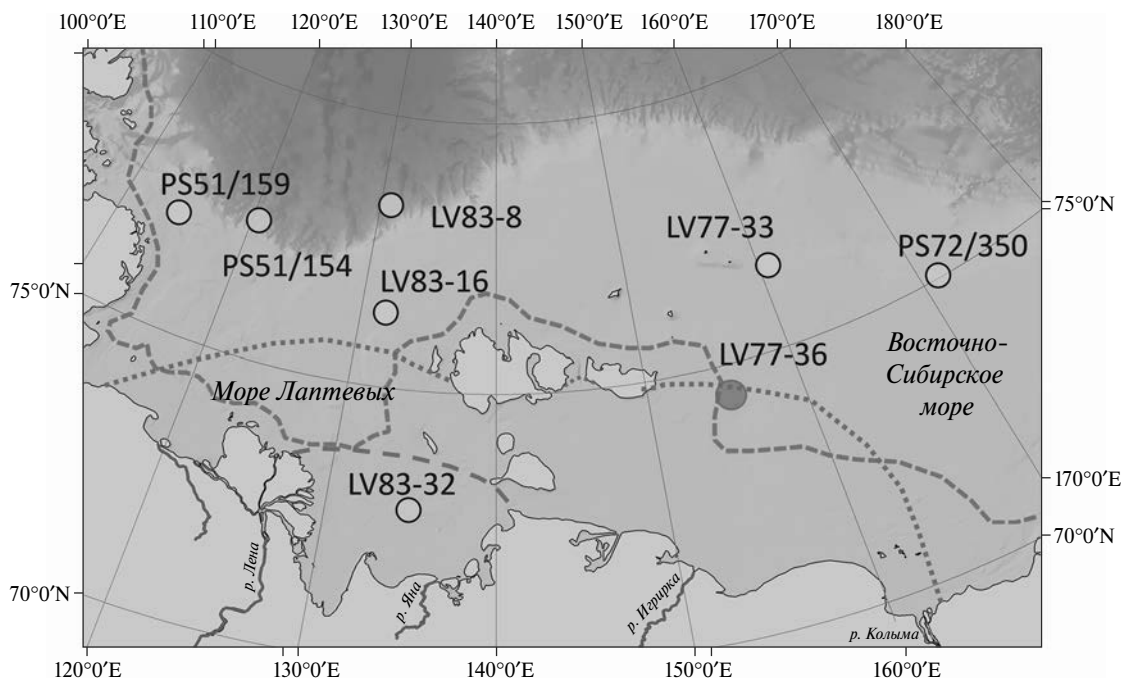


Рис. 1. Местоположение колонки LV77-36 и других колонок, используемых в работе (по [5–7]). Зеленой штриховой линией показана южная граница дрейфующих льдов; красными штриховой и точечной линиями показаны изолинии солёности в июле–сентябре 17 и 23‰ соответственно (по [7]).

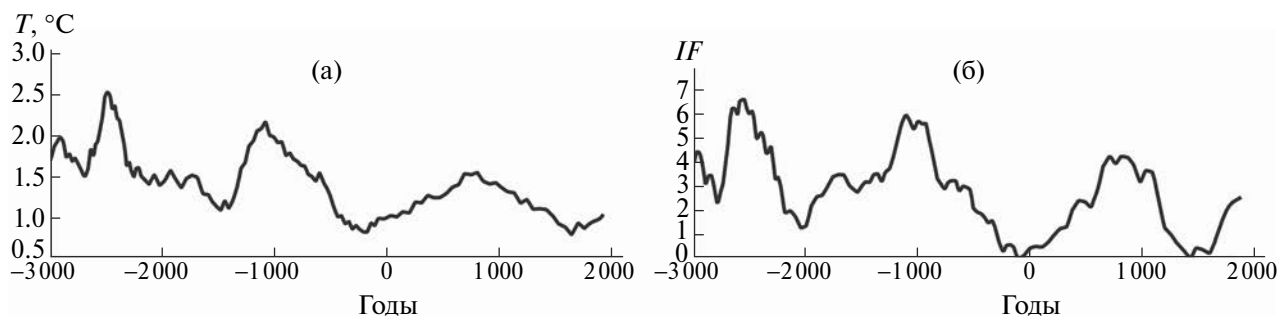


Рис. 2. Палеорекострукции аномалий среднедесятилетних температуры воздуха на поверхности (а) и продолжительности безледного периода (б) в течение последних 5 тысяч лет на станции LV77-36 (по [4]).

строить краткосрочные и долгосрочные климатические прогнозы [15, 20].

В данном случае для анализа вышеуказанных палеорекострукций был использован метод коррелограммной аддитивной декомпозиции (МКАД) [20]. Данный метод позволяет разлагать любой сложный временной ряд данных на несколько составляющих функций, представляющих собой линейный тренд и набор разноточных квазипериодических колебаний. В сравнении с более широко известными методами,

такими как преобразование Фурье или вейвлет-анализ, данный метод достаточно прост, не требует задания априорного функционального базиса (составляющие функции выводятся адаптивно непосредственно из анализируемого ряда) и вполне пригоден для анализа сложных нелинейных и нестационарных процессов.

МКАД решает данную задачу по следующей алгоритмической схеме. На первом шаге выявляется линейный тренд анализируемого временного ряда, который вычитается из исходной

хронологии. Далее детрендрованный временной ряд подвергается многократному экспоненциальному сглаживанию методом скользящего среднего с пошаговым уменьшением окна сглаживания. Если в процессе обработки сглаженная функция достигает метастабильного состояния, т.е. на протяжении нескольких итераций сохраняет практически неизменяемую форму, то этот сигнал принимается за первую квазипериодичность, вычитается из исходной функции, и процесс обработки продолжается. Выделение составляющих компонент производится автоматически путем выявления характерных точек на коррелограмме, отображающей процесс сглаживания. В итоге производится разложение исходного временного ряда на линейный тренд и ряд квазипериодических составляющих, от низкочастотных до высокочастотных, и остаток, в сумме дающий исходную функцию: $X(t) = Tr(t) + \sum C_k(t) + R(t)$, где $X(t)$ – исходный временной ряд; $Tr(t)$ – тренд; $C_k(t)$ – квазипериодические составляющие, $k = 1, 2, \dots, n$, n – число выявленных слагаемых; $R(t)$ – последняя остаточная функция.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По описанной методике был проведен спектральный анализ реконструкций температурного режима и ледовой обстановки в шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря за последние пять тысяч лет. Чтобы исключить возможное влияние антропогенного фактора на результаты анализа, обработке подверглись временные ряды до 1850 г.н.э., который обычно принимается за начало индустриального периода. Результаты проведенного анализа представлены на рис. 3 и 4.

Как видно из рисунков, анализируемые реконструкции были разложены на тренды и совокупность квазипериодических составляющих, сумма которых в точности совпадает с исходными временными рядами, т.е. если экстраполировать выделенные составляющие на некоторый интервал времени с последующим их суммированием, то можно построить эмпирическую прогнозную модель, отображающую сценарий “естественного” развития анализируемых природных процессов в будущем. Однако поскольку выделяемые спектральным анализом составляющие имеют квазипериодический характер, реализация данной процедуры сталкивается с некоторыми неопределенностями и несет элемент субъективизма. Чтобы придать процедуре экстраполяции максимальную строгость и однозначность, для каждой квазипериодичности была подобрана аппроксимирующая

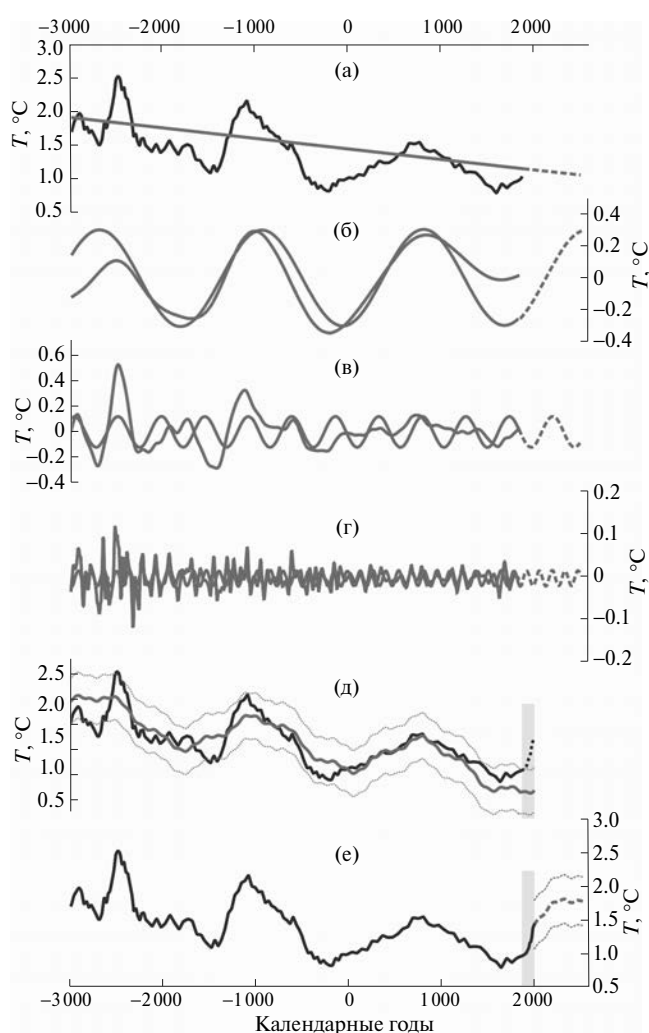


Рис. 3. Результаты спектрального анализа вариаций среднедесятилетней температуры воздуха для последних 5000 лет, реконструированных по колонке LV77-36, и прогноз на ближайшие 500 лет. а – исходная температурная реконструкция (черная линия), линейный тренд (красная линия) и его экстраполяция на ближайшие 500 лет (синяя пунктирная линия); б, в, г – выделенные 1740-, 470- и 140-летние квазипериодичности (красные линии), аппроксимирующие их синусоиды (сплошные синие линии) и их экстраполяция на ближайшие 500 лет (синие пунктирные линии); д – сопоставление температурной реконструкции (черная линия, пунктиром показаны инструментальные измерения) с временным рядом, полученным при суммировании тренда и аппроксимирующих синусоид (красная линия, пунктиром показан 95% доверительный интервал); е – прогноз температурного режима с указанием 95% доверительного интервала. Значения температур на диаграммах б, в, г указаны в аномалиях относительно предыдущей составляющей. Желтой заливкой показан техногенный период.

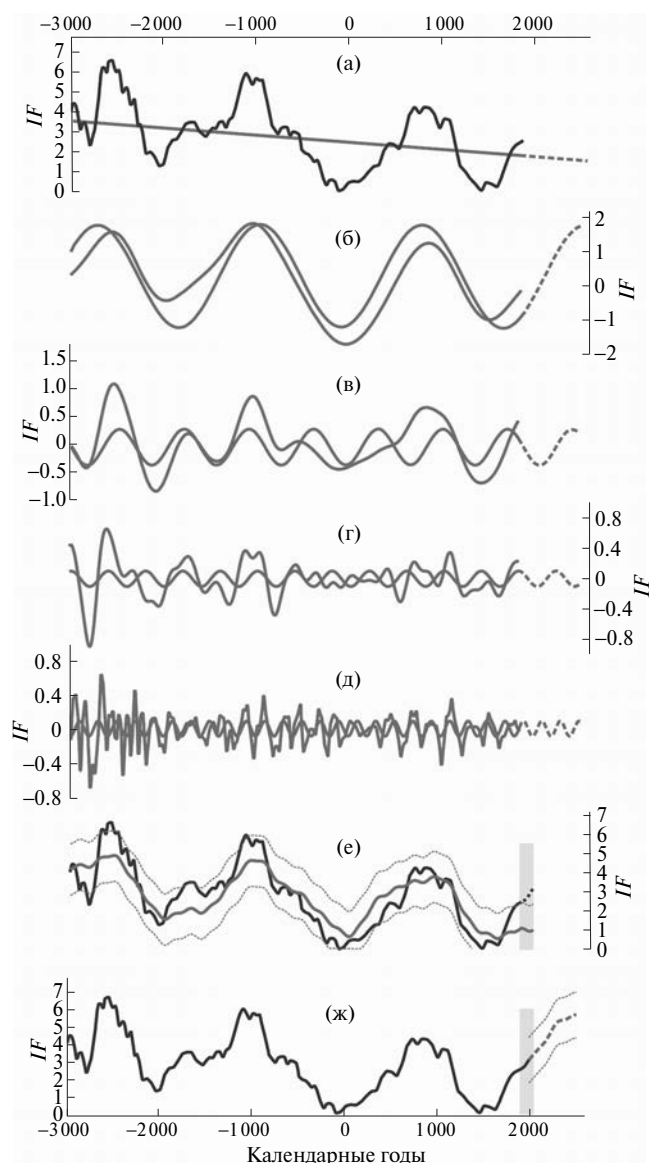


Рис. 4. Результаты спектрального анализа среднедесятилетней продолжительности безледного периода (IF, декады) для последних 5000 лет, реконструированной по колонке LV77-36, и прогноз на ближайшие 500 лет. Условные обозначения аналогичны рис. 3. Значения продолжительности безледного периода на диаграммах б, в, г, д (субпериодичности 1750, 700, 400 и 200 лет соответственно) указаны в аномалиях относительно предыдущей составляющей.

ее синусоида (рис. 3 б-г, 4 б-д). Оптимизируемыми критериями при этом являлись максимизация коэффициента корреляции между квазипериодичностью и синусоидой (оптимизация периодичности) и минимизация величины $S = \sum |X_i - Y_i|$, где X_i и Y_i — значения

квазипериодичности и синусоиды для i -го года (оптимизация амплитуды).

Путем сопоставления исходных реконструкций с временными рядами, получаемыми суммированием трендов и аппроксимирующих синусоид, была оценена погрешность, возникающая при замене квазипериодичностей синусоидами: для температурной реконструкции погрешность, оцениваемая 95% доверительным интервалом, составила $\pm 0.36^\circ\text{C}$ (при $r = 0.86$ и $r^2 = 0.74$); для реконструкции безледного периода — ± 1.32 (при $r = 0.87$ и $r^2 = 0.75$) (рис. 3 д, 4 е).

Путем экстраполяции суммы тренда и синусоид от современного состояния исследуемых природных явлений на ближайшие 500 лет были получены сценарии развития температурного режима и величины безледного периода в пределах шельфовой зоны Восточно-Сибирского моря на данный временной интервал, определяемые внешними природными воздействиями без учета антропогенного фактора (рис. 3 е, 4 ж).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленные общий тренд и субпериодичности изменения продолжительности безледного периода и температуры воздуха на поверхности на станции LV77-36 могут быть объяснены исходя из существующих представлений об изменчивости климата в Арктике. Тренды увеличения ледовитости (уменьшения IF) и уменьшения T (рис. 3, 4) соответствуют орбитально обусловленному изменению общей солнечной радиации летом на этих широтах [7].

Ранее [4] самая длительная субпериодичность, выделенная по вариациям IF и T (1740–1750 лет) в колонке LV77-36 была сопоставлена с циклами Бонда (1470 ± 500 лет), выявленными в Северной Атлантике по смене направления айсбергового разноса в голоцене [16]. Природа этих циклов и близких им циклов Дашгорн-Эшгерда, проявляющихся в ледниковые периоды, дискутируется. В море Лаптевых с этими циклами сопоставлена периодичность изменения ледовых условий 1500 ± 500 лет, выявленная по биомаркерам [5]. В восточноарктических морях эти циклы были определены по смене направления переноса льдов из Карского моря (1560 лет) или из моря Лаптевых (1700 лет) [16] и сопоставлены с вариациями Арктической осцилляции (АО). Последняя отражает тип барической ситуации над Арктическим океаном, отчего, прежде всего, зависит направление ветра и, соответственно, движение льдов и поверхностных вод.

Для короткопериодных субпериодичностей в большей степени проявляется связь с солнечными циклами. Для T используемые субпериодичности 470 и 140 лет (рис. 3 в, г) имеют аналоги в циклах общей солнечной радиации 500 и 140 лет [16], хотя они прослеживаются и в циклах АО, определенных по выносу льдов из моря Лаптевых, 480 и 131 лет соответственно ([16], supplementary data).

Из выявленных субпериодичностей IF длительностью 1740, 700, 400 и 200 лет (рис. 4 б–д) аналоги в циклах АО имеются для длиннопериодных (1700, 690 лет) и, вероятно, для 400 лет (380 лет) ([16], supplementary data). Субпериодичность же 200 лет соответствует одному из основных циклов солнечной активности Зюссас-деВриеса (Suess-deVries) (200 лет) [20] и имеет аналог в вариациях суммарной солнечной иррадиации в виде отчетливо выраженных циклов 210 лет [16]. Установлено, что водный и тепловой сток рек Сибири, в значительной мере зависящий от изменений солнечной иррадиации, в силу ряда факторов влияет на ледовые условия арктического шельфа, в том числе на станцию LV77–36 [7], находящуюся на шельфе Восточно-Сибирского моря в зоне распреснения морских вод речными выносами (рис. 1). Таким образом, можно предполагать, что помимо атмосферных вариаций (АО) в изменчивости ледовых условий и температуры на данной станции и, соответственно, в их прогнозе, сказывается влияние различных климатообразующих процессов, в том числе проявляющихся на материке.

Прогноз изменения T и IF в ближайшие столетия (рис. 3 е, 4 ж) основан на выявленных природных закономерностях (трендах и цикличности) в поведении данных параметров на протяжении последних пяти тысяч лет без учета индустриального периода, когда возможно влияние антропогенного фактора на изучаемые природные явления. Т. е. представленные варианты изменения температуры и ледовой обстановки в исследуемом регионе отображают “естественный” сценарий без учета возможного проявления техногенного воздействия на окружающую среду в будущем. Однако сопоставление результатов инструментальных измерений значений T и IF в период после 1850 г. с моделью их “естественного” поведения показывает тенденцию их выхода за верхний предел 95% доверительного интервала, что может свидетельствовать о наличии влияния антропогенного фактора на температуру и продолжительность безледного периода в сторону их увеличения (рис. 3 д, 4 е). Следует

отметить, что по результатам реконструкций ледовых условий по материалам других станций морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 1) также отмечено уменьшение ледовитости в последнее столетие [5, 6]. Особенно наглядно влияние индустриализации проявляется на температурной кривой, где превышение инструментально измеряемых показателей над “модельными” составляет около 0.5°C (рис. 3 д). Учитывая, что прогноз продолжен от уровня современного состояния параметров, в нем учтены изменения, вызванные антропогенным влиянием за индустриальный период. Можно предполагать, что при сохранении антропогенного воздействия на климатические события в ближайшем будущем увеличение значений T и IF будет происходить более высокими темпами, чем отбражено в прогнозных построениях.

ВЫВОДЫ

Ретроспективный спектральный анализ палеореконокструкций температурного режима и ледовой обстановки в акватории Восточно-Сибирского моря за последние пять тысячелетий позволил, минуя сложное имитационное физикоматематическое моделирование, построить эмпирические прогнозные модели, отображающие “естественный сценарий” динамики этих климатических явлений в ближайшие столетия без учета антропогенного фактора.

Сопоставление динамики изменения температуры приповерхностного воздуха и продолжительности безледного периода в Восточно-Сибирском море показывает синхронность в их поведении на протяжении предыдущих 5000 лет, что наиболее очевидным образом проявляется в ~ 1750 -летней квазипериодичности. Коррелированность этих показателей, судя по результатам прогнозных построений, будет наблюдаться и в будущем. Длительность безледного периода в ближайшие столетия будет иметь непрерывную тенденцию к возрастанию, приближаясь к максимальным значениям, уже наблюдавшимся в интервале последних пяти тысячелетий. Температурный режим в исследуемом регионе предположительно также будет повышаться с последующим выполаживанием на уровне около 1.8°C .

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о наличии некоторого влияния на температурный режим и ледовую обстановку изучаемого региона антропогенного фактора в индустриальный период. Поскольку прогнозные построения отражают развитие данных

природных явлений в будущем по “естественному сценарию”, не исключено, что продолжительность безледного периода и в большей степени температура воздуха за счет антропогенного воздействия будут возрастать более высокими темпами.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 21-17-00081). Методика МКАД разрабатывалась при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект 122041400214-9).

