

ISSN 2686-7397

Том 518, Номер 1

Сентябрь 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 518, номер 1, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Этапы гранитоидного магматизма восточной части Казахстанского составного континента в раннем-среднем палеозое

*П. Д. Котлер, С. В. Хромых, академик РАН К. Е. Дегтярев, А. В. Куликова,
М. Д. Царева, В. А. Пенкина*

5

Новые данные о Sm–Nd возрасте интрузий основного/ультраосновного состава западного склона Южного Урала

*С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, А. А. Шарипова, В. М. Горожанин,
член-корреспондент РАН А. В. Маслов*

15

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Постколлизийная молибден-порфировая минерализация в Срединном Тянь-Шане: первые данные изотопного U–Pb-датирования циркона (метод LA-ICP-MS) из пород продуктивного моло-сарычатского плутона (восточный Киргизстан)

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

22

Возраст Зашихинского редкометального месторождения (Восточный Саян): результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований метамиктизированного циркона

*Д. А. Лыхин, А. А. Иванова, Н. В. Алымова, Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН А. Б. Котов,
А. В. Никифоров, А. А. Воронцов, Ю. В. Плоткина, О. Л. Галанкина, Е. В. Толмачева*

33

ГЕОХИМИЯ

Благородные металлы в современных диатомовых илах Чукотского моря: признаки техногенного обогащения

А. С. Астахов, Н. В. Астахова, Д. В. Ким, И. О. Крутикова

45

Индикаторная роль редких щелочей (Li, Rb, Cs) в воде Байкальской экосистемы (Россия)

В. И. Гребенщикова, академик РАН М. И. Кузьмин

57

Изотопные ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) характеристики биотит-карбонат-кварцевых ассоциаций гидротермальных жил в метабазитах Северной Карелии

*И. С. Волков, член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина, С. А. Коссова, Ю. Н. Чижова,
Ю. О. Ларионова, В. М. Козловский, А. Н. Перцев*

67

ПЕТРОЛОГИЯ

Состав вторичных расплавных включений в магнезиохромите ксенолита мантийного лерцолита из кимберлита трубки им. В. Гриба (Восточно-Европейский кратон) как индикатор низких концентраций H_2O в кимберлитовом расплаве

А. А. Тарасов, А. В. Головин, Е. В. Агашева, академик РАН Н. П. Похиленко

76

Базальты рифейских толщ Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): новые ^{147}Sm – ^{143}Nd - и Rb–Sr ID-TIMS-изотопные ограничения

Член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, Ю. Л. Ронкин, Н. Д. Сергеева

85

Харбейский амфиболит-гнейсовый комплекс (Полярный Урал): Р–Т-эволюция и результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопных исследований метаморфического циркона

Н. С. Уляшева, А. С. Шуйский, В. Б. Хубанов

97

Гранитоидный магматизм области сочленения северного и главного батолитовых поясов Верхояно-Колымской складчатой области

М. В. Лучицкая, М. В. Герцева, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов, И. В. Сысоев

108

МИНЕРАЛОГИЯ

Кристаллическая структура минерала состава Pd(Bi, Sb)

*А. А. Межуева, О. В. Каримова, Л. А. Иванова, Н. Д. Толстых, А. А. Золотарев,
член-корреспондент РАН Н. Н. Еремин*

123

ГЕОДИНАМИКА

Геодинамическая обстановка формирования рельефа дна Мадагаскарской котловины по данным 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”

*С. Ю. Соколов, К. О. Добролюбова, Н. Н. Турко, Е. А. Мороз,
А. С. Абрамова, А. О. Мазарович*

133

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Находка замороженной мумии молодой особи ископаемого шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) в верхнем плейстоцене Якутии

*Г. Г. Боевский, О. Ф. Чернова, А. В. Протопопов, А. Н. Неретина, М. В. Щелчкова,
Р. И. Беляев, член-корреспондент РАН А. А. Котов*

144

ГЕОФИЗИКА

Вариационно-комбинаторный подход к решению линейных и нелинейных обратных задач геофизики

И. Э. Степанова, И. И. Колотов

152

О чувствительности периода чандлеровского колебания Марса к параметрам реологической модели

Е. А. Кулик, Т. В. Гудкова

166

ОКЕАНОЛОГИЯ

Ускорение климатических изменений в верхнем слое Черного моря

*Член-корреспондент РАН Г. К. Коротаев, В. Н. Белокопытов, В. Л. Дорофеев,
А. И. Мизюк, А. Л. Холод*

171

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Динамика поверхностных тепловых потоков в тропической зоне Атлантики в периоды зарождения ураганов

А. Г. Гранков

179

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Геохимические аспекты технологии восстановления растительного покрова на техногенно загрязнённой торфяной почве с применением серпентиновых материалов

*М. В. Слуковская, А. Г. Петрова, Л. А. Иванова, И. А. Мосендз, Т. К. Иванова,
С. В. Дрогобужская, А. И. Новиков, А. А. Широкая, И. П. Кременецкая*

185

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Высокоточные спутниковые геодезические измерения и геодинамические исследования на территории Северной Евразии: состояние и перспективы

Г. М. Стеблов, член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин, Г. Э. Мельник

195

CONTENTS

Vol. 518, no. 1, 2024

GEOLOGY

Stages of Granitoid Magmatism in the Eastern Part of the Kazakhstan Composite Continent in the Early-Middle Paleozoic

P. D. Kotler, S. V. Khromykh, Academician of the RAS K. E. Degtyarev, A. V. Kulikova, M. D. Tsareva, V. A. Penkina

5

New Data on Sm-Nd Age of Mafic/Ultramafic Intrusions on the Western Slope of the South Ural

S. G. Kovalev, S. S. Kovalev, A. A. Sharipova, V. M. Gorozhanin, Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov

15

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Post-Collisional Molybdenum-Porphyry Mineralization in the Middle Tien Shan: First Isotopic U-Pb Zircon Data for Rocks from the Productive Molo-Sarychat Pluton (Eastern Kyrgyzstan)

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

22

Age Of Zashikhinsky Rare Metal Deposit (Eastern Sayan): Results of U-Pb (ID TIMS) Geochronological Studies of Metamictic Zircon

D. A. Lykhin, A. A. Ivanova, N. V. Alymova, E. B. Salnikova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, A. V. Nikiforov, A. A. Vorontsov, Yu. V. Plotkina, O. L. Galnikova, E. V. Tolmacheva

33

GEOCHEMISTRY

Precious Metals of the Chukchi Sea Diatom Muds; Technogenic Enrichment Signs

A. S. Astakhov, N. V. Astakhova, D. V. Kim, V. O. Krutikova

45

Indicator Role of Rare Alkalines (Li, Rb, Cs) in Waters of the Baikal Ecosystem (Russia)

V. I. Grebenshchikova, Academician of the RAS M. I. Kuzmin

57

Isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) Characteristics of Biotite-Carbonate-Quartz Associations of Hydrothermal Veins in Metabasites of North Karelia

I. S. Volkov, Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina, S. A. Kossova, Y. N. Chizhova, Y. O. Larionova, V. M. Kozlovskii, A. N. Pertsev

67

PETROLOGY

Composition of Secondary Melt Inclusions within Magnesiochromite of Mantle Lherzolite Xenolith from V. Grib Kimberlite (East European Craton) as an Indicator of Low H_2O Content in the Kimberlite Melt

A. A. Tarasov, A. V. Golovin, E. V. Agasheva, Academician of the RAS N. P. Pokhilenko

76

Basalts of the Riphean Sequence of the Bashkir Meganticlinorium (Southern Ural): New ^{147}Sm - ^{143}Nd and Rb-Sr ID-TIMS Isotopic Constraints

Corresponding member RAS V. N. Puchkov, Yu. L. Ronkin, N. D. Sergeeva

85

Kharbey Amphibolite-Gneiss Complex (Polar Ural): P-T Evolution and Results of U-Pb LA-ICP-MS Isotopic Studies of Metamorphic Zircon

N. S. Ulyasheva, A. S. Schujski, V. B. Khubanov

97

Granitoid Magmatism of the Joint Area between Severny and Glavny Batholith Belts of the Verkhoyan-Kolyma Fold Area

M. V. Luchitskaya, M. V. Gertseva, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov, I. V. Sysoyev

108

MINERALOGY

The Crystal Structure of a Mineral with Composition Pd(Bi,Sb)

*A. A. Mezhueva, O. V. Karimova, L. A. Ivanova, N. D. Tolstykh, A. A. Zolotarev,
Corresponding Member of the RAS N. N. Eremin*

123

GEODYNAMICS

Geodynamic Condition of the Bottom Topography Formation at the Madagascar Basin
from Data of 29th Cruise of R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”

S. Yu. Sokolov, K. O. Dobroliubova, N. N. Turko, E. A. Moroz, A. S. Abramova, A. O. Mazarovich

133

PALEONTOLOGY

A Frozen Mummy of a Young Specimen of the Fossil Woolly Rhinoceros *Coelodonta antiquitatis*
(Blumenbach, 1799) in the Late Pleistocene of Yakutia