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Цифровые данные и результаты прогноза можно запросить у авторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Cosmo N.D., Sigl M., Jungclauss J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., de Vann M.A. C., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9 (3). P. 231–236.
2. Su Y., Liu L., Fang X.Q., Ma Y.N. The relationship between climate change and wars waged between nomadic and farming groups from the Western Han Dynasty to the Tang Dynasty period // *Climate of the Past*. 2016. V. 12. № 1. P. 137–150.
3. IPCC2014. Climate Change 2014. The Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. Cambridge; N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2014.
4. Astakhov A.S., Babich V.V., Shi X., Hu L., Obrezkova M.S., Aksentov K.I., Alatorsev A.V., Darin A.V., Kalugin I.A., Karnaukh V.N., Melgunov M.S. Climate and Ice conditions of East Siberian Sea during Holocene: reconstructions based on sedimentary geochemical multiproxy // *The Holocene*. 2023. V. 33. № 1. P. 3–13.
5. Hörner T., Stein R., Fahl K., Birgel D. Post-glacial variability of sea ice cover, river run-off and biological production in the western Laptev Sea (Arctic Ocean)—A high-resolution biomarker study // *Quaternary Science Reviews*. 2016. № 143. P. 133–149.
6. Астахов А.С., Калугин И.А., Сюефа Ши, Аксентов К.И., Дарьин А.В., Лимин Ху, Бабич В.В., Мельгунов М.С., Плотников В.В. Роль ледяного покрова в формировании химического состава донных осадков Восточносибирского шельфа // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 6. С. 526–540.
7. Dong J., Xuefa S., Xun G., Astakhov A., Hu L., Liu X., Yang G., Wang Y., Vasilenko Y., Qiao S., Bosin A., Lohmann G. Enhanced Arctic Sea ice melting controlled by larger heat discharge of Holocene rivers // *Nature Communications*. 2022. V. 13. 5368.
8. Astakhov A.S., Bosin A.A., Liu Y.G., Darin A.V., Kalugin I.A., Artemova A.V., Babich V.V., Melgunov M.S., Vasilenko Yu.P., Vologina E.G. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: Geochemical proxy compared with observed data // *Quaternary International*. 2019. V. 522. P. 23–37.
9. Шнитников А.В. Природные явления и их ритмическая изменчивость // *Чтения памяти Л.С. Берга VIII–XIV. Л.: Наука, 1968. С. 3–16.*
10. Витинский Ю.И., Конечский М., Куклин Г.В. Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М., 1986. 296 с.
11. Nederbragt A.J., Thurow J. Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene // *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleocology*. 2005. V. 221 (3–4). P. 313–324.
12. Kravchinsky V.A., Langereis C.G., Walker S.D., Druskiy K.G., White D. Discovery of Holocene millennial climate cycles in the Asian continental interior: Has the sun been governing the continental climate? // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 110. P. 386–396.
13. Бабич В.В., Рудая Н.А., Калугин И.А., Дарьин А.В. Опыт комплексного использования геохимических особенностей донных отложений и палинологических записей для палеоклиматических реконструкций (на примере оз. Телецкое, Российский Алтай) // *Сиб. экол. журн.* 2015. № 4. С. 497–506.
14. Бабич В.В., Дарьин А.В., Смолянинова Л.Г., Калугин И.А. Природные периодические процессы и вариабельность климата Северного полушария // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 6. С. 684–687.
15. Oliveira M.J. Mudanças climáticas e ciclos naturais do clima: Passado, presente e futuro da temperatura no Brasil [Climate Changes and Natural Climate Cycles: Past, Present and Future of Temperature in Brazil]. Tese para obtenção de Título de Doutor em Ciências Universidade de São Paulo. 2021. 640 p.
16. Darby D.A., Ortiz J.D., Grosch C.E., Lund S.P. 1500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift // *Nature geoscience*. 2012. V. 5. P. 897–900.
17. Berger W.H., von Rad U. Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea:

- hypothesis of tidal origin // *Global and Planetary Change*. 2002. V. 34. P. 313–325.
18. *Taricco C., Mancuso S., Ljungqvist F.C., Alessio S., Ghil M.* Multispectral analysis of Northern Hemisphere temperature records over the last five millennia // *Climate Dynamics*. 2015. V. 45. P. 83–104.
19. *Qian C.* Disentangling the urbanization effect, multi-decadal variability and secular trend in temperature in eastern China during 1909–2010 // *Atmospheric Science letters*. 2016. V. 17. P. 177–182.
20. *Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Смолянинова Л.Г.* Использование периодических природных процессов для прогноза климата внетропических широт Северного полушария на ближайшие 500 лет // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 9. С. 5–15.

FORECAST OF NATURAL VARIATIONS IN AIR TEMPERATURE AND SEA ICE ON THE EAST SIBERIAN SEA SHELF FOR THE NEXT CENTURIES

V. V. Babich^{a, b, #}, A. S. Astakhov^{b, ##}

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh July 10, 2023

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Vladivostok, Russian Federation*

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

^{##}*E-mail: astakhov@poi.dvo.ru*

Based on the results of the spectral analysis of the air temperature and ice cover on the East Siberian Sea shelf reconstructed for the last five thousand years, empirical forecast models have been constructed that reflect the “natural scenario” of the dynamics of these climatic parameters during the next centuries. Based on the results of forecast constructions, in the future, the duration of the ice-free period, as well as the temperature of the near-surface air, will tend to increase. The conducted studies allow us to conclude that there is an anthropogenic influence on the temperature regime and ice conditions of the studied region, which manifested itself during the industrial period. Taking into account this factor, it can be assumed that the intensity of the studied natural phenomena will increase at a higher rate than is indicated by model constructions.

Keywords: paleoclimatology, forecast, sea ice, surface annual temperature anomalous, geochemistry, Arctic oscillation, solar radiation, East Siberian Sea

УДК 551.511

ВРЕМЕННЫЕ МАСШТАБЫ ОТКЛИКА ГЛОБАЛЬНОГО УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА НА ВНЕШНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

© 2024 г. К. Д. Савина¹, А. В. Елисеев^{1,2,3,*}, академик РАН И. И. Мохов^{1,2,4}

Поступило 06.07.2023 г.

После доработки 05.09.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Сделана оценка характерных временных масштабов отклика глобально осредненной модели климата с углеродным циклом на внешние воздействия с анализом спектра линеаризованного оператора эволюции соответствующей динамической системы. В модели проявляются временные масштабы отклика около 4–6 лет (связанного с динамикой углерода в растительности) и в интервале 20–100 лет (связанного с динамикой углерода в негумифицированных резервуарах почвы). При учете эффекта гумификации в модели выявляется временной масштаб отклика порядка нескольких тысячелетий. Для замкнутого углеродного цикла выявляется временной масштаб 10^2 лет, который характеризует совместные изменения резервуаров атмосферы и океана. При высокой универсальности предложенного подхода его можно использовать для широкого круга задач.

Ключевые слова: концептуальная климатическая модель, глобальный углеродный цикл, временные масштабы, спектральное разложение

DOI: 10.31857/S2686739724010186

ВВЕДЕНИЕ

Анализ характерных временных масштабов отклика характеристик Земной климатической системы на внешние воздействия – в числе важных задач современной науки о климате. Особо значим соответствующий анализ при наличии нестационарных внешних воздействий, включая радиационное возмущающее воздействие (радиационный форсинг), природные и антропогенные эмиссии в атмосферу радиационно-активных веществ (в том числе парниковых газов). Необходимы, в частности, оценки времени продолжения климатических изменений при прекращении, фиксации или резком изменении внешнего воздействия (“legacy effect”) [1]. В связи с существованием в климатической системе разных временных масштабов проявляются гистерезисоподобные

эффекты [2–4] или особенности климатических причинно-следственных связей [5–7].

В геохимических задачах часто для оценки временного масштаба отклика используется соотношение между запасом C вещества в данном резервуаре системы и интенсивностью F выводящего потока из этого резервуара [8–12]:

$$\tau_{\text{res}} = C / F. \quad (1)$$

Определенный таким образом временной масштаб характеризует время пребывания вещества в резервуаре (“turnover time” или “residence time”). В [10, 11] по расчетам с моделями земной климатической системы для наземных экосистем в целом (т.е. для суммарного резервуара растительности, опада и почвы) получено, что τ_{res} порядка нескольких лет в регионах распространения лесных экосистем и порядка десятков и сотен лет в регионах с травяной (в том числе с тундровой) растительностью. В [10] отмечено, что изменение τ_{res} для резервуара наземной биомассы при изменении климата – основной источник неопределенности оценок будущих изменений запаса углерода в наземной растительности. В [12] выявлено существенное укорочение времени пребывания углерода и в наземной растительности, и в почве с середины XIX до конца XX века при накоплении CO_2 в атмосфере и сопровождающем его потеплении климата.

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия

²Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

⁴Московский физико-технический институт, Москва, Россия

*E-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru

Следует отметить, что временем пребывания вещества в резервуарах системы, определенным по запасу и интенсивности исходящего или входящего потока, аккуратно характеризуются временные масштабы отклика на внешнее воздействие только в состоянии динамического равновесия системы. Цель данной работы – оценка характерных временных масштабов различных версий глобально-осредненной модели климатической системы с углеродным циклом на основе анализа спектра оператора эволюции соответствующей динамической системы.

МОДЕЛЬ И МЕТОД АНАЛИЗА

Временная структура траектории изменения характеристик земной системы определяется набором собственных временных масштабов τ и временным масштабом τ_G изменения интенсивности внешнего воздействия $G(t)$: $\tau_G = |G(t)| \cdot |dG/dt|^{-1}$. Например, динамическая модель с n -мерным вектором состояния Y и автономным эволюционным оператором $A(Y)$ и неавтономным слагаемым в правой части $G(t)$

$$dY/dt = A(Y) + G(t) \quad (2)$$

после линеаризации относительно некоторого состояния $Y(0)$ (с заменой $A(Y)$ на произведение JY , где J – якобиан A) приводится к виду

$$dY/dt = JY + G(t). \quad (3)$$

Его формальное решение в квадратурах имеет вид

$$Y(t) = \exp[-J \cdot (t - t_0)] \cdot Y(0) + \int_{t_0}^t \exp[-J \cdot (t - \theta)] \cdot G(\theta) d\theta. \quad (4)$$

При этом временные масштабы отклика полностью определяются спектром якобиана J – набором его собственных чисел $\{\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n\}$, удовлетворяющих условию

$$Jy_j = \lambda_j y_j, \quad (5)$$

где y_j ($1 \leq j \leq n$) – собственные вектора. Если

$$\tau_j = 1 / \operatorname{Re} \lambda_j, \quad (6)$$

$$p_j = 2\pi / |\operatorname{Im} \lambda_j|, \quad (7)$$

то в (3) взаимодействие между различными временными масштабами имеет вид происходящего с временным масштабом τ_G смещения положения равновесия системы, происходящей с временным масштабом τ_j релаксации траектории к этому переменному во времени положению равновесия (или при отрицательном знаке τ_j нарастающему отклонению от него с тем же временным масштабом) и колебаниями с периодом p_j (в случае $\operatorname{Im} \lambda_j \neq 0$). В свою очередь, собственные векторы характеризуют распределение

отклика на внешнее воздействие по переменным состояниям системы.

В данной работе проводится анализ глобально осредненной модели климата с углеродным циклом вида

$$a_0 dq_a / dt = E - F_l - F_o, \quad (8)$$

$$dC_v / dt = F_p - F_{rv} - F_l, \quad (9)$$

$$dC_s / dt = F_l - F_{rs} - F_{hum}, \quad (10)$$

$$dC_h / dt = F_{hum} - F_{rh}, \quad (11)$$

$$F_l = F_p - F_{ra} - F_{rs} - F_{rh}, \quad (12)$$

$$F_o = B_o \Delta q_a - F_o \Delta T, \quad (13)$$

$$c d\Delta T / dt = I_S(T) - I_T(T, q_a). \quad (14)$$

Здесь переменными системы являются также запасы углерода в наземной растительности C_v , в негумифицированном резервуаре почвы C_s и в гумусе (очень медленном резервуаре почвы) C_h , концентрация углекислого газа в атмосфере q_a (в приближении хорошо перемешанного газа) и глобальная среднегодовая приповерхностная температура атмосферы T . Символами ΔX обозначены отклонения переменных X от начальных значений. В качестве воздействия на систему выступают внешние (в том числе антропогенные) эмиссии CO_2 в атмосферу. Неавтономным воздействием в такой системе являются внешние (например, антропогенные или геологические) эмиссии CO_2 в атмосферу с интенсивностью E . Обмен углеродом между резервуарами осуществляется потоками из-за фотосинтеза наземной растительности с интенсивностью F_p , автотрофного дыхания наземной растительности с интенсивностью F_{rv} , опада/отпада с интенсивностью F_l , разложения органики в негумифицированном и гумифицированном резервуарах почвы с интенсивностями F_{rs} и F_{rh} соответственно и гумификации с интенсивностью F_{hum} . В (14) $I_S(T)$ и $I_T(T, q_a)$ – перенос солнечной и тепловой радиации в атмосфере соответственно. Зависимость $I_S(T)$ связана с зависимостью альбедо от площади снежно-ледового покрова [13]. Зависимость $I_T(T, q_a)$ от температуры связана с законом Стефана-Больцмана для теплового излучения, а от q_a – с парниковым эффектом CO_2 . Параметр $a_0 = 2.12 \text{ ПгС/млн}^{-1}$ – для пересчета концентрации углекислого газа в атмосфере в соответствующую массу, c – эффективная теплоемкость Земной климатической системы (ЗКС) на единицу площади.

Для интенсивности поглощения CO_2 из атмосферы океаном F_o можно использовать динамические уравнения с переменными,

а не постоянными, как в (13), коэффициентами B_0 и Γ_0 [5, 6], но это приведет к увеличению размерности системы. Целью данной работы является анализ временных масштабов отклика наземного углеродного цикла и для простоты используется соотношение (13).

Для интенсивностей потоков в модели использовались следующие соотношения [5, 6, 8, 14]:

$$F_p = A_p g(q_a) f_p(\Delta T), \quad (15)$$

$$F_{rv} = A_{rv} C_v f_{rv}(\Delta T), \quad (16)$$

$$F_l = A_l C_v, \quad (17)$$

$$F_{rs} = A_{rs} C_s f_{rs}(\Delta T), \quad (18)$$

$$F_{rh} = A_{rh} C_h f_{rh}(\Delta T), \quad (19)$$

$$F_{hum} = A_{hum} C_s. \quad (20)$$

Здесь A_i (i – один из символов “p”, “rv”, “l”, “rs”, “rh”, “hum”) – коэффициенты, функции $f_i(\Delta T)$ имеют вид

$$f_i(\Delta T) = Q_{10,i}^{\Delta T/T_0}, \quad (21)$$

с коэффициентами $Q_{10,i}$, указывающими во сколько раз изменяется соответствующий поток при изменении температуры на $T_0 = 10$ К. Соотношения (21) эквивалентны соотношению Аррениуса (записаны в традиционном для биогеохимических задач виде). Функция $g(q_a)$ характеризует влияние содержания CO_2 в атмосфере на интенсивность фотосинтеза – так называемый эффект фертилизации [15]. Отсутствие запаса углерода в растительности в выражении (15) для интенсивности фотосинтеза соответствует приближению достаточно плотной наземной растительности. Вклад природных пожаров в динамику углеродного цикла в данной модели не учитывается.

Система (8)–(14) включает, наряду с уравнением сохранения энергии [13], уравнения сохранения массы углерода в ЗКС. Она подобна системе, использованной в [5, 6, 14], но расширена учетом гумификации органики почвы в соответствии с [16]. Для моделей наземного углеродного цикла используемая форма представления потоков между резервуарами (интенсивность потока пропорциональна запасу углерода в резервуаре-доноре) обеспечивает отрицательность действительных частей всех λ_j ($1 \leq j \leq n$) [17]. При этом система устойчива, а действительные части ее собственных чисел соответствуют временам релаксации к положению равновесия.

Линеаризация модели (8)–(21) проводилась относительно стационарного состояния, далее обозначаемого нижним индексом “*”. Значения запасов углерода в отдельных резервуарах для

положения равновесия и соответствующих потоков аналогичны использованным в [15]. Для определенности было принято, что $g(q_{a,*}) = 1$. В частности, уравнение для температуры (14) после линеаризации принимает вид

$$c \, d\Delta T / dt = R(q_a) - \Lambda \Delta T. \quad (22)$$

Здесь $R(q_a)$ – радиационное возмущающее воздействие углекислого газа, Λ – параметр климатической чувствительности, характеризующий вклад климатических обратных связей в изменение энергетического баланса ЗКС. В частности, параметр Λ учитывает изменения содержания водяного пара – основного парникового газа – в атмосфере при вариациях климата. Радиационное возмущающее воздействие при этом имеет вид [1]

$$R(q_a) = R_0 \ln [(q_a + q_{a,*}) / q_{a,*}] \quad (23)$$

с $R_0 = 5.4 \text{ Вт м}^{-2}$. После линеаризации оно имеет вид

$$R(q_a) = R_0 q_a / q_{a,*}. \quad (24)$$

Рассматриваемая в данной работе модель не учитывает явно гидрологический цикл и его влияния на углеродный цикл. Однако он учитывается неявно за счет выбора значений коэффициентов модели с учетом тесной связи между изменением температуры и осадков на междесятилетних и больших временных масштабах при глобальном осреднении обеих переменных [18, 19].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В данной работе рассматриваются 4 варианта приведенной в разделе 2 модели.

1. *Модель с двумя резервуарами (растительность и негумифицированная почва) в условиях неизменных климата и содержания CO_2 в атмосфере.*

Динамическое ядро такой модели состоит из уравнений (9) и (10) с $F_{hum} = 0$. Эта модель может рассматриваться как простейшая модель наземных экосистем в условиях доиндустриального климата. Для равновесных значений запасов углерода в растительности и почве, равных $C_{v,*} = 450\text{--}650 \text{ ПгС}$ и $C_{s,*} = 1500\text{--}2400 \text{ ПгС}$, соответственно, интенсивности фотосинтеза $93\text{--}125 \text{ гС/год}$ с примерно равными друг другу значениями интенсивностей автотрофного дыхания и опада. Это приводит к значениям коэффициентов $A_p = 93\text{--}125 \text{ ПгС/год}$, $A_{rv} = A_l = A_p / C_{v,*} = 0.07\text{--}0.14 \text{ год}^{-1}$, $A_{rs} = A_{rv} C_{v,*} / C_{s,*} = 0.05\text{--}0.06 \text{ год}^{-1}$.

Собственные числа для полученной системы уравнений определяются аналитически и равны $\lambda_1 = -(A_{rv} + A_l)$, $\lambda_2 = A_{rs}$. Им соответствуют временные

масштабы $\tau_1 = 3.5\text{--}7.0$ лет и $\tau_2 = 15\text{--}20$ лет. Для первого временного масштаба собственный вектор характеризуется двумя ненулевыми компонентами с $\Delta C_s / \Delta C_v = A_1 / [A_{rs} - (A_{rv} + A_1)]$. Для отмеченных интервалов значений коэффициентов A_{rs} , A_{rv} и A_1 отношение $\Delta C_s / \Delta C_v$ изменяется от -0.61 до -0.88 . Таким образом, на временном масштабе τ_1 изменения C_s и C_v сравнимы между собой по порядку величины, но имеют разные знаки. Для второго временного масштаба вариации связаны исключительно с резервуаром углерода почвы.

2. *Модель с тремя резервуарами (растительность и негумифицированная и гумифицированная почва) в условиях неизменных климата и содержания CO_2 в атмосфере.*

Динамическое ядро модели состоит из уравнений (9)–(11). Эта модель также может рассматриваться как модель наземных экосистем в условиях доиндустриального климата с учетом образования гумуса почвы. Для такой модели λ_1 не изменяется по сравнению с вариантом 1 модели, $\lambda_2 = A_{rs} - A_{hum}$, $\lambda_3 = A_{rh}$. Как следствие, τ_1 также не изменяется относительно варианта 1 модели. Согласно [16] $A_{hum} = (0.5\text{--}3) \cdot 10^{-2} \text{ год}^{-1}$, а $A_{rh} = (2\text{--}5) \cdot 10^{-4} \text{ год}^{-1}$. В этом случае λ_2 немного увеличивается по сравнению с вариантом 1 модели и соответствует временному масштабу 11–18 лет. Для третьего собственного числа временной масштаб равен 2–5 тыс. лет.

Для второго и третьего временного масштабов, подобно полученному для варианта 1 модели, в компонентах собственного вектора доминируют изменения запасов углерода в негумифицированном и гумифицированном резервуарах почвы, причем $(\Delta C_h / \Delta C_s)_{2,3} = A_{hum} / [A_{rh} - (A_{rs} + A_{hum})] = 0.09\text{--}0.33$.

3. *Замкнутый углеродный цикл (8–13), (15–21) с $\Delta T \equiv 0$ (i – один из символов “p”, “rv”, “l”, “rs”, “rh”, “hum”).*

Согласно [1], этот вариант модели соответствует биогеохимическому (т.е. без учета изменений климата) взаимодействию в земной системе. При этом

$$g(q_a) = g_1(q_a) / g_1(q_{a,*}), \quad (25)$$

где

$$g_1(q_a) = q_a / (q_a + q_{a,1/2}) \quad (26)$$

с $q_{a,1/2} = 150 \text{ млн}^{-1}$ [14]. Собственные числа и собственные вектора этой модели определялись численно с использованием функции `eigen` вычислительной системы R. (<https://cran.r-project>.

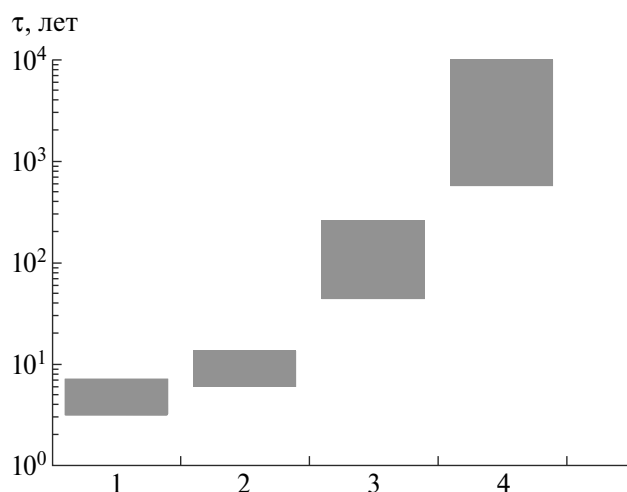


Рис. 1. Интервалы изменения временных масштабов отклика на внешнее воздействие для варианта 3 модели (в зависимости от значений ее параметров). По оси абсцисс указан номер собственного числа линеаризованного оператора эволюции для рассматриваемой модели.

org/web/packages/RcppEigen/index.html). Для такой системы одно из собственных чисел практически совпадает с наибольшим по модулю (т.е. соответствующим наиболее короткому временному масштабу) собственным числом для варианта 2. При этом оказалось, что λ_1 , τ_1 и u_1 практически не изменяются по сравнению с ранее рассмотренными вариантами модели (рис. 1). Соответственно, не изменяются и порядки величин λ_2 и u_2 . Вариации на этом временном масштабе связаны в основном с растительностью и относительно быстрым резервуаром углерода почвы. Учет обмена углеродом между океаном и атмосферой приводит к появлению временного масштаба $\tau_4 = 50\text{--}250$ лет, который уменьшается при увеличении значения коэффициента B_0 (см. [13]). Так же, как и в варианте 2 модели, выявляется временной масштаб τ_3 порядка нескольких тысяч лет, связанный с откликом содержания углерода в гумусе.