*G. G. Boeskorov, O. F. Chernova, A. V. Protopopov, A. N. Neretina, M. V. Shchelchkova,
R. I. Belyaev, Corresponding Member of the RAS A. A. Kotov*

144

GEOPHYSICS

Combinatoric-Variational Approach to Solving Linear and Nonlinear Inverse Problems in Geophysics

I. E. Stepanova, I. I. Kolotov

152

On the Sensitivity of the Chandler Wobble Period of Mars to the Parameters of the Rheological Model

E. A. Kulik, T. V. Gudkova

166

OCEANOLOGY

Acceleration of the Climate Change in the Black Sea Upper Layer

G. K. Korotaev, V. N. Belokopytov, V. L. Dorofeev, A. I. Mizyuk, A. L. Kholod

171

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Dynamics of Surface Heat Fluxes in the Tropical Zone of the Atlantic during the Periods
of Hurricane Origin

A. G. Grankov

179

GEOECOLOGY

Geochemical Aspects of the Technology for Restoration of Vegetation Cover on Industrially
Contaminated Peat Soil Using Serpentine Materials

*M. V. Slukovskaya, A. G. Petrova, L. A. Ivanova, I. A. Mosendz, T. K. Ivanova,
S. V. Drogobuzhskaya, A. I. Novikov, A. A. Shirokaya, I. P. Kremenetskaya*

185

EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

Precise Satellite Geodetic Measurements and Geodynamic Research in Northern Eurasia:
State and Prospects

G. M. Steblov, Corresponding Member of the RAS P. N. Shebalin, G. E. Melnik

195

УДК 552.11

ЭТАПЫ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНСКОГО СОСТАВНОГО КОНТИНЕНТА В РАННЕМ-СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2024 г. П. Д. Котлер^{1,2,*}, С. В. Хромых¹, академик РАН К. Е. Дегтярев³,
А. В. Куликова^{1,2}, М. Д. Царева¹, В. А. Пенкина¹

Поступило 03.05.2024 г.

После доработки 09.05.2024 г.

Принято к публикации 13.05.2024 г.

Для северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента Бошекуль-Чингизской складчатой области были впервые получены U–Pb-оценки возраста среднепалеозойских гранитоидных комплексов, а также описаны их геохимические особенности. Новые данные свидетельствуют о широком распространении на этой территории гранитоидов позднего силура, представленных породами I-типа. Породы раннего девона формируют ряд отдельных вулканоплутонических структур, гранитоиды которых могут быть отнесены к А-типу. Особенности состава гранитоидов, формировавшихся на протяжении кембрия–девона, позволяют проследить эволюцию коры этой части Чингиз-Тарбагатайского сегмента от энсиматической островной дуги к вулканическому поясу с относительно зрелой корой континентального типа.

Ключевые слова: гранитоиды, эволюция земной коры, Восточный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724090016

ВВЕДЕНИЕ

Большинство этапов эволюции складчатых областей (субдукционный, коллизионный, внутриплитный) сопровождаются формированием гранитоидов различных геохимических типов. Выделение этапов гранитоидного магматизма позволяет получить информацию об основных эпизодах развития орогенов, а геохимические особенности дают возможность составить представление о строении коры, составе субстратов и условиях их плавления. Регион исследований располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1), и рассматривается в составе раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской складчатой области, состоящей из трёх

сегментов — Селетинского, Бошекульского и Чингиз-Тарбагатайского [3]. Отличительной особенностью этой области является широкое распространение нижнепалеозойских островодужных комплексов. Конкретным полигоном исследований являлась северо-восточная часть Чингиз-Тарбагатайского сегмента. В этом районе широко распространены различные гранитоиды, прорывающие вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, для которых в большинстве случаев отсутствуют данные об их возрасте и составе, полученные современными прецизионными методами. На этом полигоне нами были проведены широкомасштабные работы по U–Pb-геохронологическому изучению магматических комплексов, преимущественно гранитоидов и вмещающих кислых вулканитов, и получены новые данные по составу петрогенных и редких элементов. На основе этих результатов выделены основные этапы формирования континентальной коры, сопровождавшиеся гранитоидным магматизмом и сделаны предположения о геодинамических обстановках формирования гранитоидов.

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

²Казанский федеральный университет,
Казань, Россия

³Геологический институт Российской Академии наук,
Москва

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

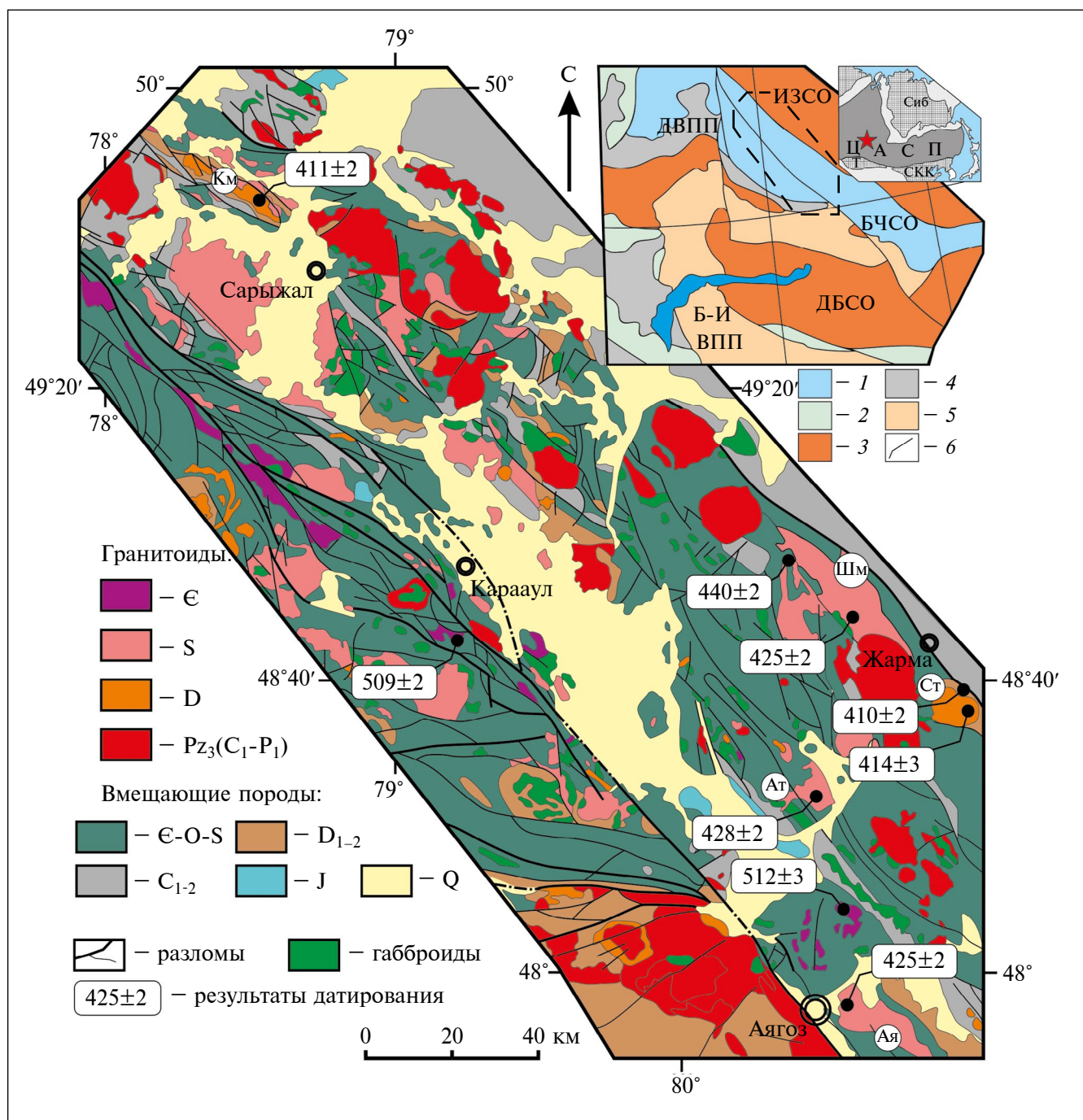


Рис. 1. Геологическая схема северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента. Схема составлена на основе [2] с авторскими изменениями. В кругах подписаны массивы, изученные в работе: Км — Кельмембет, Шм — Шереметьевский, Ст — Сарытау, Ат — Агаштыенрекейский, Ая — Аязозский. На врезке — положение полигона исследований на схеме тектонического районирования палеозойид Казахстана и Северного Тянь-Шаня по [3]: 1 — Бошекуль-Чингизская складчатая область (БЧСО); 2 — Кокчетав-Северотяньшаньская складчатая область; 3 — позднепалеозойские складчатые области, Иртыш-Зайсанская (ИЗСО), Джунгаро-Балхашская (ДБСО); 4 — девонский вулканоплутонический пояс (ДВПП); 5 — Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (Б-И ВПП); 6 — границы и разломы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Полигон исследований представляет собой полосу северо-западного простираения шириной около 100 км и протяжённостью более 220 км, локализованную на территории Восточного Казахстана (см. рис. 1). В строении северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента участвуют нижнепалеозойские и силурийские комплексы, которые формировались в процессе эволюции внутриокеанических островных дуг [3]. На северо-востоке полигон исследований ограничен Жарма-Саурской зоны, являющейся составной частью герцинской Иртыш-Зайсанской складчатой области. Западная граница полигона проходит по Чингизскому разлому, представляющему собой региональную сдвиговую зону, разделяющую Чингиз-Тарбагатайский сегмент.