4. *Замкнутый и взаимодействующий с климатом углеродный цикл (8)–(14), (15)–(22), (24).*

Этот вариант можно рассматривать как глобально осредненную модель углеродного цикла, взаимодействующую с другими компонентами Земной климатической системы. При этом в (21) использовались значения $Q_{10,p} = 1.5$, $Q_{10,l} = Q_{10,hum} = 1$, $Q_{10,rv} = 2.15$, $Q_{10,rs} = Q_{10,rh} = 2.4$ [5, 6, 14, 16]. В этом варианте модели собственные числа, соответствующие им временные масштабы и собственные вектора существенно

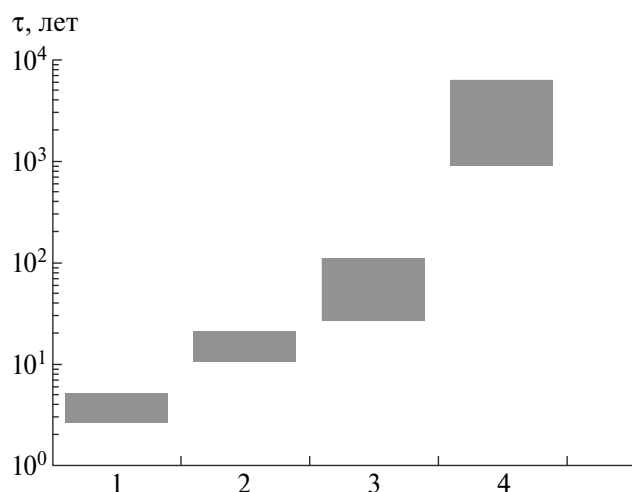


Рис. 2. Подобно рис. 1, но для варианта 4 модели.

не изменяются (рис. 2). Появляется временной масштаб порядка 10^6 лет, на котором основную роль играют вариации запаса углерода в гумусе. Он связан со взаимодействием медленной динамики запасов углерода в гумусе с другими резервуарами углеродного цикла.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

На основе проведенного анализа получены оценки временных масштабов отклика глобально осредненной модели климата с углеродным циклом на внешние воздействия. Использование при анализе спектра линеаризованного оператора эволюции соответствующей динамической системы позволяет обобщить полученные результаты для состояний Земной климатической системы далеких от положений равновесия системы (но для которых линеаризованная система адекватно воспроизводит динамику исходной системы хотя бы на качественном уровне).

Получено, что для всех вариантов системы устойчиво проявляются временные масштабы отклика около 4–6 лет (связанный с динамикой углерода в растительности) и в интервале 20–100 лет (связанный с динамикой углерода в негумифицированных резервуарах почвы). Устойчивое проявление таких масштабов свидетельствует, в частности, о возможности использования моделей деятельного слоя суши, не учитывающих гумификацию углерода в почве для анализа изменений наземного углеродного цикла на временных масштабах от лет до столетий. Отмеченные временные масштабы согласуются с полученными в [10, 11]. В частности, временной масштаб τ_1 в несколько лет близок

к полученному в [10, 11] для регионов распространения лесной растительности, где в процессах формирования запаса углерода и его оборота основную роль играет растительность. Временной масштаб τ_2 , равный нескольким десятилетиям, согласуется с полученным в [10, 11] для регионов распространения травяной (в том числе тундровой) растительности, где в процессах формирования запаса углерода и его оборота основную роль играет почва.

При учете эффекта гумификации в модели (вариант 2) выявляется временной масштаб отклика порядка тысячелетий. Для замкнутого углеродного цикла выявляется временной масштаб порядка 10^2 лет, который в модели характеризует совместные изменения в резервуарах атмосферы и океана. Формально этот общий резервуар можно разделить на атмосферную и океаническую составляющие (например, определив изменение запаса углерода в океане согласно $\Delta C_o = \int_0^t F_o dt$), но это не приведет к появлению нового временного масштаба отклика в рассматриваемой модели.

Следует отметить, что отклик линеаризованной модели на небольшие ее параметров или на изменение внешнего воздействия происходит плавно. Для нелинейных систем в решении возможно проявление не только собственных частот, но и других временных масштабов, а также качественное изменение поведения системы — так называемое формирование критических точек [20]. Однако, по опыту авторов, нелинейность системы (8–21), (23) является для этого недостаточно сильной, так что подобные резонансные явления и качественное изменение решений при изменении внешнего воздействия в ней не проявляются.

Следует отметить, что использованный в данной работе подход отличается высокой универсальностью и может быть использован для широкого круга задач.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту за замечания, высказанные к рукописи работы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Оценки временных масштабов и вклада отдельных резервуаров наземного углеродного цикла в общий отклик выполнены в рамках проекта Российского

научного фонда 21-17-00012. Оценка временных масштабов в земной системе для диагностики климатических причинно-следственных связей проводилась в рамках проекта РНФ 19-17-00240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte, et al. (eds.). Cambridge Univ. Press., 2021.
2. Eliseev A. V., Demchenko P. F., Arzhanov M. M., et al. Transient hysteresis of near-surface permafrost response to external forcing // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. № 5–6. P. 1203–1215.
3. Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Аржанов М.М., Мохов И.И. Гистерезис зависимости площади приповерхностной вечной мерзлоты от глобальной температуры // *ДАН.* 2012. Т. 444. № 4. С. 444–447.
4. Kim S.-K., Shin J., An S.-I., et al. Widespread irreversible changes in surface temperature and precipitation in response to CO₂ forcing // *Nature Clim. Change.* 2022. V. 12. № 9. P. 834–840.
5. Мuryшев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И., Тимажев А.В. Взаимное запаздывание между изменениями температуры и содержания углекислого газа в атмосфере в простой совместной модели климата и углеродного цикла // *ДАН.* 2015. Т. 463. № 6. С. 708–712.
6. Muryshhev K. E., Eliseev A. V., Mokhov I. I., Timazhev A. V. Lead-lag relationships between global 650 mean temperature and the atmospheric CO₂ content in dependence of the type and time scale of the forcing // *Glob. Planet. Change.* 2017. V. 148. P. 29–41.
7. Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // *Вестник РАН.* 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.
8. Kwon O., Schnoor J. L. Simple global carbon model: The atmosphere-terrestrial biosphere-ocean interaction // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 1994. V. 8. № 3. P. 295–305.
9. Friend A., Lucht W., Rademacher T., et al. Carbon residence time dominates uncertainty in terrestrial vegetation responses to future climate and atmospheric CO₂ // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2013. V. 111. № 9. P. 3280–3285.
10. Carvalhais N., Forkel M., Khomik M., et al. Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems // *Nature.* 2014. V. 514. № 7521. P. 213–217.
11. Koven C. D., Chambers J. Q., Georgiou K., et al. Controls on terrestrial carbon feedbacks by productivity versus turnover in the CMIP5 Earth System Models // *Biogeosciences.* 2015. V. 12. № 17. P. 5211–5228.
12. Wu D., Piao S., Zhu D., et al. Accelerated terrestrial ecosystem carbon turnover and its drivers // *Global Change Biology.* 2020. V. 26. № 9. P. 5052–5062.
13. Будыко М.И. О происхождении ледниковых эпох // *Метеорология и гидрология.* 1968. № 11. С. 3–12.
14. Eliseev A. V., Mokhov I. I. Carbon cycle-climate feedback sensitivity to parameter changes of a zero-dimensional terrestrial carbon cycle scheme in a climate model of intermediate complexity // *Theor. Appl. Climatol.* 2007. V. 89. № 1–2. P. 9–24.
15. Елисеев А.В. Глобальный цикл CO₂: основные процессы и взаимодействие с климатом // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2017. Т. 4. С. 9–31.
16. Zaehle S., Sitch S., Smith B., Hatterman F. Effects of parameter uncertainties on the modeling of terrestrial biosphere dynamics // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 2005. V. 19. № 3. GB3020
17. Lasaga A. C. The kinetic treatment of geochemical cycles // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. № 6. P. 815–828.
18. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. СПб: Гидрометеоздат, 271 с.
19. Held I. M., Soden B. J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming // *J. Climate.* 2006. V. 19. № 21. P. 5686–5699.
20. Елисеев А.В. Линейные и нелинейные аспекты отклика климата на внешние воздействия // *Известия высших учебных заведений. Радиофизика.* 2023. Т. 66. № 2. С. 87–103.

GLOBAL CARBON CYCLE RESPONSE TO EXTERNAL FORCING

K. D. Savina^a, A. V. Eliseev^{a, b, c, #}, Academician of the RAS I. I. Mokhov^{a, b, d}

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

^b*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

^c*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

^d*Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru*

The characteristic temporal scales of response of the globally averaged climate model with the carbon cycle to external influences with the analysis of the spectrum of the linearized evolution operator of the corresponding dynamical system are evaluated. The model exhibits response time scales of about 4–6 years (related to the carbon dynamics in vegetation) and in the range of 20–100 years (related to the carbon dynamics in non-humified soil reservoirs). When taking into account the effect of humification in the model reveals the time scale of the response, which is on the order of several millennia. For the closed carbon cycle, a time scale of 10^2 years is revealed, which characterizes the joint changes in the atmospheric and ocean reservoirs. At high universality of the proposed approach it can be used for a wide range of tasks.

Keywords: conceptual climate model, global carbon cycle, time scales, eigen decomposition

УДК 551.511

БАЙЕСОВЫ ОЦЕНКИ ПЛОЩАДИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЕВРАЗИИ В XXI ВЕКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАСЧЕТОВ С АНСАМБЛЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ CMIP6

© 2024 г. М. М. Аржанов^{1,*}, академик РАН И. И. Мохов^{1,2}, М. Р. Парфенова¹

Поступило 28.08.2023 г.

После доработки 22.09.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

На основе результатов расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей CMIP6 получены количественные оценки изменений площади снежного покрова в Евразии в XXI в. при сценариях SSP2-4.5 и SSP5-8.5 антропогенных воздействий с использованием байесова подхода. При этом вклад (вес) моделей в общие ансамблевые оценки определялся степенью воспроизведения многолетнего среднего тренда и межгодовой изменчивости площади снежного покрова в Евразии по спутниковым данным. Наибольшие межмодельные различия оценок, увеличивающиеся для летних и осенних месяцев, связаны с описанием трендовой составляющей и межгодовой изменчивости (дисперсии) площади снежного покрова Евразии, а также при равновзвешенном осреднении. Показано, что при использовании байесовых весов неопределенность оценок площади снежного покрова может быть уменьшена вдвое по сравнению с ансамблевым средним при равных весах моделей. Полученные ансамблевые оценки площади снежного покрова с использованием комбинированных байесовых весов превышают соответствующие оценки при равновзвешенном осреднении.

Ключевые слова: площадь снежного покрова, глобальные климатические модели, спутниковые данные, байесово осреднение

DOI: 10.31857/S2686739724010198

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров оказывает значительное влияние на свойства земной поверхности, а также с учетом обратных связей на формирование региональных и глобальных климатических режимов на временных масштабах от нескольких месяцев до миллионов лет [1–4]. Диапазон внутригодовых вариаций площади снежного покрова на Земле существенно больше, чем для морских льдов. Уменьшение альбедо поверхности в связи с уменьшением площади снежного покрова приводит к увеличению поглощения солнечной радиации в климатической системе с усилением положительной обратной связи. Изменения характеристик снежного покрова, в том числе высоты и продолжительности залегания, также влияют на термический и гидрологический режимы на поверхности и для деятельного слоя суши [5, 6].

Результаты расчетов с климатическими моделями и данные наблюдений показывают отрицательные тренды площади снежного покрова в Северном полушарии в конце XX – начале XXI вв., которые могут достигать $-50 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ и более [7, 8]. Анализ среднемесячных спутниковых данных NOAA CDR (Climate Data Records) (<https://climate.rutgers.edu/snowcover/>, <https://www.ncdc.noaa.gov/>) [9], данных реанализа ERA5 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) [10] и результатов расчетов с глобальными климатическими моделями международного проекта CMIP6 (<https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>) выявил сезонные особенности изменения площади снежного покрова при изменениях приповерхностной температуры. Так, по данным спутниковых наблюдений и результатам расчетов, для большинства месяцев получены статистически значимые отрицательные значения параметра температурной чувствительности площади снежного покрова [11, 12]. При этом для площади снежного покрова в Евразии в октябре и ноябре по спутниковым данным CDR для последних десятилетий отмечена положительная величина параметра температурной чувствительности [11, 13],

¹Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: arzhanov@ifaran.ru

не выявленная по расчетам с глобальными климатическими моделями [12, 14]. Также отмечается, что модельные оценки как современных, так и прогнозируемых в будущем изменений характеристик снежного покрова демонстрируют значительный разброс [12, 14, 15]. Неопределенность этих оценок может быть связана как с естественной климатической изменчивостью, так и с выбором сценария антропогенных воздействий, а также с особенностями описания физических процессов в численных схемах климатических моделей. Анализ изменений площади снежного покрова в зависимости от изменений приповерхностной температуры для конца XX – начала XXI вв. на основе результатов расчетов с глобальными климатическими моделями показал, что средние по ансамблю моделей оценки могут быть значительно меньше по абсолютной величине, чем полученные на основе спутниковых данных наблюдений и для отдельных моделей [12]. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости использования ансамблевых модельных оценок с учетом индивидуальных особенностей моделей, чтобы уменьшить влияние менее реалистичных членов ансамбля. В частности, взаимно некоррелированные компоненты межмодельных вариаций могут быть исключены при использовании байесова подхода с учетом индивидуальных весов моделей [16–19].

В данной работе представлены оценки изменений площади снежного покрова в Евразии на

основе расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей при разных сценариях антропогенных воздействий в XXI в. с использованием байесова осреднения в сопоставлении со спутниковыми данными.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

Анализировались результаты расчетов с глобальными климатическими моделями международного проекта CMIP6 (<https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>) (табл. 1) при сценарии “historical”, а также при сценариях с умеренными (SSP2-4.5) и более агрессивными (SSP5-8.5) антропогенными воздействиями для трех периодов: 2000–2019 гг., 2041–2060 гг. и 2081–2100 гг. Средние для ансамбля моделей значения площади снежного покрова определялись двумя способами: с присвоением всем моделям одинакового веса $W^{(k)} = W_0 = 1/N$, где N – количество моделей в ансамбле (арифметическое межмодельное среднее), $k = 1, N$ – номер модели и с вычислением индивидуальных весов в зависимости от того, насколько хорошо модель воспроизводит эталонные данные D – спутниковые данные наблюдений (байесов подход) [17–19]: $E(S|D) = \sum_k S^{(k)} W^{(k)}$, где $S^{(k)}$ – значение площади снежного покрова для модели с номером k . Для байесовых средних рассчитывалось межмодельное стандартное отклонение $\sigma(S|D) = \{\sum_k [(\sigma^{(k)})^2 + (S^{(k)})^2] W^{(k)} - E(S|D)^2\}^{1/2}$, где $\sigma^{(k)}$ – межгодовое среднеквадратическое отклонение площади $S^{(k)}$.

Таблица 1. Глобальные климатические модели ансамбля CMIP6, результаты расчетов с которыми использовались в данной работе.

Номер	Модель	Пространственное разрешение (количество ячеек по долготе и по широте)
1	BCC-CSM2-MR	T106 (320 x 160)
2	CanESM5	T42 (128 x 64)
3	CMCC-ESM2	(288 x 192)
4	CNRM-ESM2-1	T85 (256 x 128)
5	EC-Earth3-Veg-LR	TL159(320 x 160)
6	FGOALS-f3-L	(360 x 180)
7	FGOALS-g3	(180 x 80)
8	IPSL-CM6A-LR	(144 x 142)
9	MIROC6	T85 (256 x 128)
10	MPI-ESM1-2-HR	T127(384 x 192)
11	MPI-ESM1-2-LR	T63 (192 x 96)
12	MRI-ESM2-0	T106 (320 x 160)
13	NorESM2-LM	(144 x 96)
14	NorESM2-MM	(288 x 192)
15	TaiESM1	(288 x 192)
16	UKESM1-0-LL	(192 x 144)

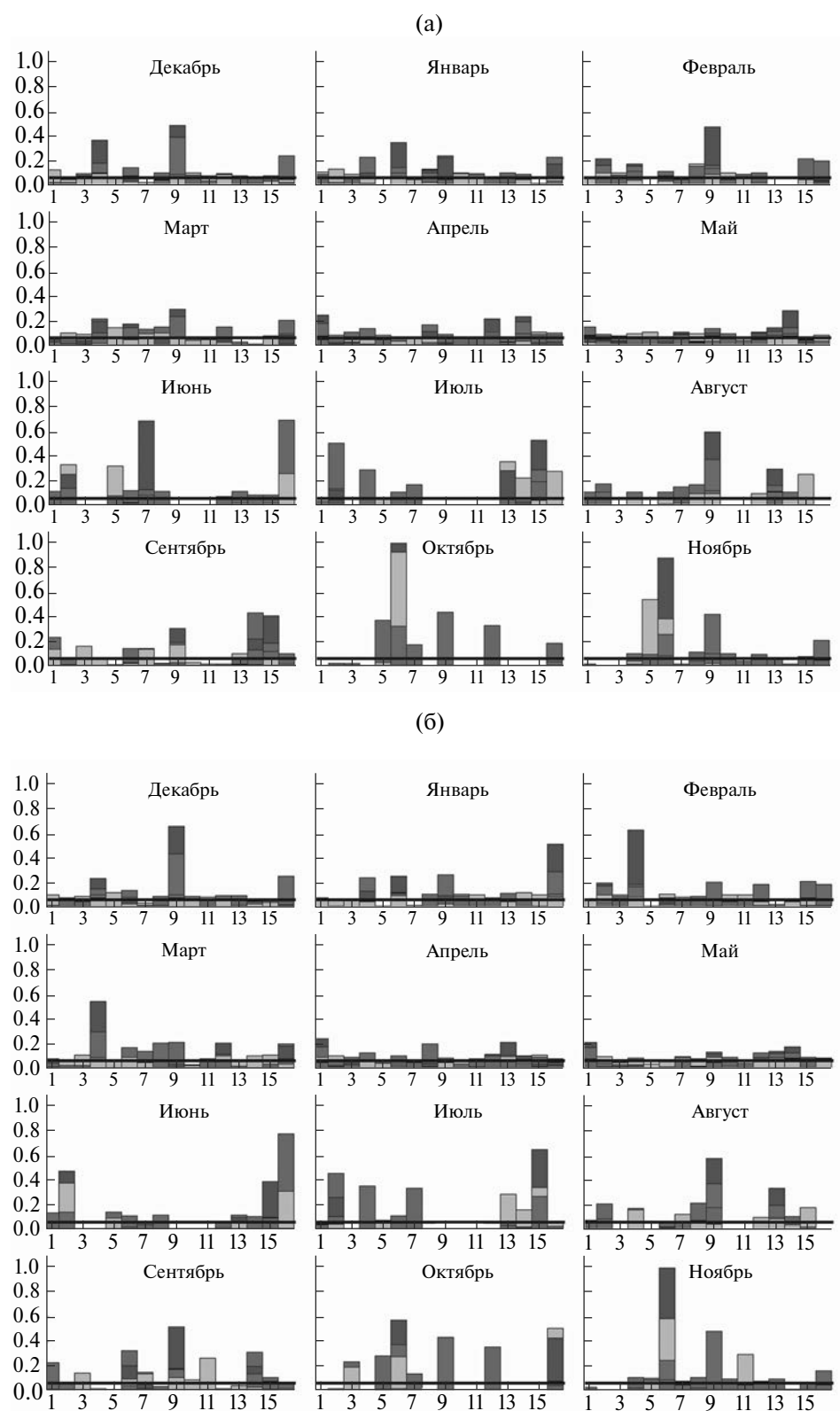


Рис. 1. Нормированные байесовы веса моделей ансамбля CMIP6 (номера моделей см. табл. 1): W_1 (красный), W_2 (оранжевый), W_3 (зеленый) и W_4 (синий) для площади снежного покрова в Евразии в 2000–2019 гг. при сценариях “historical” и SSP2-4.5 (а) и “historical” и SSP5-8.5 (б). Горизонтальная линия соответствует весу $W_0 = 1/N$, N – количество моделей в ансамбле.