К настоящему времени в сопряжённых регионах юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента [3, 4], Иртыш-Зайсанской складчатой области [6, 15, 16] и на южном продолжении этих структур в Китае [9, 10, 20] и др.) получен значительный объём современных данных по возрасту и составу магматических комплексов. Однако для магматических образований, рассматриваемого полигона, отсутствуют опубликованные современные геохронологические данные, за исключением работы [12], где описаны только наиболее ранние интрузивы этого района.

Сопоставление схем магматизма рассматриваемого региона, принятых при составлении геологических карт различных поколений и публикаций предшественников, позволяет выделить как минимум три различных схемы [1, 2, 5]. Все они имеют отличия как по возрасту внедрения и объёмам комплексов, так и по названиям этих комплексов. При этом в большинстве случаев возраст формирования того или иного интрузивного комплекса устанавливался по геологическим взаимоотношениям. К ограничениям этого метода относятся отсутствие достоверных сведений о возрасте пород, вмещающих интрузивы, и слабая обнажённость контактов. Как следствие, на многих геологических картах возраст гранитоидов, рассматриваемых в настоящей работе, указывался либо как предполагаемый, либо определялся как средне-поздпалеозойский.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проведения U–Pb-датирования циркона использовалась система лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (“Teledyne Cetac

Technologies”), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientific iCAP Q центра Геотермохронологии Казанского федерального университета (КФУ). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3.0 Дж/см². Для анализа использовались эталонные образцы циркона: 91500 – контрольный образец (1065 млн лет) и Plešovice – внешний стандарт (337 млн лет). В начале, середине и в конце сессии измерений дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 для учёта чувствительности масс-спектрометра. Обработка масс-спектрометрических данных, учёт коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчёт изотопных отношений (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U, ²⁰⁸Pb/²³²Th) и соответствующих возрастов проводился с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7. Расчёт средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям, построение диаграмм с конкордией выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15. Для расчёта дискордантности применялась формула $D = 100 \cdot (\text{Возраст}^{(207\text{Pb}/^{235}\text{U})} / \text{Возраст}^{(206\text{Pb}/^{238}\text{U})} - 1)$. Измерения, где дискордантность < –5% или > 5%, исключались из выборки.

Определение химического состава пород проводилось в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Состав породообразующих компонентов определялся с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (“Thermo Fisher Scientific”, Германия) (аналитик Н.Г. Карманова). Концентрации редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и редких (Rb, Sr, Cs, Ba, Nb, Zr, Y, Hf, Ta, Th, U) элементов были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на одноколлекторном масс-спектрометре Finnigan Element II (Германия) с предварительным разложением проб путём сплавления с метабора́том лития (аналитик И.В. Николаева).

РЕЗУЛЬТАТЫ
U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенные U–Pb-геохронологические исследования (табл. 1, рис. 2; табл. 1S;

дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи) позволили в пределах полигона выделить три этапа гранитоидного магматизма: 1) кембрийский (512–509 млн лет); 2) силурийский (428–425 млн лет) 3) девонский (414–409 млн лет).

1) *Кембрийский этап*. Описание и обоснование возраста гранитоидов кембрийского этапа северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента приведено в статье [12]. Породы этого этапа представлены плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами и слагают пояс небольших интрузивов северо-западного простирания вблизи Чингизского разлома. Для пород двух массивов получены U–Pb (ID-TIMS и SIMS)-оценки возраста, примерно соответствующие границе раннего-среднего кембрия (512 ± 3 и 509 ± 2 млн лет).

2) *Силурийский этап*. Получены U–Pb-оценки возраста для пород Аягозского, Агаштыенрекейского и Шереметьевского массивов (см. рис. 1, 2). Аягозский массив расположен в 5 километрах на юго-восток от города Аягоз и представляет собой тело северо-западного простирания размером 7×14 км. Возраст гранитоидов данного массива считался дискуссионным и согласно различным источникам оценивался в интервале от силура до позднего палеозоя. Для гранитов Аягозского массива по 25 точкам получена оценка возраста 425 ± 2 млн лет. Агаштыенрекейский массив расположен в 50 км на север от города Аягоз и представляет собой два

сопряжённых интрузивных тела с диаметрами в 6 и 8 км, соединённых небольшой субширотной перемычкой. Вмещающими породами являются позднеордовикские вулканические толщи, а сами граниты чаще всего рассматривались в составе аягозского комплекса каменноугольного возраста. Для гранитов этого массива по 45 точкам получена оценка возраста 428 ± 2 млн. Шереметьевский массив расположен в 100 км на север от Аягоза, вытянут в северо-западном направлении более чем на 30 км при ширине около 13 км и является самым крупный интрузивом в пределах северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента, который традиционно относился среднему-позднему девону. Вмещающими породами являются метаморфизованные кислые вулканыты – дациты, риолиты и их туфы, ранее условно относившиеся к машанской (кайдаульской) свите нижнего девона. Нами для гранитов Шереметьевского массива по 39 точкам получена оценка возраста 425 ± 2 млн лет. Оценки возраста в интервале 428–425 млн лет, полученные для пород Аягозского, Агаштыенрекейского и Шереметьевского массивов, соответствуют верхам венлокского-лудловскому отделам силура. Также были изучены дациты, вмещающие граниты Шереметьевского массива, для которых по 29 точкам получена оценка возраста 440 ± 2 млн лет, примерно соответствующая середине лладоверийского отдела силура, что позволяет относить эти породы к доненжальской свите силура.

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологического изучения пород северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента

№	Массив	Порода	Координаты	Количество точек	Возраст, млн лет
K23-71	Аягозский	Гранит	47.961836 с. ш. 80.556313 в. д.	24	425.4 ± 1.7
K22-356	Агаштыенрекейский	Гранодиорит	48.39703 с. ш. 80.44704 в. д.	45	427.9 ± 1.8
K22-49	Шереметьевский	Гранит	48.79667 с. ш. 80.58875 в. д.	39	425.2 ± 1.7
K23-77	Шереметьевский, вмещающие породы	Дацит	48.803934 с. ш. 80.538974 в. д.	29	440.3 ± 2.2
K23-6	Кельмембет	Граносиенит	49.736276 с. ш. 78.533441 в. д.	37	411 ± 2.3
K22-3	Сарытау	Лейкогранит	48.61991 с. ш. 80.99895 в. д.	40 (18)	414.3 ± 2.7
K22-13	Сарытау	Риолит	48.62220 с. ш. 81.02251 в. д.	37	409.5 ± 1.5