Для определения соответствующих байесовых весов использовались результаты модельных расчетов для периода 2000–2014 гг. в соответствии со сценарием “historical”, для 2015–2019 гг. — при сценариях SSP2-4.5 и SSP5-8.5. В качестве эталонных данных для площади снежного покрова Евразии использовались среднемесячные спутниковые данные CDR (<https://climate.rutgers.edu/snowcover/>) для периода 2000–2019 гг. Для каждой модели вес определялся функцией правдоподобия при сравнении с эталонными данными [17]. Функция правдоподобия считалась нормально распределенной с соответствующим средним и среднеквадратическим отклонением [17, 18]. Качество моделей характеризовалось байесовыми весами W_i ($i = 1, 4$) — для среднего многолетнего значения (W_1), линейного тренда (W_2) и среднеквадратического отклонения для межгодовой изменчивости (W_3) площади снежного покрова Евразии, а также их произведением ($W_4 = W_1 W_2 W_3$), характеризующим общее качество воспроизведения площади снежного покрова в модельных расчетах. Для каждого веса W_i рассчитывалась нормированная информационная энтропия, характеризующая общую согласованность ансамбля моделей (максимальное значение, равное 1, соответствует наибольшей взаимной согласованности моделей) [19]: $H_i = -(\sum_k W_i^{(k)} \log_2 W_i^{(k)}) / \log_2 N$, $i = 1, 4$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 представлены нормированные байесовы веса моделей, определенные по степени соответствия спутниковым данным CDR для площади снежного покрова в Евразии для периода 2000–2019 гг. при сценариях SSP2-4.5 и SSP5-8.5. Для зимнего и весеннего сезонов распределение весов, характеризующих трендовую составляющую (W_2) и межгодовую изменчивость (W_3) площади снежного покрова, более однородно по сравнению с весом, характеризующим многолетнее среднее (W_1) при обоих сценариях, и близко по абсолютной величине к весу W_0 . Для этих сезонов максимальные значения энтропии для веса W_2 составляют 0.95 в апреле и декабре при сценарии SSP2-4.5 и 0.96 в мае при сценарии SSP5-8.5. Для веса W_3 максимальные значения энтропии составляют 0.98 в мае и 0.96 в апреле при сценариях SSP2-4.5 и SSP5-8.5 соответственно. Для летних и осенних месяцев распределение модельных весов W_2 и W_3 более неоднородное по сравнению с зимним и весенним сезонами. Минимальные значения информационной энтропии получены в летний сезон для июня и составляют для весов W_2 и W_3 соответственно 0.50 и 0.55 при сценарии SSP2-4.5 и 0.36 и 0.27 при

сценарии SSP5-8.5. Распределение веса W_1 наиболее однородно в весенний сезон, наибольшее значение энтропии для этого веса составляет 0.83 и получено для мая при обоих сценариях. Для комбинированного веса W_4 значения нормированной информационной энтропии максимальны в весенние месяцы и составляют 0.78 в мае при сценарии SSP2-4.5 и в апреле при SSP5-8.5.

Согласно полученным результатам, для 2 моделей выявлены большие по сравнению с остальными значения комбинированного веса W_4 , характеризующего общее качество воспроизведения среднего режима площади снежного покрова Евразии и ее изменений: FGOALS-f3-L и MIROC6. Модели с относительно низким пространственным разрешением (IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-LR, NorESM2-LM) в целом характеризуются относительно малыми байесовыми весами. Подобный вывод согласуется с результатами, полученными в [18]. В [18] при анализе ансамблевых модельных расчетов отмечено отсутствие значимого влияния модельного разрешения на качество воспроизведения составляющих гидрологического цикла, в том числе осадков и стока. Это может быть связано с относительно слабыми трендами и значительной межгодовой изменчивостью анализируемых переменных. В частности, согласно [20], для режимов приповерхностной температуры с существенным трендом неопределенность оценок может уменьшаться с увеличением пространственного разрешения моделей.

С использованием полученных весов для разных моделей проанализировано влияние критерия отбора моделей внутри ансамбля на результаты осреднения. Согласно спутниковым данным, площадь снежного покрова в Евразии максимальна в январе и составляет 30.1 ± 1.1 млн км² для периода 2000–2019 гг. Оценки площади снежного покрова, полученные с использованием веса W_1 (и с комбинированным весом W_4), наиболее близки к полученным на основе спутниковых данных для начала XXI в. и составляют для января 29.5 ± 1.6 млн км² (29.4 ± 1.6 млн км²) при сценарии SSP2-4.5 и 29.5 ± 1.5 млн км² (29.4 ± 1.3 млн км²) при сценарии SSP5-8.5. Полученные оценки площади снежного покрова и внутриансамблевые среднеквадратические отклонения (СКО) для всех месяцев для начала, середины и конца XXI в., а также оценки площади по спутниковым данным для начала XXI в. приведены в табл. 2 и табл. 3. Площадь снежного покрова в Евразии в XXI в., рассчитанная с использованием весов W_2 и W_3 близка к ансамблевому среднему с весом W_0 . Эти оценки более низкие по сравнению с полученными

по данным наблюдений, в частности, для января ансамблевое среднее для начала XXI в. при использовании W_0 составляет 26.9 ± 4.5 млн км² при сценарии SSP2-4.5 и 26.8 ± 4.4 млн км² при сценарии SSP5-8.5 в начале XXI в. Для летних месяцев модельные оценки площади с учетом весов W_0 , W_2 и W_3 превышают полученные по данным наблюдений значения, а оценки с учетом веса W_1 и комбинированного веса W_4 близки к данным наблюдений. Так, в начале XXI в. для июля значение площади, оцененной с учетом весов W_1 и W_4 одинаково и составляет 0.4 ± 0.2 млн км² при обоих сценариях, что согласуется с данными наблюдений 0.3 ± 0.2 млн км² (табл. 2). Более низкие модельные ансамблевые средние значения площади снежного покрова в 1970–2014 гг. для Евразии, а также

для Северной Америки по сравнению с данными наблюдений в периоды с октября по декабрь и с января по март для моделей проекта CMIP5 получены также в [8]. При этом в [8] отмечается улучшение качества воспроизведения наблюдаемых значений площади снежного покрова в Северном полушарии в осенний и зимний сезоны по результатам расчетов с моделями проекта CMIP6.

Для всех месяцев получены значимые на уровне 0.05 отрицательные значения тренда площади снежного покрова в Евразии в XXI в. при обоих сценариях. Тренд площади снежного покрова в Евразии в XXI в. максимален по абсолютной величине осенью и составляет при сценарии SSP2-4.5 — 42×10^3 км² год⁻¹ при учете веса

Таблица 2. Средние значения и внутриансамблевые среднеквадратические отклонения значений площади снежного покрова S (млн км²) в Евразии для периода 2000–2019 гг. по расчетам с моделями ансамбля CMIP6 при сценариях SSP2-4.5 (верхняя строка) и SSP5-8.5 (нижняя строка) и байесовом осреднении с весами W_1 , W_2 , W_3 и комбинированным весом W_4 , а также с равными весами W_0 в сопоставлении с соответствующими средними значениями и среднеквадратическими отклонениями в межгодовой изменчивости по спутниковым данным CDR для разных месяцев.

Месяц	Данные CDR	W_0	W_1	W_2	W_3	W_4
январь	30.1 ± 1.1	26.9 ± 4.5	29.5 ± 1.6	25.8 ± 4.4	25.2 ± 4.1	29.4 ± 1.6
		26.8 ± 4.4	29.5 ± 1.5	25.2 ± 4.3	26.0 ± 4.0	29.4 ± 1.3
февраль	28.8 ± 1.5	26.5 ± 4.3	28.5 ± 1.3	25.8 ± 3.9	25.8 ± 3.9	29.0 ± 1.4
		26.4 ± 4.3	28.4 ± 1.3	25.0 ± 4.1	25.7 ± 3.5	28.6 ± 1.5
март	24.2 ± 1.5	23.4 ± 4.2	24.5 ± 1.4	24.6 ± 5.1	24.0 ± 3.0	24.9 ± 1.6
		23.3 ± 4.2	24.4 ± 1.4	22.9 ± 4.1	23.8 ± 3.2	24.6 ± 1.6
апрель	16.6 ± 1.0	17.1 ± 3.9	16.7 ± 1.7	17.9 ± 4.1	17.2 ± 3.8	17.1 ± 1.6
		17.0 ± 3.9	16.7 ± 1.8	16.7 ± 3.6	17.1 ± 4.0	16.6 ± 1.8
май	8.9 ± 1.0	9.1 ± 3.5	8.9 ± 1.4	10.0 ± 4.0	8.9 ± 3.7	8.7 ± 1.4
		9.0 ± 3.6	8.7 ± 1.5	9.2 ± 2.9	8.6 ± 3.3	8.6 ± 1.4
июнь	2.5 ± 1.0	2.8 ± 2.6	2.6 ± 0.6	6.4 ± 4.0	5.8 ± 2.4	2.8 ± 0.6
		2.8 ± 2.7	2.6 ± 0.6	4.6 ± 3.1	6.8 ± 2.5	2.7 ± 0.8
июль	0.3 ± 0.2	0.7 ± 0.8	0.4 ± 0.2	0.9 ± 0.8	0.5 ± 0.2	0.4 ± 0.2
		0.7 ± 0.9	0.4 ± 0.2	0.8 ± 0.9	0.5 ± 0.2	0.4 ± 0.2
август	0.2 ± 0.1	0.5 ± 0.8	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.5	0.5 ± 0.4	0.1 ± 0.1
		0.5 ± 0.8	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.4	0.5 ± 0.5	0.1 ± 0.1
сентябрь	1.6 ± 0.6	2.1 ± 2.4	1.5 ± 0.5	1.4 ± 1.2	2.1 ± 2.0	1.4 ± 0.5
		2.1 ± 2.4	1.5 ± 0.5	1.4 ± 1.2	2.1 ± 1.6	1.7 ± 0.6
октябрь	11.3 ± 1.6	9.3 ± 4.0	11.2 ± 1.3	11.5 ± 2.3	14.5 ± 6.3	11.3 ± 1.1
		9.3 ± 4.0	11.1 ± 1.3	12.3 ± 3.8	12.0 ± 6.6	12.7 ± 2.5
ноябрь	21.2 ± 1.3	17.8 ± 4.6	20.9 ± 1.7	25.7 ± 5.6	18.6 ± 5.3	20.1 ± 1.3
		17.7 ± 4.6	20.6 ± 1.6	18.1 ± 5.8	18.3 ± 5.4	20.0 ± 1.2
декабрь	27.4 ± 1.1	23.9 ± 4.7	27.1 ± 1.5	23.4 ± 5.2	23.1 ± 3.5	26.8 ± 1.4
		23.8 ± 4.7	27.1 ± 1.5	24.1 ± 5.9	23.0 ± 3.8	27.0 ± 1.3

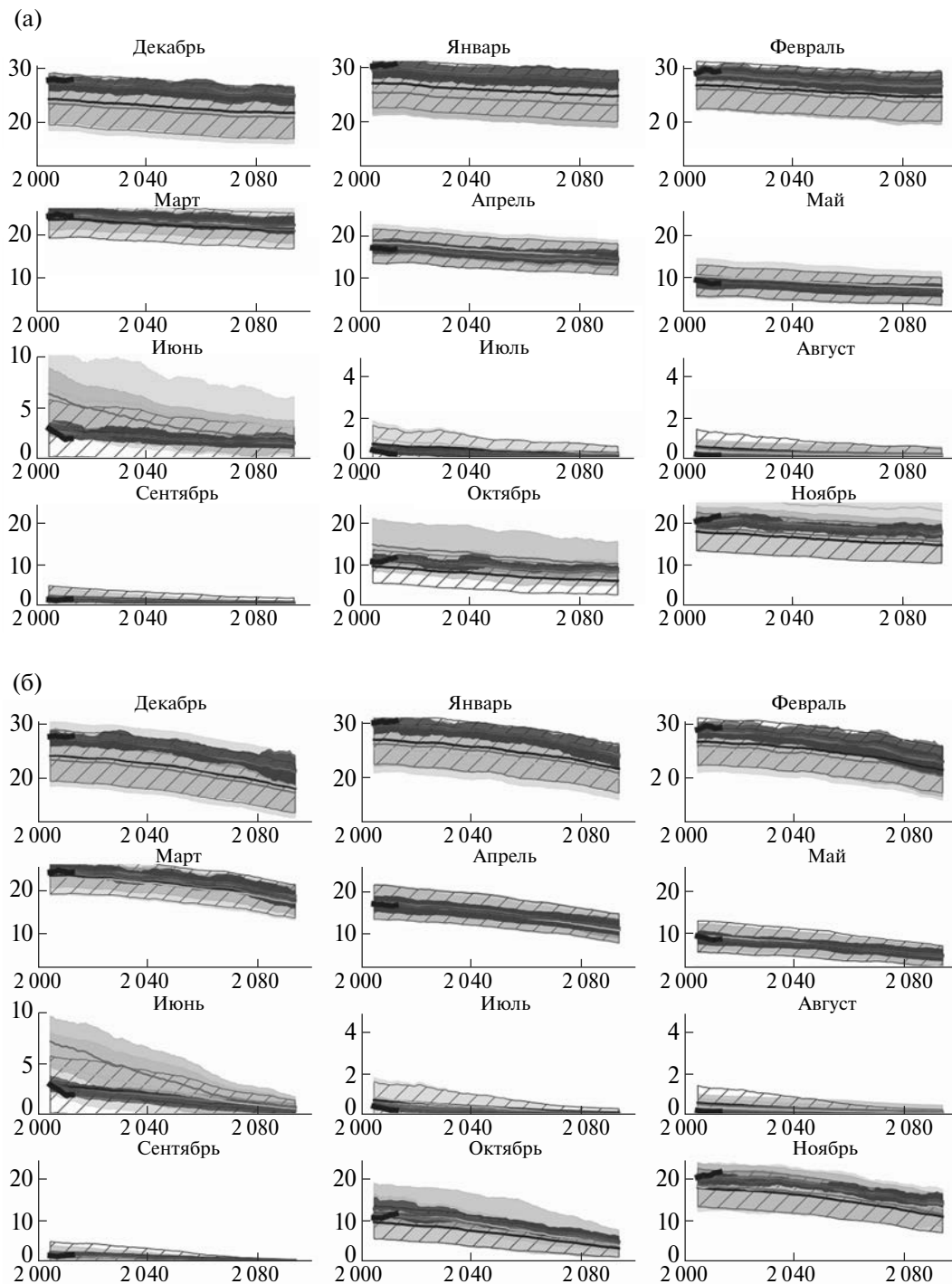


Рис. 2. Изменения площади снежного покрова (млн км²) в Евразии (скользящие 11-летние средние) для разных месяцев по расчетам с ансамблем климатических моделей и соответствующие внутриансамблевые СКО площади снежного покрова (млн км²) в Евразии в XXI в. для разных месяцев, полученные при сценариях SSP2-4.5 (а) и SSP5-8.5 (б) с использованием разных байесовых весов: W_1 (красный), W_2 (оранжевый), W_3 (зеленый), W_4 (синий), а также равновзвешенные с весом W_0 (черный, штриховка) в сопоставлении со спутниковыми данными CDR (жирная черная кривая).

Таблица 3. Средние значения и внутриансамблевые среднеквадратические отклонения значений площади снежного покрова (млн км²) в Евразии для 2041–2060 гг. и 2081–2100 гг. по расчетам с моделями ансамбля CMIP6 при сценариях SSP2-4.5 (верхняя строка) и SSP5-8.5 (нижняя строка) и байесовом осреднении с весами W_1 , W_2 , W_3 и комбинированным весом W_4 , а также с равными весами W_0 для разных месяцев.

2041–2060 гг.					
Месяц	W_0	W_1	W_2	W_3	W_4
январь	25.5±4.5	28.4±1.6	24.3±4.3	23.9±3.9	28.2±1.7
	25.1±4.6	28.1±1.5	23.5±4.4	24.4±4.0	28.0±1.5
февраль	25.4±4.3	27.1±1.7	24.6±3.9	24.5±3.9	27.7±1.8
	24.9±4.3	26.8±1.8	23.5±4.1	24.0±3.6	27.2±2.1
март	21.9±4.0	23.1±1.6	23.0±5.1	22.5±2.9	23.3±1.7
	21.4±4.0	22.5±1.6	21.0±4.1	21.7±3.1	22.7±1.8
апрель	15.4±3.6	15.0±1.5	16.0±4.0	15.5±3.6	15.4±1.5
	14.9±3.6	14.5±1.5	14.4±3.4	14.9±3.8	14.4±1.6
май	7.7±3.4	7.5±1.4	8.6±4.0	7.7±3.6	7.5±1.3
	7.2±3.2	7.0±1.2	7.2±2.6	6.9±2.9	7.0±1.2
июнь	2.0±2.1	1.9±0.6	4.3±3.6	3.0±2.1	2.0±0.6
	1.7±2.0	1.6±0.6	2.3±2.4	3.1±2.6	1.3±0.6
июль	0.4±0.5	0.2±0.1	0.5±0.5	0.2±0.2	0.2±0.1
	0.3±0.5	0.2±0.1	0.3±0.5	0.2±0.1	0.1±0.1
август	0.3±0.5	0.1±0.1	0.2±0.4	0.3±0.4	0.0±0.1
	0.2±0.4	0.1±0.1	0.2±0.3	0.3±0.4	0.0±0.0
сентябрь	1.3±1.7	0.9±0.5	0.8±0.8	1.1±1.1	0.7±0.4
	1.0±1.4	0.7±0.5	0.7±0.7	1.0±0.7	0.9±0.4
октябрь	7.4±3.8	9.4±1.5	10.4±2.3	12.1±6.3	10.4±1.3
	6.7±3.6	8.6±1.2	8.4±2.6	9.1±6.3	9.2±1.3
ноябрь	16.1±4.5	19.2±1.6	24.2±5.5	17.0±5.2	18.8±1.2
	15.4±4.5	18.3±1.6	16.4±5.6	16.3±5.3	18.1±1.0
декабрь	22.4±4.8	25.9±1.6	21.9±5.3	21.6±3.7	25.9±1.6
	21.9±4.7	25.4±1.5	22.3±6.0	21.2±3.7	25.4±1.4
2081–2100 гг.					
январь	24.6±4.7	27.7±1.6	23.3±4.4	23.0±4.1	27.5±1.7
	21.9±4.5	24.5±2.3	20.3±4.1	21.2±3.7	24.1±2.2
февраль	24.4±4.5	26.3±1.9	23.6±4.1	23.5±4.1	27.0±2.1
	21.7±4.3	23.0±2.6	20.3±4.1	20.5±3.7	23.2±2.9
март	20.8±4.1	22.0±1.8	21.9±5.2	20.9±3.0	22.1±1.9
	17.8±3.9	18.9±2.4	17.5±4.0	17.7±3.1	18.5±2.3
апрель	14.2±3.6	13.8±1.8	14.7±4.0	14.4±3.5	14.5±1.7
	11.4±3.4	11.1±2.0	10.9±3.1	11.5±3.5	11.6±1.9
май	6.7±3.1	6.7±1.4	7.5±3.7	6.7±3.3	6.8±1.4
	4.7±2.6	4.9±1.4	4.7±2.3	4.6±2.4	5.0±1.3
июнь	6.7±3.1	6.7±1.4	7.5±3.7	6.7±3.3	6.8±1.4
	4.7±2.6	4.9±1.4	4.7±2.3	4.6±2.4	5.0±1.3

Окончание таблицы 3

2081–2100 гг.					
Месяц	W_0	W_1	W_2	W_3	W_4
июль	0.3 ± 0.3	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.3	0.2 ± 0.1	0.1 ± 0.1
	0.1 ± 0.2	0.1 ± 0.1	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.0 ± 0.0
август	0.2 ± 0.3	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.3	0.2 ± 0.3	0.0 ± 0.0
	0.1 ± 0.2	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.2	0.2 ± 0.3	0.0 ± 0.0
сентябрь	0.8 ± 1.1	0.6 ± 0.4	0.5 ± 0.6	0.6 ± 0.7	0.4 ± 0.3
	0.3 ± 0.3	0.2 ± 0.3	0.2 ± 0.3	0.3 ± 0.3	0.2 ± 0.3
октябрь	6.1 ± 3.4	8.3 ± 1.3	9.0 ± 1.9	10.1 ± 5.5	9.0 ± 0.9
	3.5 ± 2.3	5.0 ± 1.5	4.4 ± 2.0	4.7 ± 3.8	5.4 ± 1.4
ноябрь	14.8 ± 4.4	17.8 ± 2.0	23.3 ± 5.4	15.7 ± 5.1	18.2 ± 1.5
	11.2 ± 4.0	14.0 ± 2.2	13.1 ± 4.7	11.9 ± 4.7	14.7 ± 1.8
декабрь	21.4 ± 4.7	24.8 ± 1.7	21.0 ± 5.2	20.6 ± 3.6	24.6 ± 1.8
	18.2 ± 4.6	21.3 ± 2.5	18.5 ± 5.8	17.4 ± 3.6	21.5 ± 2.6

W_0 и $-53 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ при учете веса W_3 в октябре. При сценарии SSP5–8.5 значения тренда составляют $-80 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ при учете веса W_0 в ноябре и $-101 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ при учете веса W_2 в октябре. Тренд площади снежного покрова Евразии, оцененной с учетом комбинированного веса W_4 , максимален по абсолютной величине в апреле ($-34 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$) при сценарии SSP2–4.5 и в октябре ($-91 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$) при сценарии SSP5–8.5. Наименьшие значения тренда площади получены для летнего сезона при расчете с байесовыми весами и при равновзвешенном осреднении. Полученные оценки тренда для августа при сценарии SSP2–4.5 составляют $-4 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ и $1 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ при учете весов W_0 и W_4 , соответственно. При сценарии SSP5–8.5 значения тренда для августа составляют $-6 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ и $-2 \times 10^3 \text{ км}^2 \text{ год}^{-1}$ при учете весов W_0 и W_4 соответственно.