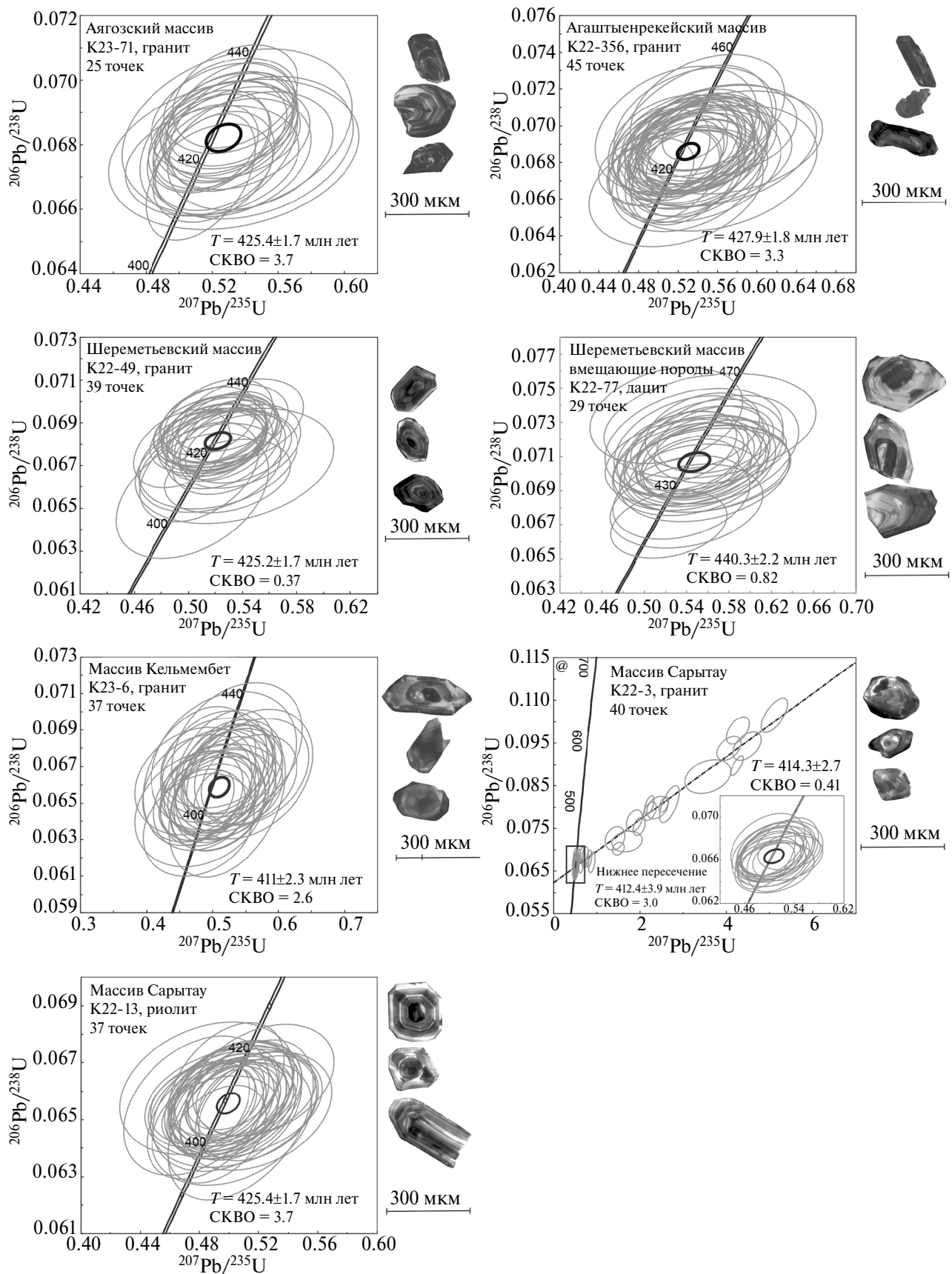


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для пород северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента и микрофотографии представительных зёрен циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции.

3) *Девонский этап*. Получены U–Pb-оценки возраста для небольших массивов Кельмбет и Сарытау, расположенных на северо-западе и юго-востоке полигона исследований (см. рис. 1, 2). Массив Кельмбет расположен в северо-западной части района исследований и представляет собой линзовидное тело, вытянутое в северо-западном направлении на 25 км при максимальной ширине в 5 км. Вмещающими породами являются кислые вулканиты, относящиеся к нижнему девону, при этом породы самого массива считаются раннепермскими. Для граносиенитов этого массива по 37 точкам получена оценка возраста 411 ± 2 млн лет. Массив Сарытау участвует в строении вулcano-плутонической структуры, расположенной на юго-востоке полигона в 20 километрах на юг от посёлка Жарма. Эта структура образована риолитами, их туфами и игнимбритами кислого состава, которые прорваны интрузивным телом гранитов овальных очертаний размером 12×6 км. Возраст гранитов на различных геологических картах принимался каменноугольным или раннепермским. При U–Pb-геохронологическом изучении циркона из 40 экспериментальных точек, только 18 имеют конкордантные оценки возраста — 414 ± 3 млн лет, остальные точки располагаются на линии дискордии с нижним пересечением в 412 ± 4 млн лет. Для вмещающих риолитов по 37 точкам получены оценка возраста 410 ± 2 млн лет. Оценки возраста пород массивов Кельмбет и Сарытау в интервале 414–410 млн лет соответствуют верхам лохковского-низам пражского веков раннего девона.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Для определения основных черт химического состава использовались данные по 28 образцам из силурийских гранитоидов, 22 образцам из девонских пород и 10 опубликованным данным по кембрийским породам по [12]. Полная таблица с составами представлена в дополнительных материалах.

1) *Кембрийский этап*. Гранитоиды данного этапа подробно описаны в работе [12] и приведены на графиках для сравнения. Они представлены преимущественно плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами низкокальцевыми, умеренноглинозёмистыми. Их состав соответствует продуктам частичного плавления метабазитов океанической коры, а формирование происходило в пределах энсиматической островной дуги.

2) *Силурийский этап*. Породы данного этапа представлены биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами до диоритов с достаточно широкими вариациями SiO_2 от 62 до 73 мас. %. На диаграммах [14] (рис. 3) эти породы локализуются в полях магнезиальных, щёлочно-известковистых, низко- и умеренноглинозёмистых пород. Данные гранитоиды имеют достаточно высокие содержания щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ от 4.8 мас. % в диоритах до 9.3 мас. % в гранитах при содержаниях CaO от 1 до 4 мас. %. Породы имеют умеренно фракционированные распределения РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7.5\text{--}9.6$) и слабовыраженный европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.47\text{--}0.76$). На мультиэлементных спектрах для силурийских гранитоидов характерно наличие минимумов по Nb, P, Ti.

3) *Девонский этап*. Породы этого этапа представлены серией пород от граносиенитов до лейкогранитов ($\text{SiO}_2 = 66.9\text{--}76.8$ мас. %). Относительно гранитоидов силурийского этапа главными отличительными особенностями пород девона является несколько повышенные содержания щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) и SiO_2 . На диаграммах [14] девонские гранитоиды локализуются в полях железистых, щелочных и щёлочно-известковистых, умеренноглинозёмистых пород. Также для этих гранитов характерны менее фракционированные распределения РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.4\text{--}6.4$) и глубокие европиевые минимумы ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04\text{--}0.66$). На мультиэлементных спектрах гранитов и лейкогранитов характерны минимумы по Ba, Sr, P, Nb, Ti, для граносиенитов минимум по Ba отсутствует, а остальные отрицательные аномалии менее выражены.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности химического и минерального состава гранитоидов силурийского возраста позволяют рассматривать их как породы I-типа, согласно “алфавитной” классификации [9, 11, 13]. По составу и возрасту изученные породы соответствуют гранитоидам сарыкольского комплекса, описанного в юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента, возраст которых устанавливался по геологическим взаимоотношениям [3]. Гранитоиды сарыкольского комплекса образуют крупные батолитовые тела, а их формирование связано с поздними стадиями эволюции островодужных систем. Поскольку подобные батолиты отмечены во всех зонах Чингиз-Тарбагатайского сегмента, вероятнее всего они связаны с процессами амальгамации и отвечают начальному этапу формирования

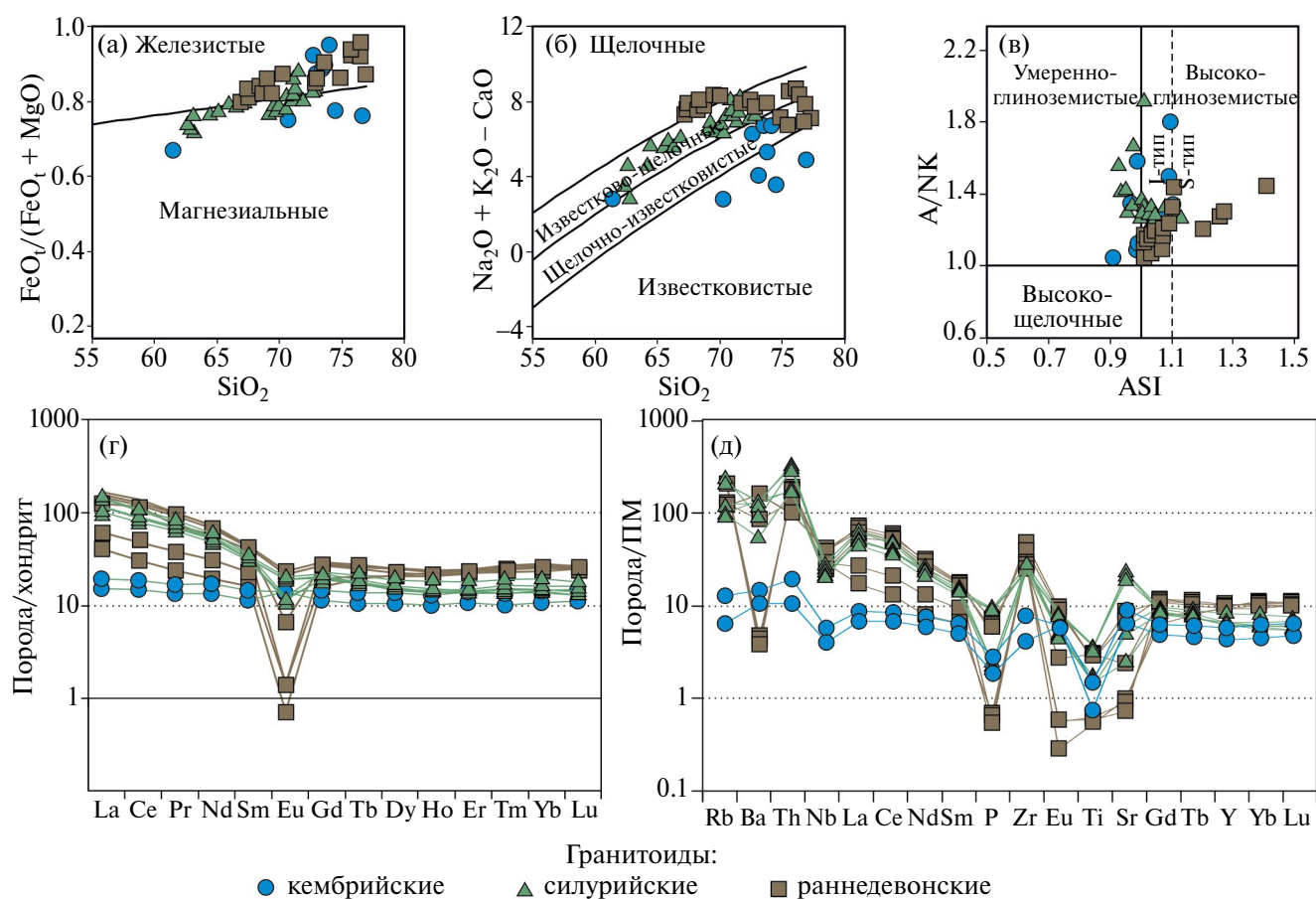


Рис. 3. Особенности состава гранитоидов северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента на диаграммах: (а): SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$ [14]; (б): SiO_2 — MALI [14]; (в): $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ — ASI , мол. кол. [14]; (г): на хондрит-нормализованном распределении РЗЭ [8]; (д): на мультиэлементной диаграмме, нормирование на примитивную мантию [18].

Казахстанского составного континента, как единого блока земной коры.

Повышенные щёлочность, железистость и особенности распределения редких элементов позволяют рассматривать изученные раннедевонские гранитоиды как породы А-типа или переходные породы I-A-типа. Подобные породы описаны в юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента в составе саргалдагского комплекса, возраст которого на основании геологических взаимоотношений принят как ранне-среднедевонский [3]. В настоящее время сложно судить о распространённости пород этого комплекса из-за недостаточного количества геохронологических и геохимических данных в пределах рассматриваемого региона. Характерной чертой строения комплексов этого возраста является их приуроченность к изолированным вулcano-плутоническим структурам, центральные части которых сложены

интрузивными породами, окружённые толщами кислых вулканитов и их туфов — структуры Сарытау и Кельмембет на северо-востоке Чингиз-Тарбагатайского сегмента и Машанская структура — на юго-западе. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов раннедевонского этапа является предметом дискуссий. С одной стороны, особенности их состава могут указывать на внутриплитные обстановки магматизма, возможно, связанные с участками растяжения в пределах сдвиговых зон. С другой стороны, в девонское время предполагается наличие субдукционной зоны с погружением океанической плиты под Казахстанский континент со стороны Джунгаро-Балхашского океана и формированием окраинно-континентального Девонского вулcano-плутонического пояса. Поэтому можно предполагать, что описанные в данной работе девонские комплексы формировались в тыловых частях этого пояса наиболее удалённых от зоны субдукции. Однако, следует

учитывать, что в настоящее время отсутствуют опубликованные геохронологические данные, доказывающие широкое распространение раннедевонских вулканических пород, маркирующих активную окраину Казахстанского составного континента. Возраст этих комплексов определяется на основании их положения в разрезе и находок остатков флоры раннедевонского и эйфельского возраста. Возможно, что ряд вулканических толщ, возраст которых не имеет палеонтологического обоснования, ошибочно рассматривается в качестве раннедевонских. Однако два рассматриваемых механизма не являются взаимоисключающими, и, возможно, что внедрение раннедевонских интрузивов являлось результатом формирования участков растяжения в пределах сдвиговых зон на фоне субдукционных процессов.

Положение полей составов кембрийских, силурийских и раннедевонских пород на диаграммах для реконструкции геодинамических условий формирования гранитоидов [17, 19], а также особенности химического состава позволяют проследить эволюцию источников для данного участка земной коры (рис. 4). Кембрийские породы локализуются в поле гранитоидов энзиматических островных дуг. Силурийские гранитоиды за счёт более высоких содержаний крупноионных литофильных компонентов (Rb) попадают в поле пород энзиматических субдукционных зон или магматитов аккреционно-коллизийных событий. Раннедевонские гранитоиды имеют более высокие содержания высокочarged элементов

(Ta, Nb, Yb), что приводит к их локализации в поле внутриплитных пород. Подобные изменения состава гранитоидов Чингиз-Тарбагатайского сегмента во времени являются отражением эволюции земной коры складчатой области от раннепалеозойской энзиматической дуги к вулканическому поясу с достаточно зрелой земной корой в среднем палеозое.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счёт Российского научного фонда, проект № 22-77-00061, а также в соответствии с планами Государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
2. Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1:1000000. Составители: Р.А. Сегедин (западная часть), Ю.М. Ким (северная), Р.М. Антонюк, М.С. Гранкин (центральная), И.А. Ротараш (восточная), И.К. Краснобородкин (южная). 10 листов. 1998.
3. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

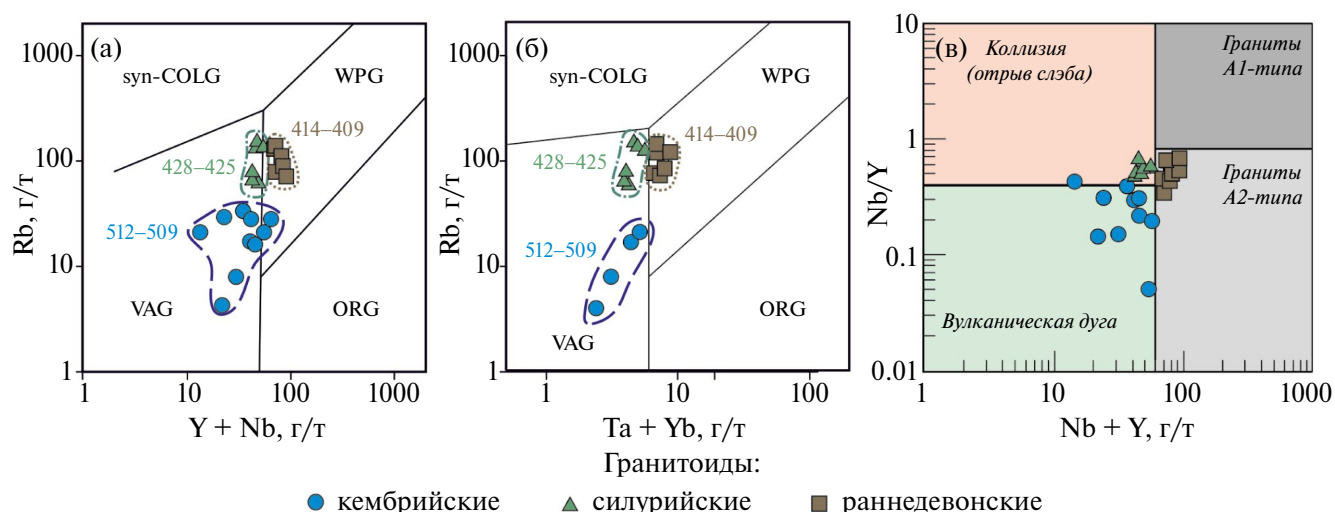


Рис. 4. Состав гранитоидов северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского сегмента на геодинамических диаграммах: а) Rb — (Y+Nb) [17]; б) Rb — (Ta+Yb) [17]; поля VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — граниты коллизийных орогенов, WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов; в) Nb/Y — (Nb+Y) [19].

4. Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Ковач В. П., Трет'яков А. А. Процессы формирования континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
5. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 на площади листов М-44-XXVI, М-44-XXXII и М-44-XXXIII по работам 2010–2012 гг. ТОО “ГРК “Топаз”, 2012. Книга I. 263 с.
6. Хромых С. В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
7. Boynton W. V. et al. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
8. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pac. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
9. Chen J. F., Han B. F., Ji J. Q., Zhang L., Xu Z., He G. Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, north Xinjiang, China // Lithos. 2010. 115. P. 137–152.
10. Chen J. F., Han B. F., Zhang L., Xu Z., Liu J. L., Qu W. J., Li C., Yang J. H., Yang Y. H. Middle Paleozoic initial amalgamation and crustal growth in the West Junggar (NW China): constraints from geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf-Os isotopes of calc-alkaline and alkaline intrusions in the Xiemisitai-Saier Mountains // J. Asian Earth Sci. 2015. 113. P. 90–109.
11. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. 80. P. 189–200.
12. Degtyarev K. E., Luchitskaya M. V., Tret'yakov A. A. et al. The Oldest Island-Arc Granitoids of the Chingiz–Tarbagatai Region, Eastern Kazakhstan: Substantiation of the Age and Peculiarities of Composition // Dokl. Earth Sc. 2024. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24600919>
13. Eby G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
14. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
15. Khromykh S. V., Kotler P. D., Kulikova A. V., Semenova D. V., Minnebaev K. R., Gareev B. I., Batalin G. A., Antsiferova T. N., Il'icheva E. A., Volosov A. S. Early Triassic Monzonite–Granite Series in Eastern Kazakhstan as a Reflection of Siberian Large Igneous Province Activity // Minerals. 2022. 12(9). (1101). <https://doi.org/10.3390/min12091101>
16. Kotler P. D., Khromykh S. V., Kruk N. N., Sun M., Li P., Khubanov V. B., Vladimirov A. G., Semenova D. V. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. V. 388–389. Art. № 106056.
17. 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. № 4. P. 956–983.
18. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
19. Whalen J. B., Hildebrand R. S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. № 105179.
20. Zhang C., Santosh M., Liu L. F., Luo Q., Zhang X., Liu D. D. Early Silurian to Early Carboniferous ridge subduction in NW Junggar: evidence from geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic data on alkali granites and adakites // Lithos. 2017. 300–301. P. 314–329.

STAGES OF GRANITOID MAGMATISM IN THE EASTERN PART OF THE KAZAKHSTAN COMPOSITE CONTINENT IN THE EARLY-MIDDLE PALEOZOIC

**P. D. Kotler^{a,b,#}, S. V. Khromykh^a, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^c,
A. V. Kulikova^{a,b}, M. D. Tsareva^a, V. A. Penkina^a**

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

^b*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

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

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

For the northeastern part of the Chingiz-Tarbagatai segment of the Boshchekul-Chingiz folded area, U-Pb age estimates of Middle Paleozoic granitoid complexes were obtained for the first time, and their geochemical features were described. New data indicate a wide distribution of Late Silurian granitoids, represented by I-type rocks, in this territory. Early Devonian rocks form a number of separate volcano-plutonic structures, the granitoids of which can be classified as A-type. The compositional features of granitoids formed during the Cambrian-Devonian allow us to trace the evolution of the crust of this part of the Chingiz-Tarbagatai segment from an ensimatic island arc to a volcanic belt with relatively mature continental-type crust.

Keywords: granitoids, evolution of the Earth's crust, Eastern Kazakhstan

УДК 553.9+553.21

НОВЫЕ ДАННЫЕ О Sm–Nd-ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНОГО/УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

© 2024 г. С. Г. Ковалев^{1,*}, С. С. Ковалев¹, А. А. Шарипова¹,
В. М. Горожанин¹, член-корреспондент РАН А. В. Маслов²

Поступило 06.05.2024 г.

После доработки 17.05.2014 г.

Принято к публикации 20.05.2024 г.

Приведены новые данные о Sm–Nd-возрасте ишлинского (1470 ± 62 млн лет) и мисаелгинского (1481 ± 58 млн лет) комплексов основного/ультраосновного состава, распространённых в пределах западного склона Южного Урала. Полученные значения возраста близки к границе калиммия и эктазия (~ 1400 млн лет) Международной хроностратиграфической шкалы. На основе расчётных данных показано, что область магмогенерации для расплавов, сформировавших названные комплексы, располагалась в “голове” плюма — первопричины машакского “магматического события” на Южном Урале.

Ключевые слова: Южный Урал, ишлинский габбро-норитовый комплекс, мисаелгинский дифференцированный комплекс, Sm–Nd-возраст, плюм

DOI: 10.31857/S2686739724090023

Западный склон Южного Урала является регионом, в пределах которого широко распространены интрузии основного/ультраосновного состава представленные, как правило, дифференцированными телами различной мощности (от 15–20 до ~ 250 м). Эти объекты на протяжении многих лет вызывают пристальный интерес исследователей в связи с их индикаторной ролью в расшифровке проблемных вопросов петрогенезиса и реконструкции процессов геодинамического развития региона [1–8]. Вместе с тем, одним из важнейших вопросов, которые решены всё ещё лишь частично, является возраст формирования указанных интрузивных комплексов. В данной работе приводятся новые данные о возрасте мисаелгинского и ишлинского комплексов, полученные в 2022–2023 гг.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе “Tescan Vega” Compact с энерго-дисперсионным анализатором “Xplorer Oxford Instruments” (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Съёмка проведена при следующих параметрах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 сек в режиме “Point&ID”, диаметр пучка ~ 3 мкм. При анализе использован встроенный комплект эталонов “Oxford Instruments Standards”, представленный природными и синтетическими соединениями.

Анализ Sm–Nd-системы произведён с применением метода изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (производство “ThermoScience”, Германия) во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург в статическом режиме. Коррекция на эффект приборной масс-дискриминации выполнена путём нормирования измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приведены к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в международном изотопном стандарте JNdi-1. Погрешность определения содержания

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра Российской Академии наук, Уфа, Россия

²Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: kovalev@ufaras.ru

Sm и Nd составляла 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород и минералов, а также первичного отношения $(\epsilon_{Nd})_0$ осуществлено в программе ISOPLOT с использованием значения константы распада $\lambda_{147Sm} = 6.44 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$. При расчётах были использованы следующие значения относительных погрешностей определения Sm–Nd-данных: 0.5% — для отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$, 0.003% — для отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными телами мощностью 45 и более 200 м, расположенными в юго-западной части тараташского метаморфического комплекса среди архей-нижнепротерозойских образований (рис. 1). В их сложении участвуют: порфировидные оливиновые долериты (в эндоконтактных зонах), среднезернистые оливиновые пироксениты, оливиновые габбро-нориты, габбро и феррогаббро-долериты. В наиболее мощном теле выделены следующие горизонты (снизу вверх): нижняя эндоконтактная зона мощностью около 2 м, “ультраосновной” горизонт — 110–112 м и габбровый горизонт — 100–110 м.

Нижняя эндоконтактная зона сложена порфировидными оливиновыми долеритами с переменным количеством основных пороодообразующих минералов: оливина, клино- и ортопироксена и плагиоклаза. По внешнему облику это тёмно-зелёные (до чёрных) породы со среднезернистой порфировидной структурой и массивной текстурой. Минеральный состав включает: оливин (69–75% Fo), ортопироксен (клиноэнстатит, #Mg — 0.77–0.80), клинопироксен (авгит, #Mg — 0.80), плагиоклаз (14–42 An), амфибол (эдинит, магнезиогастингсит), биотит, магнетит, титаномagnetит, ильменит, сульфиды, апатит, титанит. В минеральном составе “ультраосновного” горизонта установлены: оливин (форстерит 86% Fo в центральных частях кристаллов и хризолит 67–76% Fo в основной массе пород), клинопироксен (Mg-авгит, #Mg — 0.75–0.93), ортопироксен (клиноэнстатит, #Mg — 0.75–0.82), плагиоклаз (12–52 An), амфибол (магнезиальная роговая обманка, эдинит, магнезиогастингсит), биотит, магнетит (хроммагнетит), титаномagnetит, ильменит (пикроильменит) и сульфиды. В верхнем — габбровом горизонте присутствуют клинопироксен (Mg-авгит и авгит, #Mg — 0.62–0.76), плагиоклаз (2–5–60 An), железистая и магнезиальная роговая обманка, биотит,

хлорит, кварц, магнетит, титаномagnetит, ильменит, титанит и сульфиды.

Первое определение возраста габбро-долеритов из описываемого комплекса было выполнено В.И. Ленныхом и В.И. Петровым [9] К–Аг-методом, который дал датировку около 780 млн лет. Нами в 1996 г. опубликован близкий возраст 726 ± 13 млн лет, полученный Rb–Sr-методом по образцу габброида из верхней части интрузивного тела [3].

Ишлинский комплекс оливиновых габбро-норитов, описывавшийся ранее в геологосъёмочных отчётах как комплекс плагиоклазовых перидотитов или пикритов, представлен тремя разобщёнными выходами (“Курманайская дайка”, Ишлинские пикриты и пикриты руч. Интурат), которые протягиваются в субмеридиональном направлении на 8–10 км и залегают среди осадочных отложений суранской свиты нижнего рифея (см. рис. 1).

Для пород характерны порфировидные, неравнозернистые, часто пойкилитовые, близкие к кумулятивным структуры, с идиоморфными и субидиоморфными кристаллами оливина (73–80% Fo), клинопироксена (авгит, #Mg — 0.64–0.78) и ортопироксена (клиноэнстатит, #Mg — 0.61–0.78), “сцементированных” ксеноморфными и субидиоморфными кристаллами плагиоклаза, состав которого варьирует от альбит-олигоклаза (2–24% An) до битовнит-анортита (78–83% An). Размер зёрен темнокрасных минералов меняется от 2.0–2.5 мм до сотых долей мм. В качестве второстепенных минералов присутствуют высокомагнезиальный биотит, Mg–Fe-роговая обманка, магнетит (хроммагнетит), хромшпинелид, ильменит, сульфиды, апатит. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, тремолитом, тальком и серпентином.