Наиболее существенное относительное уменьшение площади снежного покрова в Евразии к концу XXI в. относительно 2000–2019 гг. получено для летнего и осеннего сезонов. При сценариях SSP2–4.5 (SSP5–8.5) к концу XXI в. уменьшение площади составляет 60% (86%) в августе и сентябре при равновзвешенном осреднении и достигает 100% в августе при оценках при учете веса W_1 и комбинированного веса W_4 , когда по результатам расчетов с моделями снежный покров в Евразии полностью исчезает при обоих сценариях. Результаты согласуются с оценками 50–89% для периода с июля по сентябрь, полученными в [8]. В зимний сезон относительное уменьшение

площади снежного покрова в Евразии при обоих сценариях максимально в декабре и составляет 10% при учете веса W_0 и 8% при учете веса W_1 и комбинированного веса W_4 при сценарии SSP2–4.5, увеличиваясь до 24% при учете веса W_0 и 20% при учете веса W_1 и комбинированного веса W_4 при сценарии SSP5–8.5.

При учете весов W_1 и W_4 получены наименьшие значения внутриансамблевого среднеквадратического отклонения площади снежного покрова в Евразии в зимний и весенний сезоны по сравнению с оценками с учетом весов W_2 и W_3 , а также с учетом веса W_0 . Для зимних сезонов в 2000–2019 гг. внутриансамблевого СКО при байесовом осреднении с весом W_1 составляет 1.3–1.6 млн км^2 в зависимости от сценария. Это сопоставимо с интервалом межгодовой изменчивости площади снежного покрова в Евразии по данным наблюдений (1.1–1.5 млн км^2) для этого периода (табл. 2). В летние месяцы внутриансамблевые байесовы СКО площади снежного покрова в Евразии, рассчитанной с использованием веса W_1 и комбинированного веса W_4 , также меньше соответствующих СКО при осреднении с весом W_0 . Для октября и ноября в начале XXI в. по спутниковым данным на фоне общего сокращения площади снежного покрова в Евразии было отмечено увеличение площади, которое не проявляется по расчетам с климатическими моделями проекта CMIP6 (рис. 2) при рассматриваемых сценариях, а также с моделями проекта CMIP5 [8] (см. также [11, 12, 15]). В середине XXI в. значения СКО при учете веса W_1 (и комбинированного веса W_4)

примерно одинаковы для всех месяцев при обоих сценариях. В конце XXI в. для зимних месяцев межмодельный разброс увеличивается, при сценарии SSP5–8.5 при учете весов W_1 и W_4 СКО почти в полтора раза превышает соответствующие значения при сценарии SSP2–4.5.

Согласно полученным результатам, при использовании байесова осреднения с учетом весов W_1 и W_4 неопределенность оценок площади снежного покрова в Евразии может быть уменьшена почти вдвое по сравнению с равновзвешенным ансамблевым средним. При обоих сценариях SSP2–4.5 и SSP5–8.5 в случае использования байесова осреднения наибольшие межмодельные различия связаны с учетом трендовой составляющей и межгодовой изменчивости площади снежного покрова Евразии. При учете комбинированного веса W_4 максимальное значение площади снежного покрова в Евразии в январе может уменьшиться к концу XXI в. относительно его начала на 1.9 млн км² при сценарии SSP2–4.5 и на 5.3 млн км² при SSP5–8.5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ количественных оценок площади снежного покрова в Евразии и ее изменений по расчетам с ансамблем глобальных климатических моделей в рамках международного проекта CMIP6 в сопоставлении со спутниковыми данными CDR для периода 2000–2019 гг. с использованием байесова подхода. Учитывалась степень воспроизведения в модельных расчетах многолетнего среднего, трендовой составляющей и межгодовой изменчивости площади снежного покрова в Евразии. На основе результатов расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей CMIP6 получены количественные оценки изменений площади снежного покрова в Евразии в XXI в. при сценариях антропогенных воздействий SSP2–4.5 и SSP5–8.5. Наибольшие межмодельные различия оценок, увеличивающиеся для летних и осенних месяцев, связаны с воспроизведением трендовой составляющей и межгодовой изменчивости (дисперсии) площади снежного покрова Евразии, а также при равновзвешенном осреднении. Получено, что при использовании байесовых весов неопределенность оценок площади снежного покрова может быть уменьшена вдвое по сравнению с ансамблевым средним при равных весах моделей. Полученные ансамблевые оценки площади снежного покрова с использованием комбинированных байесовых весов превышают соответствующие оценки при равновзвешенном осреднении.

Наибольшие межмодельные различия оценок, увеличивающиеся в летние и осенние месяцы получены при учете трендовой составляющей и межгодовой изменчивости площади снежного покрова Евразии, а также при равновзвешенном осреднении. Получено, что модели с более низким пространственным разрешением в целом характеризуются относительно малыми байесовыми весами. Оценки информационной энтропии свидетельствуют о более высокой согласованности модельных расчетов в воспроизведении средних значений, трендовой составляющей и межгодовой изменчивости площади снежного покрова в Евразии в весенний период. Получено, что при использовании байесова осреднения ансамблевые модельные оценки площади снежного покрова Евразии при сценариях SSP2–4.5 и SSP5–8.5 выше соответствующих оценок при равновзвешенном осреднении. При этом неопределенность оценок площади снежного покрова может быть уменьшена почти вдвое по сравнению с рассчитанной для равновзвешенного ансамблевого среднего. Согласно полученным результатам, максимальное значение площади снежного покрова в Евразии в январе к концу XXI в. относительно его начала уменьшится на 1.8 млн км² при сценарии SSP2–4.5 и на 4 млн км² при SSP5–8.5. В летние месяцы относительное уменьшение площади снежного покрова к концу XXI в. максимально и составляет 60–86% в зависимости от сценария при равновзвешенном осреднении, а в августе может достигать 100% при оценках с байесовыми весами.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках проекта РНФ 19-17-00240 с использованием результатов, полученных в рамках соглашения № 075-15-2021-577 Министерства науки и высшего образования РФ с ИФА им. А.М. Обухова РАН. Статистический анализ данных был проведен в рамках проекта РНФ № 23-47-00104.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
2. Мохов И. И. Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 271 с.
3. Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 351 с.

4. Barry R., Gan T.Y. The global cryosphere: past, present and future. Cambridge Univ. Press, New York, NY. 2011. 472 p.
5. Мохов И.И. Гидрологические аномалии и тенденции изменения в бассейне реки Амур в условиях глобального потепления // ДАН. 2014. Т. 455. № 5. С. 585–588.
6. McCrystall M.R., Stroeve J., Serreze M., Forbes B.C., Screen J. New climate models reveal faster and larger increases in Arctic precipitation than previously projected. // Nat Commun. 2021. V. 12. P. 6765–6777.
7. Bormann K.J., Brown R.D., Derksen C., Painter T.H. Estimating snow-cover trends from space // Nature Clim Change. 2018. V. 8. P. 924–928.
8. Zhu X., Lee S.-Y., Wen X., Wei Z., Ji Z., Zheng Z., Dong W. Historical evolution and future trend of Northern Hemisphere snow cover in CMIP5 and CMIP6 models // Environ. Res. Lett. 2021. V. 16. P. 065013.
9. Robinson D.A., Estilow T.W., and NOAA CDR Program. NOAA Climate Data Record (CDR) of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), Version 1. NOAA National Centers for Environmental Information. 2012. doi: 10.7289/V5N014G9.
10. Hersbach H., Bell D., Berrisford P., Hirahara S., Horanyi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janiskova M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // Q. J.R. Meteorol. Soc. 2020. V. 146A (730). P. 1999–2049.
11. Мохов И.И., Парфенова М.Р. Связь площади снежного покрова и морских льдов с температурными изменениями в Северном полушарии по данным для последних десятилетий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 4. С. 411–423.
12. Парфенова М.Р., Аржанов М.М., Мохов И.И. Изменения площади снежного покрова в Евразии в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP6 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 3. С. 299–308.
13. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8. № 2. P. 1–7.
14. Santolaria-Otin M., Zolina O. Evaluation of snow cover and snow water equivalent in the continental Arctic in CMIP5 models // Clim. Dyn. 2020. V. 55. P. 2993–3016.
15. Mudryk L.R., Kushner P.J., Derksen C., Thackeray C. Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. P. 919–926.
16. Елизеев А.В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.
17. Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I. A global climate model based, Bayesian climate projection for northern extra-tropical land areas // Global and Planetary Change. 2012. V. 57–65. P. 57–65.
18. Лунавский А.С., Елизеев А.В., Мохов И.И. Байесовы оценки изменения стока Амура и Селенги в XXI веке по результатам ансамблевых модельных расчетов CMIP6 // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 64–82.
19. Парфенова М.Р., Елизеев А.В., Мохов И.И. Изменения периода навигации на Северном морском пути в 21 веке: Байесовы оценки по расчетам с ансамблем климатических моделей // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 118–125.
20. Lehner F., Deser C., Maher N., Marotzke J., Fischer E.M., Brunner L., Knutti R., Hawkins E. Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6 // Earth Syst. Dyn. 2020. V. 11. № 2. P. 491–508.

BAYESIAN ESTIMATES OF SNOW COVER AREA IN EURASIA IN THE 21ST CENTURY BASED ON THE RESULTS OF CALCULATIONS WITH THE CMIP6 ENSEMBLE OF CLIMATE MODELS

M. M. Arzhanov^{a, #}, Academician of the RAS I. I. Mokhov^{a, b}, M. R. Parfenova^a

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: arzhanov@ifaran.ru*

Based on the results of calculations with the ensemble of global climate models CMIP6, quantitative estimates of changes in the area of snow cover in Eurasia in the 21st century were obtained under scenarios SSP2-4.5 and SSP5-8.5 of anthropogenic impacts using the Bayesian averaging. The contribution (weight) of the models to the overall ensemble estimates was determined by accuracy of reproduction of the long-term average, trend, and interannual variability of the snow cover area in Eurasia by satellite data. The largest inter-model variations in estimates, the most significant of which were calculated for the summer and autumn months, are associated with the description of the trend component and interannual variability of the snow cover area of Eurasia, as well as with equally weighted averaging. It is shown that when using Bayesian weights, the uncertainty of snow cover area estimates can be halved compared to the ensemble average with equal model weights. The obtained ensemble estimates of the snow cover area using combined Bayesian weights exceed the corresponding estimates for equally weighted averaging.

Keywords: snow cover area, global climate models, satellite data, Bayesian averaging

УДК 551.89

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОГОРНЫХ ОЗЕР АРИДНОЙ ЗОНЫ РУССКОГО АЛТАЯ (МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ – ГОЛОЦЕН)

© 2024 г. А. Р. Агатова^{1,2,*}, Р. К. Непоп^{1,2}, А. А. Щетников^{3,4}, М. А. Крайнов^{3,4},
Е. В. Иванов⁴, И. А. Филинов^{3,4}, П. Динг^{5,6}, академик КАН Я. Шу^{5,6}

Поступило 07.07.2023 г.

После доработки 27.09.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Бурение донных отложений трех озер Богутинской впадины позволило получить осадочные разрезы мощностью до 4.71 м и возрастом до ~24 тыс. лет. Это самая высокогорная (2390–2470 м н.у.м.) и продолжительная осадочная летопись для сопредельных районов Алтая, Тувы и Монголии: она отражает ход природных процессов в наиболее высокой и аридной части Русского Алтая с последнего ледникового максимума до наших дней. Уже на первом этапе исследований для моренно-подпрудного озера Верхние Богуты определен резервуарный эффект – 290 лет для современности и 1.2 и 1.3 тыс. лет для рубежей ~5.7 и ~9.6 тыс. лет соответственно; с использованием комплекса аналитических методов выделена и датирована седиментологическая зона перехода от позднеплейстоценовой ледниково-озерной глины к голоценовому биогенно-терригенному илу – 16–13 тыс. л.н.; установлены масштабы ледников в МИС-2 и позднем дриасе, а также время формирования термокарстовых озер в пределах верхнего конечно-моренного комплекса – не позднее 8.7 тыс. л.н.; подтверждено освоение древесной растительностью ныне безлесной Богутинской впадины в первой трети голоцена.

Ключевые слова: озерные осадки, глубинно-возрастные модели, пресноводный резервуарный эффект, аналитические методы, последний ледниковый максимум, голоцен, Русский Алтай

DOI: 10.31857/S2686739724010201

ВВЕДЕНИЕ

Донные отложения озер являются одним из наиболее полных и детальных архивов изменений природной среды и климата. Комплексный анализ озерных осадков в высокогорных впадинах и ледниковых долинах наиболее высокой (до 3500–4200 м н.у.м.) и аридной юго-восточной части Русского Алтая может дать

информацию о климате этой части Алтайского внутриконтинентального поднятия в конце позднего плейстоцена и голоцене, масштабах оледенения в эпоху последнего ледникового максимума, перестройке гидрографической сети и эволюции растительности в постледниковый период. Реконструкции ландшафтно-климатических изменений, происходящих здесь с конца позднего плейстоцена, актуальны с учетом большого вклада, который вносят ледники этого района в питание верховьев Оби, одной из крупнейших рек планеты, и климатообразующей роли Алтая – орографического барьера на пути внутриконтинентальных влагонесущих атмосферных потоков.

Для комплексного изучения осадочных архивов ЮВ Алтая исследователями ИГМ СО РАН, ИЗК СО РАН и ИГХ СО РАН в июле 2018 г. были пробурены отложения трех озер в Богутинской впадине. В результате удалось получить уникальные летописи ландшафтно-климатических изменений длительностью до 24 тыс. лет – наибольшей не только для всей территории Алтая,

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

²Уральский Федеральный Университет им. Б.Н. Ельцина,
Екатеринбург, Россия

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

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского
отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

⁵Лаборатория изотопной геохимии, Институт геохимии
Китайской Академии Наук, Гуанчжоу, Китай

⁶Центр изучения глубинного строения Земли
Китайской академии наук, Гуанчжоу, Китай

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

но и для прилегающих районов Тувы и Монголии. Кроме того, опробованные озера — наиболее высокорасположенные из всех изученных до сих пор в этом горном регионе. В данной работе представлены глубинно-возрастные модели осадконакопления, литологическое описание и пилотные результаты аналитических исследований донных отложений. Уже первый этап исследований позволил сделать ряд важных палеогеографических выводов.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ЗАДАЧИ БУРЕНИЯ

Малая (25×13 км) высокогорная (2200–2570 м н.у.м.) Богутинская впадина — восточное продолжение крупнейшей на Алтае Чуйской межгорной впадины — полностью перекрыта моренным чехлом с бугристо-западинным рельефом. Вдоль долины р. Богуты протягивается ряд конечно-боковых моренных комплексов

(рис. 1); еще более молодые морены расположены в долинах истоков, Левых и Правых Богутов, и притока Ористы. Последними сформировались морены в карах граничащего с впадиной хребта Чихачева. Современное оледенение верховьев бассейна р. Богуты минимально (<0.2 км² в 2011 г. [1]). Исходя из разных палеогляциологических концепций возраст древних морен в Богутинской впадине оценивают весьма по-разному: от среднего плейстоцена до позднего дриаса [2–4]. Разброс от начала МИС-3 до конца МИС-2 ¹⁰Ве-дат валунов на поверхности боковых валов двух нижних моренных комплексов — 50.5–15.6 и 52.5–14.0 тыс. л.н. [5], не позволяет опираться на них в хронологических реконструкциях.

С окончанием последнего ледникового максимума во впадине происходит трансформация гидросети, активное развитие склоновых процессов, почвообразование, климатообусловленная смена растительных сообществ [6–9]. В ходе

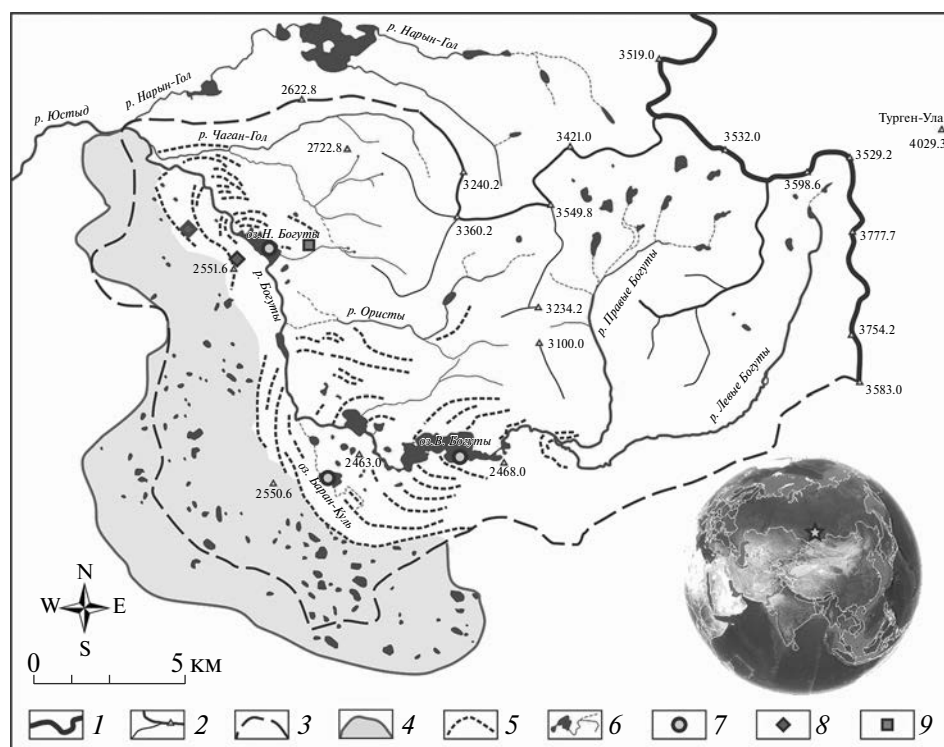


Рис. 1. Богутинская высокогорная впадина, ЮВ Алтай, и исследуемые озера. 1 — главный гребень хребта Чихачева; 2 — отроги и отметки высот (м н.у.м.); 3 — граница бассейна р. Богуты; 4 — моренный чехол с бугристо-западинным рельефом; 5 — валы конечно-боковых морен; 6 — гидросеть; 7 — исследуемые озера; 8 — места отбора образцов на ¹⁰Ве-датирование [5]; 9 — разрез постледниковых отложений с ¹⁴С-возрастом 14 тыс. лет [6–9].

сокращения ледников в самой впадине и хребте Чихачева возникло большое количество озер разного генезиса [9]. Впадина безлесна, однако ^{14}C -даты погребенных лесных почв, древесных углей и фрагментов древесной растительности в постледниковых отложениях указывают на ее произрастание здесь уже 14 тыс. л.н. и вплоть до 7.4 тыс. л.н. [6–10].

Геолого-геоморфологические исследования 2011–2018 гг. и 32 ^{14}C -даты постледниковых отложений впадины позволили установить, что морены на высоте 2500 м н.у.м. в районе оз. Нижние Богуты древнее 14 тыс. л.н., то есть допозднедриасовые, а ледники, формировавшиеся в МИС-2, к этому временному рубежу уже значительно отступили; моренно-подпрудные озера возникли ранее 10 тыс.л.н. и намного превышали современные по размерам; обводненность термокарстовых котловин не была постоянной во второй половине голоцена [6, 9]. Тем не менее остаются неизвестными возраст моренного покрова и комплексов конечно-боковых морен во впадине, время возникновения моренно-подпрудных и термокарстовых озер. Какая растительность существовала в высокогорной Богутинской впадине в максимум последнего оледенения, как она развивалась по мере таяния ледников, как менялся климат и состав растительных сообществ в голоцене?

Для решения этих и многих других вопросов было проведено бурение донных отложений трех озер Богутинской впадины: двух крупнейших моренно-подпрудных, Нижних и Верхних

Богутов, сформировавшихся в пределах соответственно нижнего и верхнего комплексов конечно-боковых морен, и наиболее крупного из термокарстовых, названного нами Баран-Кулем, расположенного в пределах верхнего моренного комплекса (рис. 1). Эти озера выбраны как потенциально наиболее долгоживущие и хранящие наиболее полную летопись природных событий и при этом относящиеся к разным лимногляциальным комплексам впадины.

МЕТОДЫ

Для бурения выбирались удаленные от берегов точки на участках с субгоризонтальной поверхностью дна либо точки с наибольшей глубиной водоема (рис. 2). Осадки озер Нижние Богуты и Баран-Куль отбирались гравитационным керноотборником UWITEC (Австрия). На оз. Верхние Богуты две скважины пробурены кернаотборным устройством ударно-канатного типа с использованием поршневого бура на базе плавучей платформы UWITEC. Во второй скважине каждый из лотов закладывали со сдвигом по глубине относительно лотов первой скважины для получения по возможности непрерывной осадочной записи. Из верхней части разреза в обеих точках дополнительно отобрали по одному лоту гравитационным керноотборником.