Отнесение пород комплекса к среднему рифею было основано ранее на определении возраста Sm–Nd-методом по трём валовым пробам и трём монофракциям пироксенов из них, по которым рассчитан возраст 1270 ± 56 млн лет (СКВО = 1.11), а аппроксимация точек (валовая проба, клинопироксен, ортопироксен) одного образца дала изохрону с наклоном, отвечающим $T = 1291 \pm 67$ млн лет (СКВО = 0.66) [7, 8].

В 2019 г. нами была предпринята попытка определения возраста оливинового габбро-норита ишлинского тела по монофракциям оливина, пироксена, плагиоклаза и валового состава пород, в результате чего получена

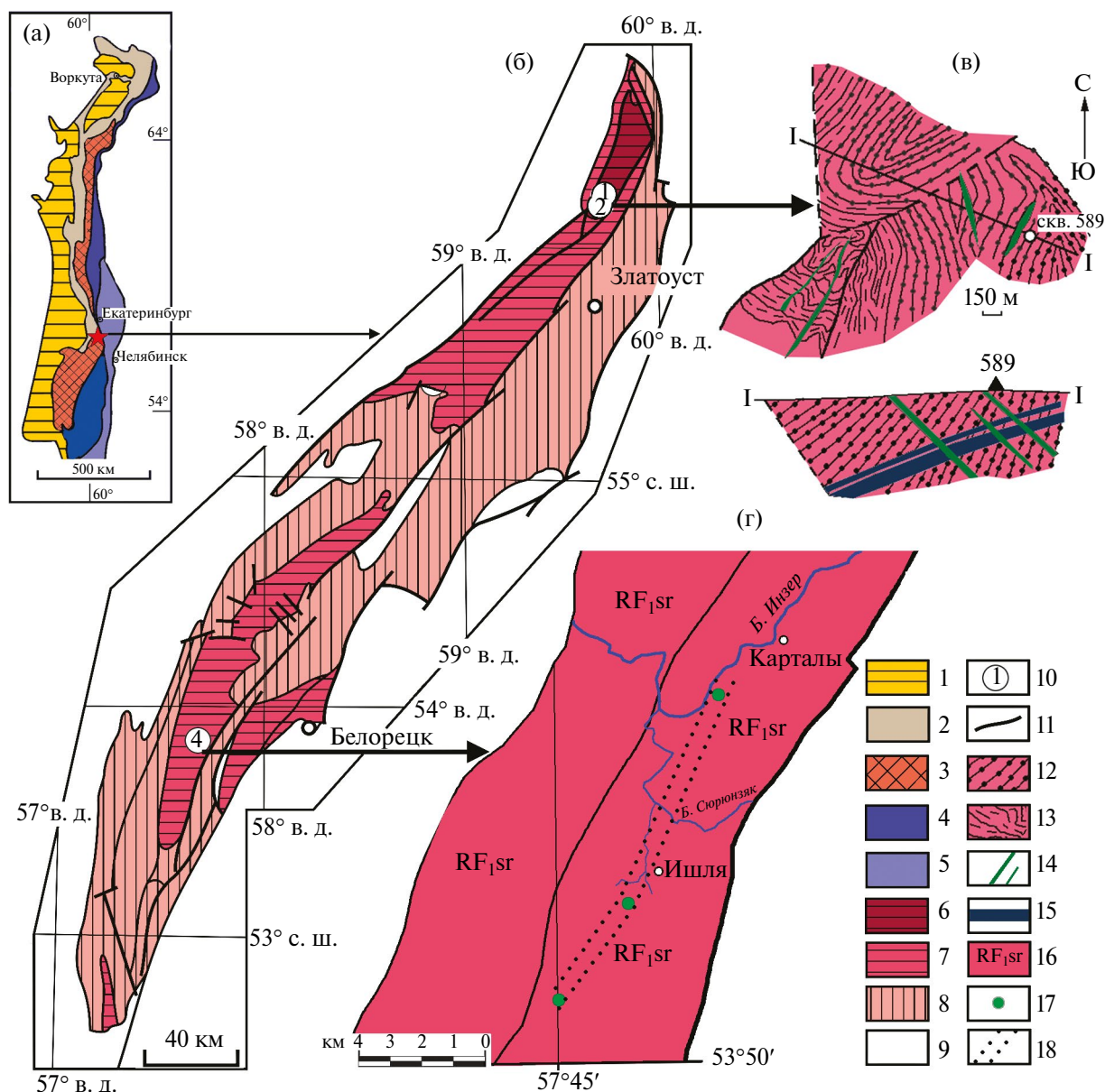


Рис. 1. Структурная схема Урала (а), геологическая схема западного склона Южного Урала (б), геологическая схема и разрез участка “Магнитный” с телами пород мисаелгинского комплекса (в) и геологическая схема расположения тел ишлинского комплекса (г). а: Мегазоны Урала: 1 — Предуральская, 2 — Западно-Уральская, 3 — Центральнo-Уральская, 4 — Тагильско-Магнитогорская, 5 — Восточно-Уральская. б: 6 — архейско-протерозойские отложения, 7 — нижнерифейские отложения, 8 — среднерифейские отложения, 9 — палеозойские отложения, 10 — тела дифференцированных комплексов (1 — мисаелгинский комплекс, 2 — лысогорский комплекс, 3 — ишлинский комплекс), 11 — тектонические границы. в: 12 — мигматиты, 13 — гранат-биотитовые гнейсы, 14 — разновозрастные дайки базитов, 15 — расслоенные тела мисаелгинского комплекса. г: 16 — нерасчленённые отложения суранской свиты, 17 — тела ишлинского комплекса, 18 — предполагаемые границы ишлинского комплекса.

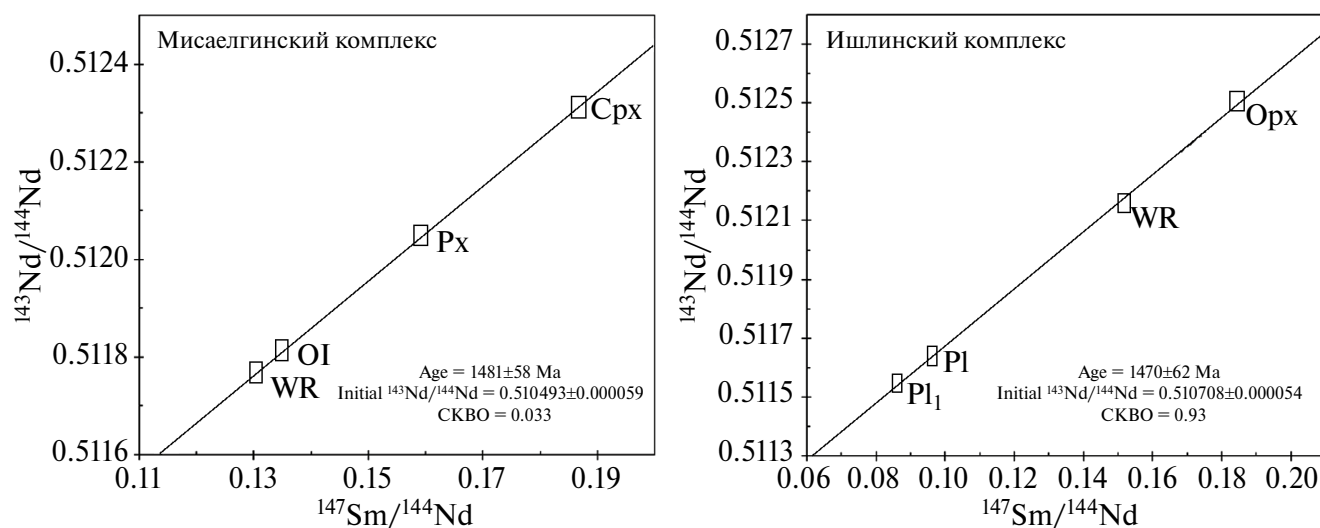


Рис. 2. Sm–Nd-изохронные диаграммы для пород мисаелгинского и ишлинского комплексов. WR – валовый состав; OI – оливин; Px – пироксен (Cpx + Opx); Opx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен; Pl₁ – плагиоклаз (Pl – плагиоклаз из пробы 2019 г.).

линейная зависимость с параметрами: возраст – 1493 ± 120 млн лет и $\text{CKBO} = 0.0051$. Анализ зависимости $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от $1/\text{Nd}$ показал, что она не является линией смещения и может отвечать реальному геологическому событию. При этом наблюдалось отклонение фигуративной точки плагиоклаза от общей прямолинейной зависимости, что, вероятнее всего, связано с нарушением замкнутости Sm–Nd-системы в результате посткристаллизационных процессов, приведших к частичной потере самария и неодима.