$\text{AMS } ^{14}\text{C}$ -датирование донных отложений по общему органическому веществу (ОВ), а также включений наземной растительности для оценки пресноводного резервуарного эффекта

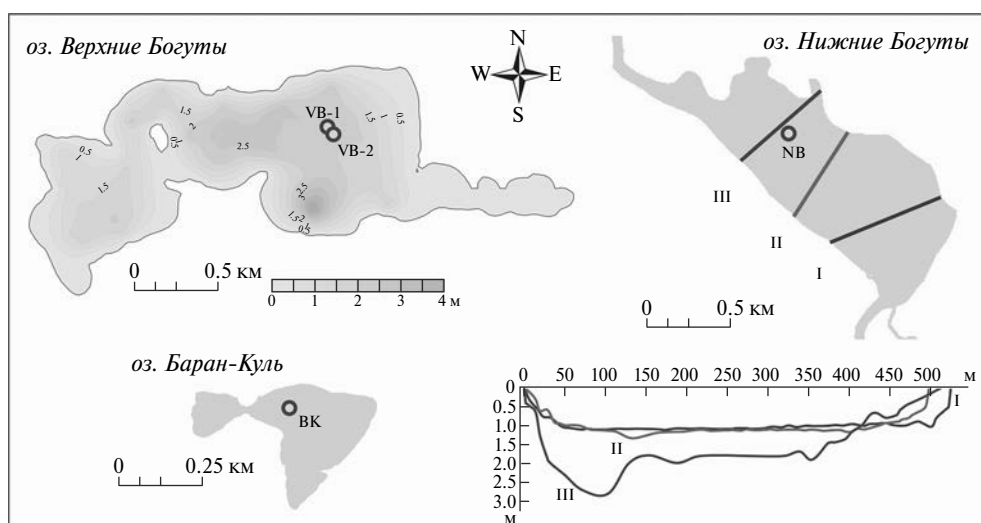


Рис. 2. Исследуемые озера Богутинской впадины и положение точек бурения.

(ПРЭ) проведено в Институте геохимии Китайской Академии Наук (GZ) и ЦКП “УМС НГУ-ННЦ” (GV), химическая подготовка образцов GV – в ИАЭТ СО РАН. Всего получены 32 даты (17 – GZ и 15 – GV): 27 – для оз. Верхние Богуты, 4 – для оз. Баран-Куль, 1 – из основания керна отложений оз. Нижние Богуты. В тексте ^{14}C -даты приведены калиброванными (2 σ) в программе CALIB Rev 8.2 (<http://calib.org>). Глубинно-возрастные модели строили в пакете Bacon 2.2 [11].

Литологическая документация включала определение структурно-текстурных характеристик отложений и выделение литологических границ. Соотношение компонентов осадка и морфология зерен установлены с помощью микроскопа. В органической части осадка фиксировали наличие, концентрацию, размеры и форму створок диатомовых водорослей.

В кернах VB-1 и VB-2 определяли влажность осадка, в отложениях всех трех озер – магнитную восприимчивость (МВ), содержание ОВ, гранулометрический состав (для образцов из озер Верхние Богуты и Баран-Куль на лазерном анализаторе размера частиц Fritsch Analysette 22 Compact, из оз. Нижние Богуты – Fritsch Analysette 22).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оз. Верхние Богуты (2468 м н.у.м., 2.13 км², максимальная глубина 4 м) имеет сложную форму с изрезанной береговой линией. В прошлом озеро было крупнее: на склонах котловины сохранился палеоуровень ~2475 м [9].

Бурение. Скважины VB-1 (49°42'16.35" с.ш. 89°32'2.46" в.д., глубина 2.5 м) и VB-2 (49°42'17.02" с.ш. 89°32'0.65" в.д., глубина 2.5 м) пробурены на расстоянии 40 м друг от друга (рис. 2), в каждой отобрано три лота (рис. 3). Полную мощность озерного осадка установить не удалось: вследствие значительного увеличения плотности глин в подошве разреза бурение было остановлено. В скв. VB-1 получили осадок с максимальной глубины – 4.71 м, однако в лоте 3 из-за свайного эффекта верхние 56 см осадка не поступили в керноприемник. При бурении скв. VB-2 третьим лотом удалось отобрать осадок полностью до глубины 4.25 м, в том числе в интервале, отвечающем утраченной части разреза скв. VB-1. Выход керна составил 84% для скв. VB-1 и 89% – для VB-2. В целом из 4.71 м разреза отложений оз. Верхние Богуты, вскрытого двумя скважинами, не охарактеризованы керном 15 см (в интервале 3.30–3.45 м), а с учетом

загрязнения осадка в результате обвального шламообразования при бурении – до 36 см. Отбор дополнительных кернов из верхней части разреза позволил получить перекрытие со вторым лотом в скв. VB-1. При увязке керна по глубине учитывались литологические границы и изменения по разрезу аналитических характеристик осадка (рис. 3). Далее по тексту глубины приводятся с учетом увязки.

Для построения глубинно-возрастных моделей осадконакопления в оз. Верхние Богуты задействованы 17 ^{14}C -дат для скв. VB-1 и 7 дат – для VB-2 (рис. 4). Разрез общей мощностью 4.71 м представляет собой осадочную летопись за последние 24 тыс. лет – с максимума последнего оледенения. Тренд постепенного повышения возраста с увеличением глубины в керне позволяет предполагать практически непрерывное осадконакопление за исследуемый период. В обоих кернах средняя рассчитанная скорость осадконакопления оставалась относительно равномерной для всего разреза – 0.20–0.21 мм/год. Согласно моделям, современный ПРЭ в оз. Верхние Богуты составляет ~290 лет. Датирование фрагментов наземной растительности – веточки *Salix* (1.26 м, VB-1) и семени *Larix* (2.34 м, VB-2) – и общего ОВ в осадке на этих же глубинах позволило оценить ПРЭ для рубежей ~5.7 и ~9.6 тыс.л.н.: ~1.2 и 1.3 тыс. лет.

Литологические характеристики осадка схожи в обеих скважинах. В разрезе три основные части – биогенно-терригенный ил, ледниково-озерная глина и зона перехода между ними. До глубины 3.14 м в керне VB-1 и 3.09 м в керне VB-2 осадок представлен биогенно-терригенным илом с диатомовой составляющей. Доля ОВ весьма значительна. Диатомеи – крупные пеннаты и циклические формы высокой степени сохранности. Текстуры осадка в кернах VB-1 и VB-2 проявлены с глубин 0.45 и 0.33 м соответственно и представлены неяснослоистой, массивной и слоистой (рис. 3), их последовательность одинакова в обоих кернах. Текстуры обусловлены степенью равномерности и четкости проявления прослоев, обогащенных гидротроилитом и пелитовой составляющей. Доля и размерность створок диатомовых в этих прослоях снижаются. В интервале 3.14–3.30 м в керне VB-1 и 3.09–3.17 м в керне VB-2 биогенно-терригенный ил сменяется алевроитистой глиной. В VB-1 присутствует весьма тонкая (<5 мкм) и слабо окатанная минеральная часть, редкие створки диатомовых – мелкого размера. В керне VB-2 неяснослоистая текстура осадка на этом

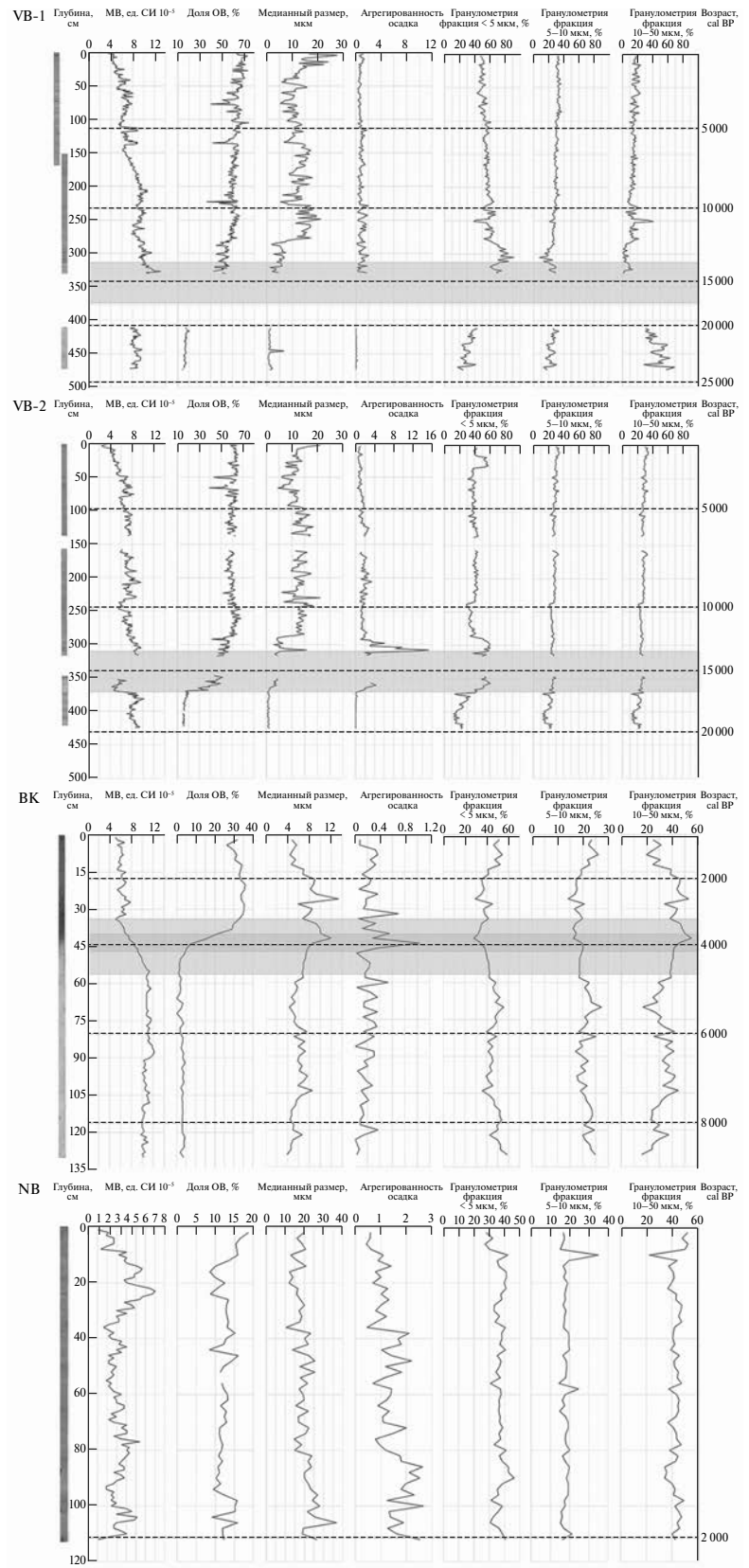


Рис. 3. Характеристики донных отложений озер Верхние Богуты (скв. VB-1 и VB-2), Баран-Куль (BK) и Нижние Богуты (NB), полученные разными методами. Цветом показаны зоны литологического перехода, обсуждаемые в тексте.

участке обусловлена слабым изменением оттенков слоев за счет вариаций концентрации диатомей, доля створок которых значительно снижается к середине интервала. К сожалению, 15 см отложений сводного разреза, включающие нижнюю часть зоны перехода и кровлю нижележащей толщи, отобрать в ходе бурения не удалось. Нижняя часть разреза на интервале 3.45–4.71 м представлена алевритистой глиной, насыщенной более крупным алевритом. В керне VB-1 (4.07–4.71 м) текстура неопределима из-за возникшего при отборе уплотнения. В керне VB-2 неяснослоистая текстура осадка обусловлена неравномерными прослоями, обогащенными алевритом и гидротроилитом. На глубине 3.71–3.74 м слой мелкого и среднего алеврита служит границей между обводненной и уплотненной частью осадка. К этой границе привязаны и резкие скачки значений всех аналитических характеристик осадка (рис. 3). Уплотненная часть осадка в керне VB-2 (3.74–4.25 см) обогащена крупным алевритом разной степени окатанности; здесь фиксируются параболические деформации прослоев – признак начальной стадии действия свайного эффекта.

Значения *MB* в кернах VB-1 и VB-2 меняются в диапазоне $4\text{--}10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что говорит о малом содержании магнитных минералов в осадке. Ее постепенный рост в первых лотах обеих скважин может свидетельствовать о гравитационном уплотнении осадка. На интервале 3.71–3.74 м в керне VB-2 (лот 3) *MB* скачкообразно увеличивается, маркируя границу этапов с резко различными условиями осадконакопления.

Гранулометрический состав отложений в керне VB-1 слабо меняется вплоть до глубины 2.80 м. В интервале 2.80–3.14 м возрастает содержание пелитовой фракции, но резко падает *содержание ОВ* (с 15 до 5%). На интервале 4.07–4.71 м (лот 3) гранулометрический состав заметно отличается, и в основании скважины содержание крупной фракции и медианный размер зерна достигают максимума. В керне VB-2 отмечены аналогичные изменения за исключением пика (до 15) в степени агрегированности осадка в интервале 2.98–3.10 м.

Оз. Баран-Куль (2455 м н.у.м., 0.18 км², максимальная глубина 2.0 м) расположено во внутренней части верхнего конечно-моренного комплекса. Озеро заполняет две самостоятельные соединенные протокой термокарстовые западины и имеет сток в другое термокарстовое озеро, соединяющееся временным водотоком с р. Богуты. В периоды большего увлажнения Баран-Куль принимает притоки из нескольких цепочек небольших термокарстовых озер. На склонах

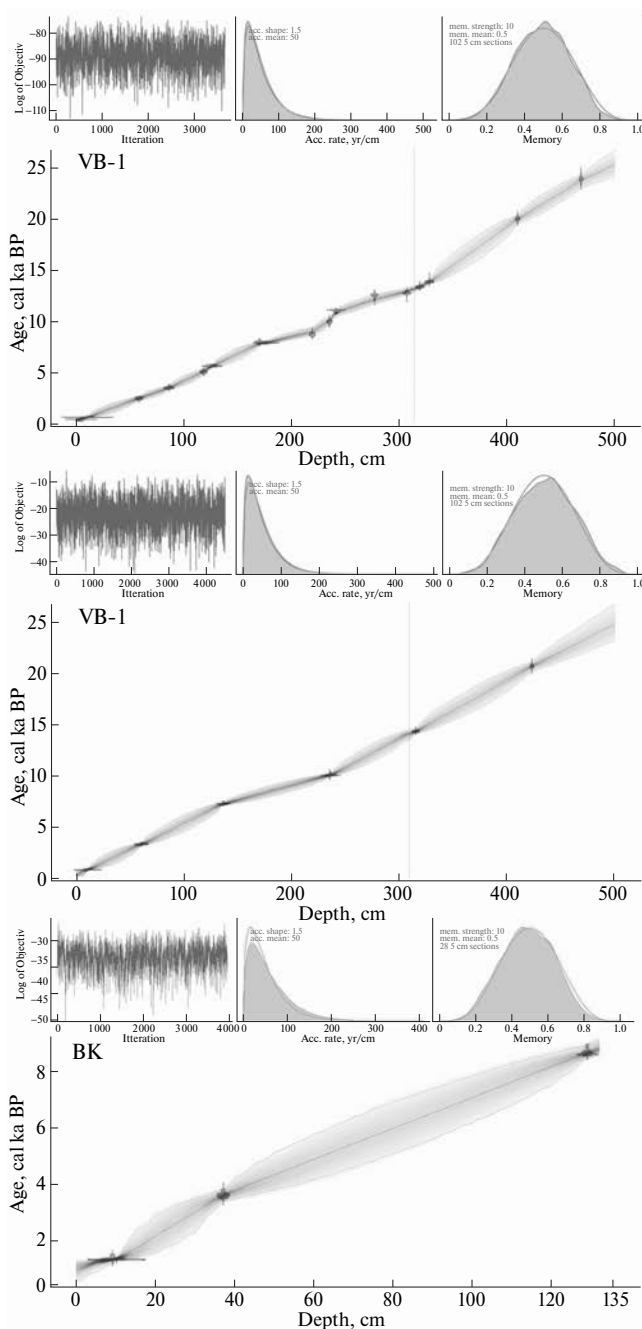


Рис. 4. Глубинно-возрастные модели осадконакопления в озерах Верхние Богуты (скв. VB-1 и VB-2) и Баран-Куль (БК).

котловины сохранился палеоуровень 2460 м. Длина керна ВК в точке бурения (49°41'47.68" с.ш. 89°28'37.12" в.д.) – 1.31 м, ниже залегают крупнообломочные моренные отложения.

Предварительная *глубинно-возрастная модель* осадконакопления построена по четырем ¹⁴C-датам (рис. 4), она показывает формирование

осадка со средней скоростью 0.15 мм/год за последние ~8.7 тыс. лет.

Разрез донных осадков представлен биогенно-терригенным илом и алевроитистой глиной с узкой переходной зоной между ними (рис. 3). 0–0.41 м (0–3.8 тыс. л.) – биогенно-терригенный ил с единичными створками диатомовых водорослей, обогащенный остатками травы и растений. 0.41–0.46 м (~3.8–4.0 тыс. л.) – переходная зона от ила к алевроитистой глине, выделяется темно-оливковым оттенком и тонким разрывом (0.41–0.42 м), контролирующим изменение плотности осадка. 0.46–1.31 м (4.0–8.7 тыс. л.) – тонкодисперсная, массивная алевроитистая глина, на участке 0.46–0.59 м (4.0–4.9 тыс. л.) обогащенная остатками остракод.

По *содержанию ОВ* и значениям *МВ* в керне ВК также отчетливо выделяются два интервала с плавным переходом между ними, имеющим большую протяженность относительно переходной зоны, выделенной по литологии (рис. 3). Так, до глубины 0.35 м (~3.5 тыс. л.) содержание ОВ – около 30–35%, а МВ не превышает $6\text{--}8\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В интервале 0.35–0.55 м (~3.5–4.6 тыс. л.) содержание ОВ начинает падать, а МВ возрастать. С 0.55 м и до основания разреза содержание ОВ менее 4%, а МВ слабо меняется в диапазоне $10\text{--}12\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Отсутствие значимых изменений гранулометрических характеристик показывает, что рост МВ полностью обусловлен прекращением разбавления осадка немагнитной органикой, а не изменением источников сноса.

Оз. Нижние Богуты (2387 м н.у.м., 0.70 км², максимальная глубина 2.8 м, средняя – <1.3 м), является реликтом значительно более крупного и глубокого моренно-подпрудного озера с максимальным уровнем ~2400 м н.у.м. [6, 9]. В точке отбора керна (49°45'54.76" с.ш. 89°26'33.33" в.д.) глубина озера составила 1.6 м (рис. 2). Длина керна NB – 1.13 м, ниже озерные отложения сменяются перемытой крупнообломочной мореной. ¹⁴C-дата 2069±76 кал. лет GZ10142 из основания разреза показала, что накопление 1.13 м осадка в данной части озерной котловины происходило последние ~2 тыс. лет со средней скоростью 0.55 мм/год.

Разрез донных осадков озера представлен органическим илом с остатками пенистых и реже циклических диатомовых водорослей. По разрезу выделяются: неяснослоистая (0–0.2 м), слоистая (0.2–0.52 м), неяснослоистая (0.52–0.83 м) и тонкослоистая (0.83–1.13 м) текстуры, обусловленные характером переслаивания слоев с разной степенью обогащения гидротроилитом. Доля диатомей сокращается к основанию разреза. Терригенная

часть представлена мелким, средним и реже крупным окатанным и полуокатанным алевроитом, доля и размерность которого снижается в интервале 0.83–1.13 м. Видимая органическая часть осадка также сокращается – происходит постепенный переход к алевроитистой глине.

Гранулометрические характеристики стабильны по всему разрезу и не отражают каких-либо заметных изменений условий осадконакопления. *Магнитная восприимчивость* имеет крайне низкие значения, меняясь по разрезу от 1 до $7\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Максимум ее величина достигает на глубине 0.23 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Уникальная по продолжительности осадочная летопись озера Верхние Богуты включает не только весь голоцен, но и поздний дриас и большую часть последнего ледникового максимума (LGM, МИС-2). Высокая обеспеченность глубинно-возрастной модели осадконакопления ¹⁴C-датами (для керна VB-1 задействовано 17 дат) позволяет надежно определять возраст фиксируемых в осадках природных событий. Установлено изменение величины пресноводного резервуарного эффекта в этом озере в голоцене: 290 лет для современности и около 1.2 и 1.3 тыс. лет для рубежей ~5.7 и ~9.6 тыс. лет соответственно. Одна из его возможных причин – наличие горизонтов биодетритовых и кластических известняков в морских осадочных породах среднего-верхнего девона, слагающих Богутинскую впадину и хребет Чихачева в пределах бассейна р. Богуты.

Один из значимых результатов первого этапа исследования – установление и датирование зоны перехода от ледниково-озерной алевроитистой глины к биогенно-терригенному илу в отложениях оз. Верхние Богуты. Нижняя граница зоны проявлена в керне VB-2 на глубине 3.71–3.74 м по всему комплексу аналитических данных. Эти резкие изменения характера осадконакопления произошли около 16–17 тыс.л.н. и вызваны стремительной деградацией последнего плейстоценового оледенения. Верхней границе зоны перехода соответствует ¹⁴C-возраст 13252 ± 275 кал. лет в керне VB-1 (3.14 м) и 13295 ± 452 кал. лет – в керне VB-2 (3.09 м), то есть поздний дриас. Залегающий выше биогенно-терригенный ил с диатомеями свидетельствует о более благоприятных для развития биоты условиях после окончания краткого позднедриасового похолодания, знаменующего собой завершение последнего ледникового периода Земли. Находка в отложениях оз.

Верхние Богуты семени лиственницы возрастом ~8.3 тыс. лет еще раз подтверждает распространение древесной растительности в ныне безлесной Богутинской впадине [6–10] и сделанное ранее заключение об освоении древесной растительностью территорий ЮВ Алтая и ЮЗ Тувы, расположенных выше современной верхней границы леса, в первой трети голоцена [12–14].

Датирование отложений высокогорного моренно-подпрудного озера Верхние Богуты позволило уточнить возраст ледникового рельефа и амплитуду наступания ледников в последний ледниковый максимум и позднем дриасе в наиболее засушливой части Русского Алтая. Даже неполная часть разреза донного осадка этого озера, вскрытая бурением, формировалась неожиданно длительно — ~24 тыс. лет, при этом модели осадконакопления позволяют предполагать его непрерывность на всем этом временном интервале. То есть уже практически в самом начале последнего ледникового максимума (LGM) в верхней части Богутинской впадины на абсолютных высотах около 2470–2500 м н.у.м. аккумуляция морен, по крайней мере, локально, сменилась озерным осадконакоплением. Следовательно, ледник, оставивший подпрудившие озеро морены, выдвинулся из хребта Чихачева не позднее начала МИС-2, а моренный покров Богутинской впадины — следствие более древнего оледенения. В ходе позднедриасового похолодания ледники в долинах истоков р. Богуты не достигали котловины Верхних Богутов и, значит, не превышали в длину 10–13 км: около 13 тыс. л.н. озерное осадконакопление не прерывалось и не сменялось ледниковым. Таким образом, мнения о позднедриасовом возрасте верхнего комплекса конечных морен, подпрудивших оз. Верхние Богуты [4], и тем более о покровном оледенении Богутинской впадины (и всей высоко- и среднегорной части Русского Алтая) около 14 тыс.л.н. [3] вновь не находят подтверждения. Полученные нами данные указывают на значительно более скромные масштабы оледенения в МИС-2 в аридной части ЮВ Алтая.

Датирование осадков озера Баран-Куль показало, что даже наиболее древние термокарстовые озера появились в пределах верхнего комплекса конечно-боковых морен не ранее первой четверти голоцена, около 8.7 тыс. л.н. Не позднее ~4.6–5.0 тыс. л.н. в этом озере начинается активное развитие биоты, которое стабилизировалось с ~3.5 тыс. л.

Отсутствие отложений древнее 2 тыс. лет в точке бурения в моренно-подпрудном озере Нижние Богуты могло стать следствием изменений гидрологического режима — эпизода обмеления,

произошедшего не позднее 6.2 тыс. л.н. [6, 9], дефляции и эрозии обнажившейся части дна. Анализ отложений озера уточнит реконструкцию ландшафтно-климатических изменений Богутинской впадины, выполненную на основе анализа сопряженного с озером торфяника [6, 9], на отрезке последних 2 тыс. лет.

Дальнейшие комплексные исследования озерных осадков высокогорной Богутинской впадины позволят реконструировать изменения гидрологического режима, климата и растительности в наиболее аридной части Русского Алтая за последние 24 тыс. лет. Это даст возможность провести сравнение с результатами подобных исследований для сопредельных районов Алтая, Тувы и Монголии и уточнить ход природных процессов в центре крупнейшего континента Земли с позднего ледникового до современности.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (¹⁴C-даты GZ оплачены из средств гранта 22-27-00454, ¹⁴C-даты GV — из средств гранта 22-27-00447). При проведении исследования было задействовано оборудование и инфраструктура ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (обновление приборной базы ЦКП осуществлено по гранту 075-15-2021-682).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П. и др. Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода // Лед и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 29–42.
2. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Москва: Наука, 1965. 243 с.
3. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: ТГПУ, 2005. 224 с.
4. Бородавко П.С. Геоинформационный анализ постгляциального лимногенеза юго-восточного Алтая // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 4. № 2. С. 250–255.
5. Blomdin R., Stroeve A.P., Harbor J.M., et al. Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgan Mountains, Altai region, High Asia // Quaternary Geochronology. 2018. V. 47. P. 54–71.
6. Agatova A.R., Khazina I.V., Bronnikova M.A., et al. Reconstruction of postglacial landscape evolution within the eastern periphery of Chuya depression on the basis of

- multidisciplinary analysis of peats in Boguty river basin, SE Altai, Russia. IOP Conference Series // Earth and Environmental Science. 2018. V. 138 (1), P. 012001.
7. Bronnikova M.A., Konopliyanikova Yu.V., Agatova A.R., et al. Holocene Environmental Change in South-East Altai Evidenced by Soil Record // Geography, Environment, Sustainability. 2018. V. 11 (4). P. 100–111.
 8. Henon P.K., Agatova A.P. Радиоуглеродная хронология голоценовых селей в долине реки Богуты (Русский Алтай) // География и природные ресурсы. 2019. № 1. С. 79–87.
 9. Nepov R.K., Agatova A.R., Uspenskaya O.N. Climatically driven late Pleistocene – Holocene hydrological system transformation and landscape evolution in the eastern periphery of Chuya basin, SE Altai, Russia // Quaternary International. 2020. V. 538. P. 63–79.
 10. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
 11. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Anal. 2011. V. 6. № 3. P. 457–474.
 12. Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Динамика верхней границы леса и ледников центрального и восточного Алтая в голоцене // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 671–675.
 13. Ganyushkin D., Chistyakov K., Volkov I., et al. Palaeoclimate, glacier and treeline reconstruction based on geomorphic evidences in the Mongun-Taiga massif (south-eastern Russian Altai) during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2018. V. 470. P. 26–37.
 14. Agatova A., Nepov R., Nazarov A., et al. Climatically driven Holocene glacier advances in the Russian Altai based on radiocarbon and OSL dating and tree ring analysis // Climate. 2021. V. 9. № 11. P. 162.

SEDIMENTARY RECORDS OF HIGH-MOUNTAIN LAKES IN THE ARID RUSSIAN ALTAI – FIRST RESULTS OF MULTIDISCIPLINARY STUDY (LAST GLACIAL MAXIMUM – HOLOCENE)

A. R. Agatova^{a, b, #}, R. K. Nepov^{a, b}, A. A. Schetnikov^{c, d}, M. A. Krainov^{c, d},
E. V. Ivanov^d, I. A. Filinov^{c, d}, P. Ding^{e, f}, Academician of the CAS Xu Yi-G^{e, f}

^aSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation

^bUral Federal University, Yekaterinburg, Russian Federation

^cInstitute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^dA.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, Russian Federation

^eState Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China

^fCenter for Excellence in Deep Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640, China

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

Sediment cores from three lakes in the Boguty depression allowed studying sedimentary records up to ~24 ka old in subaquatic sections up to 4.71 m long. This is the highest (2390–2470 m a.s.l.) and longest achieve of geochronological and paleoecological data for the neighboring arid part of Altai, Tuva and Mongolia, which reflects the course of natural processes in the highest and most arid part of the Russian Altai from the Last Glacial Maximum till the present day. Paper reports estimations of the freshwater reservoir effect for the moraine-dammed Upper Boguty lake, which are 290 years for the present time, and about 1200 and 1300 years for the times ~5.7 and ~9.6 ka ago, respectively; chronological benchmarks (16–13 ka ago) for sedimentological transition zone between the late Pleistocene glacial-lacustrine clays and the Holocene biogenic-terrestrial silts, which was determined on the basis of multidisciplinary analysis; the size of glaciers in MIS-2 and in the Younger Dryas, as well as the time of thermokarst lakes formation (no later than 8.7 ka ago) within the upper terminal moraine complex; conformation of wide spreading of tree vegetation in the now treeless Boguty depression in the first third of the Holocene.

Keywords: lacustrine sediments, depth-age model, freshwater reservoir effect, analytical methods, Last Glacial Maximum, Holocene, Russian Altai

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 550.8, 523.43

О ЕДИНСТВЕННОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ КОЭФФИЦИЕНТНОЙ ЗАДАЧИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ МЕРКУРИЯ

© 2024 г. И. Э. Степанова^{1,*}, И. И. Колотов², Д. В. Лукьяненко², А. В. Щепетиллов²

Представлено академиком РАН А.О. Глико 17.08.2023 г.

Поступило 21.08.2023 г.

После доработки 22.08.2023 г.

Принято к публикации 30.08.2023 г.

Рассмотрена проблема однозначной разрешимости обратной коэффициентной задачи для системы уравнений магнитной гидродинамики, с помощью которой описываются процессы генерации магнитного поля планет, обладающих динамо.

Ключевые слова: метод регуляризации, магнитное поле, магнитная гидродинамика, обратная коэффициентная задача

DOI: 10.31857/S2686739724010214

ВВЕДЕНИЕ

С каждым годом объем информации о физических полях Земли и планет многократно возрастает, в основном благодаря работе различных спутниковых миссий. Проблема создания аналитических моделей магнитного поля планет, обладающих динамо, остается актуальной на протяжении последних трех-четырех десятилетий. Увеличение производительности вычислительной техники может в какой-то степени облегчить задачу исследователей по интерпретации данных дистанционного зондирования планет Солнечной системы, однако, без ответа на принципиальные вопросы о целесообразности и эффективности применения той или иной методики добиться прогресса в построении непротиворечивой теории возникновения и устойчивого существования динамо не удастся.

При интерпретации данных о магнитном и гравитационном полях мы предложили использовать различные модификации метода линейных интегральных представлений [1]. В работе [2] впервые был рассмотрен вариант метода модифицированных S-аппроксимаций с учетом явной и неявной зависимости модели магнитного поля от

времени. Миссия MESSENGER позволила уточнить внутреннее строение Меркурия, разработать новые математические модели физических полей планеты (различные разложения гравитационного и магнитного полей, например представление Гаусса-Мия).

Благодаря данным Mariner-10 исследователи сделали вывод о внутреннем происхождении магнитного поля Меркурия [3–6]. Меркурий – ближайшая к Солнцу планета, обладающая целым рядом особенностей, в частности, достаточно сильным магнитным полем.

Миссия Messenger позволила изучить поверхность Меркурия, историю геологического развития, химический состав и магнитосферу [6, 7]. Роль этого космического зонда в исследованиях Меркурия весьма велика: данные, отправленные Messenger на Землю, свидетельствуют о существовании жидкой части ядра планеты [6], что противоречит существовавшей до 1970-х годов гипотезе о наличии в ядре Меркурия лишь твердой фазы. Токи во внешнем, жидком ядре создают внутреннее магнитное поле Меркурия.

Решения нелинейных обратных задач определяются, как правило, неоднозначно в силу того, что существует несчетное множество эквивалентных по внешнему полю распределений масс. Безусловно, для восстановления всей полноты картины, следует рассматривать только трехмерные распределения неизвестных источников физических полей, и классы функций,

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: tet@ifz.ru

к которым должны принадлежать эти источники, следует выбирать, опираясь на априорную информацию о носителях. В этой связи необходимо исследовать условия однозначной разрешимости начально-краевых задач, с помощью постановки которых можно описать протекающие внутри планеты процессы.

МЕТОД

При решении нелинейных обратных задач геофизики мы применяем, как уже упоминалось во введении, региональный вариант метода линейных интегральных представлений [1]. Задание ключевых параметров этого метода в региональной версии — радиусов сфер, на которых распределяются эквивалентные по внешнему магнитному полю источники, и числа таких носителей — позволяют достаточно гибко подходить к решению проблемы построения регуляризирующего алгоритма. Планета при таком моделировании магнитного поля представляет собой шар известного среднего радиуса.

В качестве входных данных выступают измерения магнитного поля, полученные в глобальном масштабе с помощью спутниковых измерений [8].

Как известно [9], существует теория кинематического динамо, согласно которой движение несжимаемой жидкости в магнитном поле описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \operatorname{div} \bar{B} = 0, \end{cases} \quad (1)$$

где $\bar{B}(\bar{r}, t)$ — это вектор магнитной индукции в некоторой области пространства M , $\bar{v}(\bar{r}, t)$ — скорость жидкости, а η — малый безразмерный параметр, представляющий собой магнитную вязкость. $\{\bar{v}, \bar{B}\}$ — это скобка Пуассона двух бездивергентных векторных полей. В трехмерном пространстве ее можно записать как $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -\operatorname{rot}(\bar{v} \times \bar{B})$. В более общей постановке магнитное поле $\bar{B}(\bar{r}, t)$ и поле скоростей $\bar{v}(\bar{r}, t)$ определяются из системы уравнений

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \operatorname{div} \bar{B} = 0, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{v}\} + \operatorname{rot} \bar{B} \times \bar{B} + \bar{v} \Delta \bar{v} - \nabla p. \end{cases} \quad (2)$$

Здесь ∇p — градиент давления, $\Delta \bar{B}$ — лапласиан вектор-функции $\bar{B}(\bar{r}, t)$. Это — система уравнений магнитной гидродинамики.

Предлагаемые в данной работе аналитические аппроксимации магнитного поля Меркурия в дальнейшем могут рассматриваться как нулевые или первые приближения к решению нелинейной системы уравнений в частных производных (2) при решении прямых начально-краевых задач магнитной гидродинамики, а также служить ориентиром при построении регуляризирующих операторов для широкого спектра обратных задач в этой области науки. Математические модели физических полей планет Солнечной системы, помимо чисто теоретического интереса, имеют и некоторую практическую ценность — с их помощью можно уточнять внутреннее строение небесных тел, а также изучать движение заряженных частиц вблизи планет.

Если к системе уравнений (1) добавить граничные и начальные условия и рассмотреть ее в верхнем полупространстве, то получим следующую начально-краевую задачу:

$$\begin{aligned} \bar{B} &= \bar{B}(\bar{r}, t), \bar{v} = \bar{v}(\bar{r}, t), \bar{B}, \bar{v} \in C^2(R_3^+ \times (0, T)), \\ \bar{r} &= (x, y, z) \in R_3^+ = \\ &= \{(x, y, z) : -\infty < x, y < +\infty, 0 < z < +\infty\}. \end{aligned}$$

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \operatorname{div} \bar{B} = 0, \\ \bar{B}(x, y, 0, t) = \bar{\varphi}(x, y, t); \bar{B}_z(x, y, z, 0) = \bar{\psi}(x, y, t); \\ \bar{v}(x, y, 0, t) = \bar{g}(x, y, 0, t); \bar{v}_z(x, y, z, 0) = \bar{u}(x, y, t), \\ \bar{B}(x, y, z, t_1) = \bar{\varphi}_1(x, y, z); \bar{v}(x, y, z, t_1) = \bar{g}_1(x, y, t). \end{cases} \quad (3)$$

В (3) через $C^2(R_3^+)$ обозначено пространство дважды непрерывно дифференцируемых в верхнем полупространстве функций; $\bar{\varphi}, \bar{\psi}, \bar{g}, \bar{u}, \bar{\varphi}_1, \bar{g}_1$ — непрерывно дифференцируемые вектор-функции в соответствующих областях изменения переменных. $t_1 \in (0, T)$ — некоторый момент времени, отличный от начального и конечного. Фактически задание компонент вектора магнитной индукции и поля скоростей в некоторый момент времени t_1 позволяет восстановить не только вектор-функции, описывающие поведение магнитного поля и поля скоростей, но и коэффициент диффузии магнитной индукции как функцию только пространственных координат.

Далее, нам понадобятся карлемановские оценки [10] для решений дифференциальных уравнений параболического типа второго порядка в некоторой области трехмерного пространства. Известно, что в случае, если функция

пространственных переменных времени $u(\bar{r}, t)$ удовлетворяет в открытой области следующему неравенству:

$$\Omega_\eta = \left\{ x, y, z; 0 < X < 1, 0 < T < 1, \right. \\ \left. \eta > 0: 0 < z < \frac{1}{2} \left(2\eta - \frac{x^2}{X^2} - \frac{y^2}{X^2} - \frac{t^2}{T^2} \right) \right\} \subset \\ \subset R^3 \times R_+. \\ \left| \frac{\partial u}{\partial t} - \eta \Delta u \right| \leq A|u| + |\nabla u|$$

и на пересечении $\bar{\Omega}_{1/2}$ с плоскостью $z = 0$ известны данные Коши для функции $u(\bar{r}, t)$: $u(x, y, 0, t); u_1(x, y, 0, t)$, то $u(\bar{r}, t)$ в Ω_η определяется однозначно. При этом предполагается, что $\eta(\bar{r}) \geq \eta_0 > 0$. Относительно $u(\bar{r}, t)$ можно сказать, что верно следующее включение:

$$u(\bar{r}, t) \in C^2(\Omega_{1/2}) \cap C^1(\bar{\Omega}_{1/2}).$$

Введем также обозначения для границы области Ω_η :

$$\partial\Omega_\eta = \omega_\eta^1 \cup \omega_\eta^2, \omega_\eta^1 = \\ = \left\{ (t, \bar{r}): z = 0, \frac{1}{2X^2}(x^2 + y^2) + \frac{t^2}{2T^2} \leq \eta \right\}, \\ \omega_\eta^2 = \left\{ (t, \bar{r}): z \geq 0, z = \eta - \frac{1}{2X^2}(x^2 + y^2) - \frac{t^2}{2T^2} \right\}, \\ \Omega_{\eta, \tau} = \left\{ x, y, z; 0 < X < 1, 0 < T < 1, \right. \\ \left. \eta > 0: 0 < z < \frac{1}{2} \left(2\eta - \frac{x^2}{X^2} - \frac{y^2}{X^2} - \frac{(t-\tau)^2}{T^2} \right) \right\} \subset \\ \subset R^3 \times R_+.$$

ТЕОРЕМА 1

Пусть $\eta(\bar{r}) \geq \eta_0 > 0$. Предположим также, что $\Delta \bar{B} \neq 0$ в $\bar{\Omega}_{1/2}$ и $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -rot[\bar{v}, \bar{B}] = 0$ в $\bar{\Omega}_{1/2}$.

Тогда существует не более одного решения системы (3) по нахождению компонент векторов магнитной индукции и поля скоростей, а также коэффициента диффузии магнитного поля

$$\bar{U} = \{\bar{B}(\bar{r}, t), \bar{v}(\bar{r}, t), \eta(\bar{r})\} \in C^2(\Omega_{1/2}) \times$$

$$\times C^2(D), D = \bar{\Omega}_{1/2} \cap \{-\infty < x < \infty; -\infty < y < \infty; z \geq 0\}$$

при заданных $\bar{\varphi}, \bar{\psi}, \bar{g}, \bar{u}, \bar{\varphi}_1, \bar{g}_1$.

Доказательство. Рассмотрим какие-либо два решения $\bar{B}_1(\bar{r}, t), \bar{B}_2(\bar{r}, t); \bar{v}_1(\bar{r}, t), \bar{v}_2(\bar{r}, t)$ системы (3). Составим разности $\delta \bar{B} = \bar{B}_1(\bar{r}, t) - \bar{B}_2(\bar{r}, t)$; $v = v_1(r, t) - v_2(r, t), \delta \eta = \eta_1 - \eta_2$. Разности векторов магнитной индукции и скоростей

заряженных частиц удовлетворяют тогда следующей системе уравнений:

$$\delta \bar{B} = \delta \bar{B}(\bar{r}, t), \delta \bar{v} = \delta \bar{v}(\bar{r}, t), \delta \bar{B}, \delta \bar{v} \in C^2(\Omega_{1/2}), \\ \bar{r} = (x, y, z) \in R_3^+ = \\ = \{(x, y, z): -\infty < x, y < +\infty, 0 < z < +\infty\}. \\ \begin{cases} \frac{\partial \delta \bar{B}}{\partial t} = -\{\delta \bar{v}, \bar{B}_1\} + \eta_1 \Delta \delta \bar{B} - \{\bar{v}_2, \delta \bar{B}\} + \delta \eta \Delta \bar{B}_2, \\ \operatorname{div} \delta \bar{B} = 0, \\ \delta \bar{B}(x, y, 0, t) = 0; \delta \bar{B}(x, y, z, t_1) = 0; \\ \delta \bar{v}(x, y, 0, t) = 0; \delta \bar{v}(x, y, z, t_1) = 0. \end{cases} \quad (5)$$

В силу условия $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -rot[\bar{v}, \bar{B}] = 0$ в рассматриваемой области (что означает потенциальность векторного произведения поля скоростей и магнитного поля) выражения в фигурных скобках в (5) равны нулю. Сделаем замену переменной: $\tau = t - t_1$.

Аналогично [11], введем в рассмотрение вектор-функции

$$\bar{f} = \delta \bar{B}_\tau - h \delta \bar{B}; \\ h = \begin{bmatrix} \frac{(\Delta B_{2x})_\tau}{\Delta B_{2x}} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{(\Delta B_{2y})_\tau}{\Delta B_{2y}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{(\Delta B_{2z})_\tau}{\Delta B_{2z}} \end{bmatrix}, \bar{w} \equiv \delta \bar{B}_\tau. \quad (6)$$

Обозначим через $\nabla \delta \bar{B}$ 9-вектор, состоящий из производных по координатам различных компонент вектора магнитной индукции:

$$\nabla \delta \bar{B} = \left\{ \frac{\partial \delta B_x}{\partial x}, \frac{\partial \delta B_x}{\partial y}, \frac{\partial \delta B_x}{\partial z}, \frac{\partial \delta B_y}{\partial x}, \right. \\ \left. \frac{\partial \delta B_y}{\partial y}, \frac{\partial \delta B_y}{\partial z}, \frac{\partial \delta B_z}{\partial x}, \frac{\partial \delta B_z}{\partial y}, \frac{\partial \delta B_z}{\partial z} \right\}.$$

Тогда из первого уравнения системы (5):

$$\frac{\partial \delta \bar{B}}{\partial \tau} = \eta_1 \Delta \delta \bar{B} + \delta \eta \Delta \bar{B}_2$$

мы можем получить соотношение

$$\frac{\partial \delta \bar{B}}{\partial \tau} - \eta_1 \Delta \delta \bar{B} = \delta \eta \Delta \bar{B}_2. \quad (7)$$

Из (7) следует, что верны следующие выражения:

$$\delta\eta = \frac{\frac{\partial \delta B_x}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2x}} = \frac{\frac{\partial \delta B_y}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2y}} = \frac{\frac{\partial \delta B_z}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2z}},$$

$$\delta\eta_\tau = 0 = \left(\frac{\frac{\partial \delta B_x}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2x}} \right)_\tau = \left(\frac{\frac{\partial \delta B_y}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2y}} \right)_\tau = \left(\frac{\frac{\partial \delta B_z}{\partial \tau}}{\Delta \delta B_{2z}} \right)_\tau. \quad (8)$$

Так как справедливо векторное равенство $\bar{f} = \bar{w} + h \int_0^\tau \bar{w} d\tau$, то $\bar{w} = \bar{f} + \int_0^\tau \mathbf{S}(\bar{r}, \tau, \tau) \bar{f}(\bar{r}, \tau) d\tau$ – резольвента неоднородного интегрального уравнения Вольтерра второго рода, $\mathbf{S}(\bar{r}, \tau, \tau) \in C^1(\bar{\Omega}_{1/2, t_1}) \times [-t_1, T - t_1]$. Из (8) можно получить оценку для вектор-функции $\bar{f}$:

$$\nabla \bar{f} = \left\{ \frac{\partial f_x}{\partial x}, \frac{\partial f_x}{\partial y}, \frac{\partial f_x}{\partial z}, \frac{\partial f_y}{\partial x}, \frac{\partial f_y}{\partial y}, \frac{\partial f_y}{\partial z}, \frac{\partial f_z}{\partial x}, \frac{\partial f_z}{\partial y}, \frac{\partial f_z}{\partial z} \right\}$$

$$\left| \frac{\partial \bar{f}}{\partial \tau} - \eta_1 \Delta \bar{f} \right| \leq A |\bar{f}| + |\nabla \bar{f}| + \left| \int d\tau (|\bar{f}| + |\nabla \bar{f}|) \right|, \quad (9)$$

где через $\nabla \bar{f}$ обозначен 9-вектор производных по координатам компонент вектор-функции $\bar{f}$. Согласно [10], $\bar{f} \equiv 0$ в $\bar{\Omega}_{1/2, t_1}$. Следовательно, и $\bar{w} \equiv 0$ в той же самой области, а также верно тождественное равенство $\delta \bar{B} \equiv 0$, поскольку

$$\delta \bar{B} = \int_0^\tau \bar{f} d\tau + \int_0^\tau d\tau \int_0^\tau \mathbf{S}(\bar{r}, \tau, \tau) \bar{f}(\bar{r}, \tau) d\tau.$$

Условие $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -\text{rot}[\bar{v}, \bar{B}] = 0$ можно переформулировать в следующем виде:

$$\{\bar{v}, \bar{B}\} = \sum_{j=1}^3 v_j \frac{\partial B_i}{\partial x_j} - B_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} = 0$$

$$\Leftrightarrow \begin{cases} \frac{dv_1}{dl} = \sum_{j=1}^3 v_j \frac{\partial B_1}{\partial x_j}, \\ \frac{dv_2}{dl} = \sum_{j=1}^3 v_j \frac{\partial B_2}{\partial x_j}, \\ \frac{dv_3}{dl} = \sum_{j=1}^3 v_j \frac{\partial B_3}{\partial x_j}, \end{cases} \quad (10)$$

$$\frac{d}{dl} \equiv \sum_{j=1}^3 B_j \frac{\partial}{\partial x_j}, \bar{r} = (x_1, x_2, x_3).$$

Если считать в (10) вектор-функцию $\bar{B}(\bar{r}, \tau)$ известной в рассматриваемой области изменения переменных, то (10) представляет собой систему обыкновенных дифференциальных уравнений

относительно функций $v_i(l), i=1,2,3$. При задании начальных значений $v_i(0) = v_{i0}, i=1,2,3$, такая система имеет единственное решение.

Таким образом, мы показали, что векторные поля скоростей и магнитной индукции определяются однозначно в $\bar{\Omega}_{1/2, t_1}$. Для доказательства единственности решения обратной задачи в $\bar{\Omega}_{1/2}$ [12] достаточно вещественной аналитичности функций, описывающих значения компонент вектора магнитной индукции, и их производные по координатам. В этом случае начальные значения вектора магнитной индукции и поля скоростей оказываются излишними. Помимо этого, можно сделать заключение о том, что коэффициент диффузии магнитного поля также определяется при выполнении условий теоремы однозначно.

В самом деле для $\delta\eta$ можно выписать следующие соотношения:

$$\delta\eta = \frac{\frac{\partial \delta \bar{B}_x}{\partial t} - \eta_1 \Delta \delta \bar{B}_x}{\Delta \bar{B}_{2x}} =$$

$$= \frac{\frac{\partial \delta \bar{B}_y}{\partial t} - \eta_1 \Delta \delta \bar{B}_y}{\Delta \bar{B}_{2y}} = \frac{\frac{\partial \delta \bar{B}_z}{\partial t} - \eta_1 \Delta \delta \bar{B}_z}{\Delta \bar{B}_{2z}} = 0 \quad (11)$$

так как $\delta \bar{B} \equiv 0$ в $\bar{\Omega}_{1/2, t_1}$.

Однозначную разрешимость начально-краевой задачи для вектора магнитной индукции на всем временном интервале можно установить еще следующим образом.

При заданном коэффициенте диффузии вектор магнитной индукции удовлетворяет следующей системе уравнений:

$$\frac{\partial \delta \bar{B}}{\partial t} = \eta \Delta \delta \bar{B}, \text{div} \delta \bar{B} = 0,$$

$$\delta \bar{B}(x, y, 0, t) = 0; \delta \bar{B}_z(x, y, z, 0) = 0; \quad (12)$$

$$\delta \bar{B}(x, y, z, t_1) = 0.$$

Согласно [13], если функция удовлетворяет в некоторой области неравенству

$$\left| \frac{\partial u}{\partial t} - \eta \Delta u \right| \leq C_0 u^2 + C_1 |\nabla u|^2, C_0, C_1 \geq 0,$$

и на границе этой пространственно-временной области она равна нулю, то и внутри области $u(\bar{r}, t) \equiv 0$. Поэтому задание значений поля скоростей и вектора магнитной индукции в момент времени $t = t_1$ является избыточным.

ПОСТРОЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ МЕРКУРИЯ

Аппроксимация компонент магнитного поля Меркурия находится с помощью регионального варианта метода линейных интегральных представлений [13], который основан на идеализированном представлении планеты в виде шара радиуса R_0 . Реальная планета трактуется как область, расположенная внутри указанного выше шара и имеющая кусочно-непрерывную границу, незначительно отличающуюся от сферы радиуса R_0 . Предполагается, что на поверхности сферы заданы приближенные значения функции $V(x)$, гармонической вне этой сферы, на произвольном множестве $x^{(i)}, i = 1, N$:

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, f_i = V(x^{(i)}), i = 1, N. \quad (13)$$

Поскольку функция $V(x)$ гармонична при $r > R_0$, то для нее имеет место интегральное представление в виде суммы потенциалов простого и двойного слоев, распределенных на сфере радиуса R_0 . Плотности простого и двойного слоев находятся из решения некоторой системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), как это было описано в [13]:

$$A\lambda = f_\delta = f + \delta f, \quad (14)$$

где, вообще говоря, под A понимается прямоугольная $M \times N$ матрица с действительными элементами $a_{ij}, i = 1, M, j = 1, N$, λ — это вектор, подлежащий определению; f — M -вектор описывающий полезный сигнал, символ f_δ означает, что поле содержит помеху, δf характеризует M -вектор случайного шума.

Основная вычислительная проблема заключается в нахождении устойчивых приближенных решений системы (14). Необходимо построение регуляризирующих алгоритмов.

В случае симметрической положительно полуопределенной матрицы $A = A^T > 0$ ее элементы имеют вид

$$a_{ij} = a_{ji} = \frac{2\pi}{r_i r_j \sqrt{h_i h_j}} \left(1 + \frac{1}{4r_i r_j h_i h_j} \right) \times \\ \times F \left(2 \tan^{-1} \left(\sqrt{h_i h_j} \right), \sqrt{\frac{1 + \cos(\alpha_{ij})}{2}} \right) - \\ - \frac{\pi (3h_i^2 h_j^2 - 4h_i h_j \cos(\alpha_{ij}) + 1)}{r_i^2 r_j^2 h_i h_j \left(\sqrt{1 - 2h_i h_j \cos(\alpha_{ij}) + h_i^2 h_j^2} \right)^3}. \quad (15)$$

Здесь $h_i = R_0 / r_i, i = 1, N, h_j = R_0 / r_j, j = 1, N, \alpha_{ij}$ — угол между векторами x_i и x_j, r_i — модуль вектора x_i .

Функция $F(\varphi, k)$ — это эллиптический интеграл первого рода.

Если ограничиться представлением элементов магнитного поля Меркурия в виде потенциала простого слоя, то элементы матрицы системы (17) принимают тогда вид

$$a_{ij} = \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} F(2 \arctg(\sqrt{h_i h_j}), \\ \sqrt{0.5 \cdot (1 + \cos \alpha_{ij})}). \quad (16)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Данные миссии Messenger за несколько дней полета были интерпретированы с помощью региональной модификации метода линейных интегральных представлений. Точек в наборе было 10 000. В файлах, содержащих “сырые данные”, указывались декартовы координаты точек наблюдения в километрах, при этом начало системы координат совпадает с центром масс Меркурия. Носители простого и двойного слоев при аппроксимации магнитного поля располагались в коре Меркурия, т. е. на расстоянии от 0.1 до 100 км от поверхности планеты, а проводящая среда — на расстоянии 500–600 км. Предполагалось, что известны значения для компоненты поля B_z .

Для указанной компоненты поля строятся региональные S-аппроксимации: компоненты вектора магнитной индукции представляются в виде суммы простого и двойного слоев, распределенных на двух или более сферах. При этом применяется структурно-параметрический подход: для каждого из носителей определяется свой вектор решения [2]. Во всех случаях СЛАУ, к которым редуцируется решение обратной задачи по восстановлению магнитного поля Меркурия, решаются с помощью метода регуляризации Холецкого (БМХР) и усовершенствованного блочного метода решения СЛАУ (УБМ) [2]. При этом мы полагали, что Меркурий представляет собой шар радиуса $R_0 = 2439.0$ км. Результаты аппроксимации представлены в табл. 1.

На рис. 1 изображены значения z-компоненты вектора магнитной индукции по измерениям станции Messenger. На рис. 2 приводятся результаты региональных S-аппроксимаций указанной компоненты в точках орбиты. Орбита космической миссии в некоторые моменты времени достаточно далеко уходила от поверхности Меркурия (на расстояние до 0.6 среднего радиуса планеты), поэтому для выделения из “сырых”

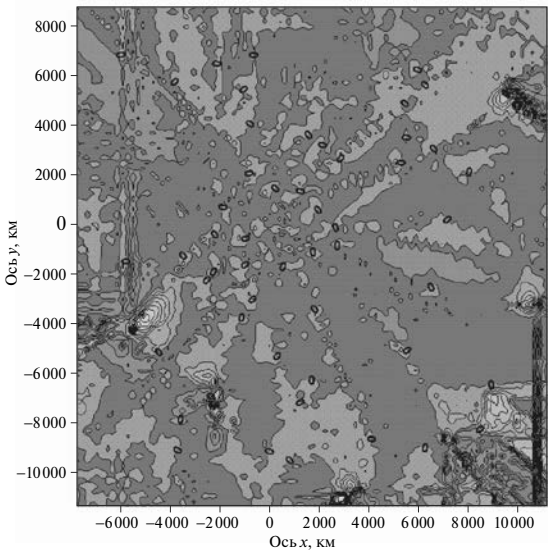


Рис. 1. Магнитное поле Меркурия по данным миссии MESSENGER.

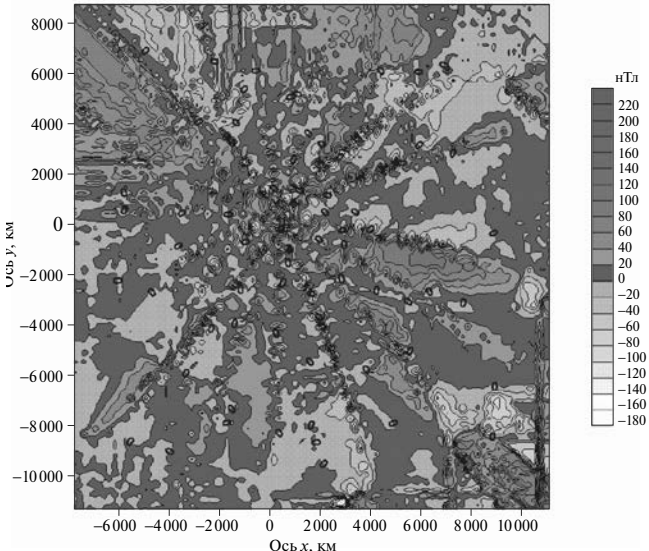


Рис. 2. Магнитное поле Меркурия. Результат локальных модифицированных S-аппроксимаций.

данных составляющих магнитной индукции, генерируемых токами в жидком ядре и коре — так называемого внутреннего магнитного поля Меркурия — можно воспользоваться приближением “the thin shell approximation” [15]. При таком подходе точки наблюдения должны находиться в пределах тонкой (по сравнению с некоторыми параметрами, характеризующими топологию планеты) оболочки, окружающей Меркурий. Полоидальное и тороидальное магнитные поля, создаваемые токами в плазме вокруг Меркурия, “исчезают” в этом случае. Математическое

моделирование магнитного поля Меркурия мы выполняли, опираясь на упомянутый выше принцип “тонкой оболочки”: каждый отрезок из некоторого набора данных, полученных при движении спутника, не выходит за пределы сферической оболочки, толщина которой составляет приблизительно 0.1 радиуса Меркурия, т. е. 240 км. Аппроксимация магнитного поля Меркурия строится следующим образом:

1) моделируются значения компонент вектора магнитной индукции, измеренные вдоль всех траекторий;

Таблица 1. Модифицированные S-аппроксимации z-компонент магнитного поля Меркурия по данным Messenger.

№	$\frac{B}{N}$	R_0 , км	Метод решения СЛАУ	$\sigma_{\min}$, нТл	$\sigma_{\max}$, нТл	σ_0 , нТл	$\frac{\Delta}{t}$
1	B_z 10000	2400	БМХР	0.012	0.024	0.017	1.1×10^{-3} 41 : 12
2	B_z 10000	2400, 2380	УБМ	0.001	0.0015	0.0012	1.45×10^{-8} 43 : 14

Обозначения, принятые в табл. 1. Здесь $\sigma = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\sqrt{N}}$ — среднеквадратическое отклонение, $\sigma_{\max} = \sqrt{\frac{\delta_{\max}^2}{N}}$, $\sigma_{\min} = \sqrt{\frac{\delta_{\min}^2}{N}}$, $\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$ — показатель качества решения, σ_0 — среднеквадратическое отклонение, полученное в результате решения СЛАУ, t — время в часах, минутах и секундах.

2) находятся компоненты вектора магнитной индукции в нескольких шаровых слоях, толщина которых не превышает 240 км, с помощью определенных на предыдущем этапе распределений эквивалентных источников;

3) значения магнитного поля на произвольной сети точек и распределения эквивалентных источников определяются по синтезированным на втором этапе данным.

Для того чтобы в наборе, по которому выполнялись аппроксимации, оставалось 10 000, мы синтезировали, если можно так выразиться, дополнительные промежуточные узлы и “приписывали” им некоторые усредненные значения элементов магнитного поля. По найденным распределениям эквивалентных источников мы находили пространственное распределение элементов магнитного поля, таким образом продолжая, или экстраполируя, аппроксимированное поле в другие точки рассматриваемых орбит спутника.

За счет того, что процесс аппроксимации “сырых” данных о векторе магнитной индукции разбивается на несколько этапов, предлагаемая методика может применяться при выполнении аналитических продолжений полей вниз, в сторону источников.

Если выборка данных не удовлетворяет условиям принципа “тонкой оболочки”, то мы получим не соответствующие реальности распределения эквивалентных магнитных масс в коре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемый в настоящей работе подход позволяет восстановить эквивалентные источники при наличии любой информации об изучаемом поле. Чем более детальной является съемка, тем точнее получается регуляризованное решение обратной задачи. Наша методика позволяет реконструировать как глобальное, так и аномальное поля. Последнее можно достаточно точно восстановить, если из “сырых” данных, получаемых с помощью космических аппаратов, вычистить длинноволновые компоненты, соответствующие полю ядра. Однако можно аппроксимировать и исходные “сырые” данные.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе мы построили аналитические аппроксимации B_z -компоненты магнитного поля Меркурия в сферической системе

координат, начало которой жестко связано с центром масс планеты. При рассмотрении региональных моделей считается, что поверхность планеты — сфера заданного радиуса. Эллиптичность планеты не учитывалась. Измерения выполнялись с помощью аппаратуры, установленной на станции MESSENGER, при ее пролетах вокруг Меркурия (мы постарались учесть результаты наблюдений на не слишком больших расстояниях от поверхности планеты). Относительная точность математического моделирования поля на спутниковой орбите оказалась достаточно высокой — она не превышала 1.1×10^{-3} . Магнитометры, установленные на MESSENGER, могли измерять поле с точностью до 0.0004 нТл, но при оценке показателя качества решения,

$$\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E},$$

необходимо учитывать ввиду существенной неоднозначности решения обратных задач геофизики нахождение эквивалентных по внешнему полю распределений масс является одним из возможных способов интерпретации разнородных и разноточных данных. Таким образом, можно сделать вывод о том, что своеобразный “след”, оставляемый физическими процессами в недрах планет на данных спутниковых измерений, может быть выявлен с помощью решения обратных задач геофизики и анализа условий однозначной разрешимости этих задач. Хотелось бы подчеркнуть, что без исследований свойств решений системы магнитогидродинамических уравнений (1)–(2) эффективную методику интерпретации спутниковых данных разработать нельзя: эквивалентных по внешнему магнитному полю распределений магнитных диполей существует несчетное множество. Важно задавать адекватные действительности ограничения на свойства решений указанных систем. Поле скоростей заряженной жидкости (плазмы) во внешнем ядре Меркурия нужно восстанавливать более детально, и наша методика математического моделирования компонент вектора магнитной индукции может быть полезна при решении такого рода задач.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Strakhov V.N., Stepanova I.E.* Solution of gravity problems by the S-approximation method (regional

- version) // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2002. V. 38. № 7. P. 535–544.
2. *Stepanova I.E., Shchepetilov A.V., Mikhailov P.S.*, Analytical Models of the Physical Fields of the Earth in Regional Version with Ellipticity // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2022. V. 58. No 3. P. 406–419. DOI: 10.1134/S1069351322030089
 3. *Johnson C.L., et al.* MESSENGER observations of Mercury's magnetic field structure // *J. Geophys. Res.* 2012. 117. E00L14. DOI:10.1029/2012JE004217.
 4. *Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C., Schatten K.H.* Magnetic field observations near Mercury: Preliminary results from Mariner 10 // *Science* 1974. 185. 151–160. DOI:10.1126/science.185.4146.151.
 5. *Alexeev I.I., et al.* Mercury's magnetospheric magnetic field after the first two MESSENGER flybys // *Icarus*. 2010. 209. 23–39, DOI:10.1016/j.icarus.2010.01.024
 6. *Anderson B.J., et al.* The magnetic field of Mercury // *Space Sci. Rev.* 2010. 152. 307–339. DOI:10.1007/s11214-009-9544-3.
 7. *Benkhoff J.J., van Casteren H., Hayakawa M., Fujimoto H., Laakso M., Novara P., Ferri H.R., Middleton, Zithere R.* BepiColombo—Comprehensive exploration of Mercury: Mission overview and science goals // *Planet. Space Sci.* 2010. 58. 2–20. DOI:10.1016/j.pss.2009.09.020.
 8. *Kolotov I.I., Lukyanenko D.V., Stepanova I.E., Yanfei W., Yagola A.G.* Recovering the Near-Surface Magnetic Image of Mercury from Satellite Observations // *Remote Sens.* 2023. 15(8). 2125; <https://doi.org/10.3390/rs15082125>
 9. *Арнольд В.И., Хесин Б.А.* Топологические методы в гидродинамике. М. Изд-во МЦНМО. 2007. 393 с.
 10. *Лаврентьев М.А., Романов В.Г., Шишатский С.П.* Некорректные задачи математической физики и анализа. Москва. Наука. 1980. 286 с.
 11. *Гласко В.Б., Степанова И.Э.* О единственности в одной из коэффициентных обратных задач, связанных с технологическими процессами // *Вестник Моск. Университета. Сер. Физика. Астрономия*. 1992. Т. 33. № 1. С. 20–23.
 12. *Михайлов В.П.* Дифференциальные уравнения в частных производных. М. Наука. 1983. 391 с.
 13. *Фридман А.* Уравнения с частными производными параболического типа. М. Мир. 1968. 427 с.
 14. *Toepfer S., Narita Y., Glassmeier K.H., et al.* The Mie representation for Mercury's magnetic field // *Earth Planets Space*. 2021. 73. 65. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01386-4>

ON THE UNIQUENESS OF AN INVERSE COEFFICIENT PROBLEM WHEN BUILDING ANALYTICAL MODELS OF MERCURY'S MAGNETIC FIELD

I. E. Stepanova^{a, #}, I. I. Kolotov^b, D. V. Lukyanenko^b, A. V. Shchepetilov^b

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko August 17, 2023

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

^b*Moscow State Lomonosov University, Department of Physics, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: tet@ifz.ru*

We consider the uniqueness conditions of the inverse coefficient problem arising in analytical models of Mercury's magnetic field.

Keywords: regularization method, magnetic field, magnetic hydrodynamics, inverse coefficient problem