В 2023 г. из проб 2019 г. были повторно отобраны монофракции минералов и выполнены определения возраста, результаты которых приведены на рис. 2. Полученные цифры коррелируются с возрастом пикродолеритов лысогогорского комплекса 1409 ± 89 млн лет, тела которых расположены в непосредственной близости от тел мисаелгинского комплекса [4].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты имеют принципиальное значение не только для региональной геологии Южного Урала, но и для глобальных геодинамических построений, в частности касающихся истории мезопротерозойского суперконтинента Колумбии и континента Балтики, входившего в его состав [10]. Приведённые выше значения возраста близки к границе калиммия и эктазия (~1400 млн лет) Международной хроностратиграфической шкалы. Одна из геодинамических реконструкций для этого временного

периода изображена на рис. 3, на которую нанесены индикаторные магматические комплексы.

Для выяснения условий и механизмов генерации расплавов, сформировавших характеризующие комплексы, нами выполнены расчёты температур образования минеральных ассоциаций по оливин–клинопироксеновому OI–Cpx-геотермометру [11]. Путём подстановки в формулу, предложенную в работе [12] температур, рассчитанных по OI–Cpx-геотермометру, было определено давление, при котором сформировались минеральные ассоциации ишлинского и мисаелгинского комплексов. Для проверки корректности полученных результатов, произведены также расчёты температуры кристаллизации оливина по содержанию в нём кальция. Для анализа использовались только те данные, температуры которых, рассчитанные по OI–Cpx-геотермометру и по содержанию кальция в оливине, различались не более чем на 5°C .

Согласно полученным результатам, максимальные *PT*-условия формирования расплавов, сформировавших тела ишлинского комплекса установлены для ассоциаций “ядерные части порфировидных кристаллов оливина – окружающий клинопироксен” ($T = 1302\text{--}1313^\circ\text{C}$, $P = 37\text{--}38$ кбар). В ассоциациях “краевые части кристаллов оливина – клинопироксен” температуры снижаются до $1036\text{--}1059^\circ\text{C}$, а давление до $7\text{--}8$ кбар. Температура кристаллизации пироксенов, рассчитанная как среднее по двупироксеновым геотермометрам [13–16], составляет $1156\text{--}1200^\circ\text{C}$.

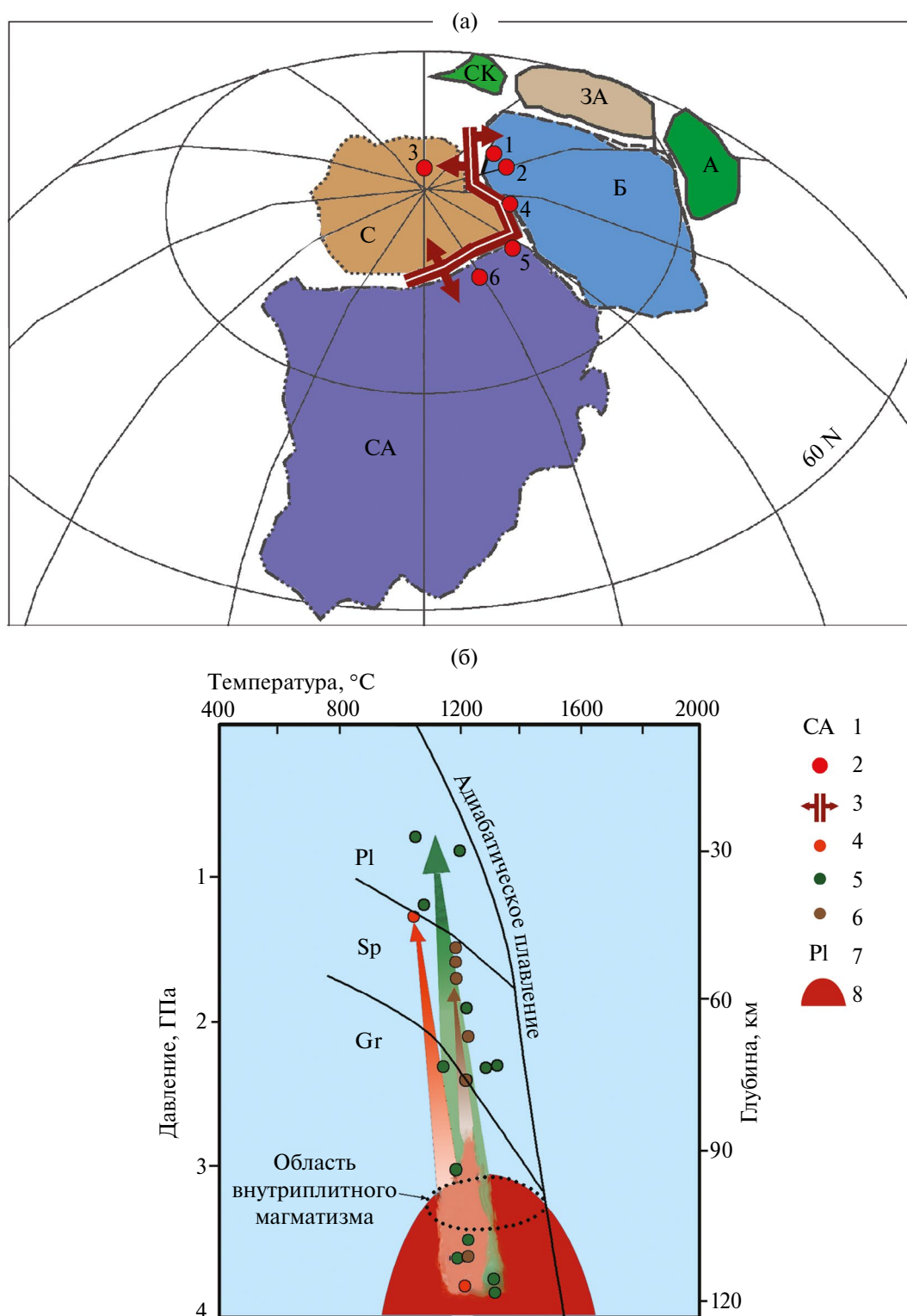


Рис. 3. Среднерифейские (1380–1385 млн лет) магматические комплексы на реконструкции континента Нуна (Колумбия), по [17] с упрощениями (а) и РТ-диаграмма для расплавов, сформировавших магматические комплексы западного склона Южного Урала, по [18] с упрощениями (б). а: 1 — СА — Северная Америка, С — Сибиря, Б — Балтика, А — Амазония, ЗА — Западная Африка, СК — Северо-Китайская платформа; 2 — рифтовая зона с машакским возрастом; 3 — индикаторные магматические комплексы (1 — Машак, 2 — дайки в скв. Мензелино-Актаныш, 3 — Анабар, дайки Чирес, 4 — Тиман, скв. Полюю-1, 5 — Гренландия, вулканы Мидсоммерсо и Зиг-Зал Вал, 6 — дайки Виктория Лэнд). б: 4 — мисаелгинский комплекс; 5 — ишлинский комплекс; 6 — лысогогорский комплекс; 7 — поля устойчивости минеральных фаз (Pl — плагиоклаз, Sp — шпинель, Gr — гранат); 8 — предполагаемый плюм.

Аналогичные расчёты выполнены для минералов мисаелгинского комплекса. Максимальные PT -параметры ($T = 1325\text{--}1350^\circ\text{C}$, $P = 38\text{--}43$ кбар) и температура кристаллизации пироксенов $1005\text{--}1173^\circ\text{C}$ близки к таковым, характеризующим условия формирования расплавов ишлинского комплекса.

На основании рассчитанных параметров построены тренды эволюции расплавов, сформировавших описываемые комплексы западного склона Южного Урала (см. рис. 3 б). Как видно из диаграммы, наиболее глубокие составы расплавов для всех комплексов располагаются практически в одной области магмогенерации, а точки рассчитанных параметров для ишлинского и лысогогорского комплексов образуют практически непрерывный тренд, характеризующий весь процесс зарождения и эволюции расплава при формировании интрузивных тел. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что согласно многочисленным исследованиям ([10, 17] и др.) магматизм среднерифейского этапа развития Южного Урала имел плюмовую природу и, вероятнее всего, область магмогенерации располагалась в "голове" поднимающегося плюма, что объясняет близкие PT -параметры расплавов для пространственно разобщённых комплексов.

Таким образом, описываемые комплексы являются индикаторами, характеризующими начало плюмового события на территории Южного Урала. Дальнейшее развитие процесса (во временном интервале $1395\text{--}1380$ млн лет), обусловленное растяжением литосферы с активным рифтогенезом заключалось в формировании машакского/шатакского рифта с пикрит-базальт-риодацитовым магматизмом, широким развитием дайковых поясов и разнообразных пород различной формационной принадлежности [19].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, проект № 23-27-00023.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы декларируют отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Ковалев С. Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
2. Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Ковалев С. Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
3. Ковалев С. Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 90 с.
4. Ковалев С. Г., Маслов А. В., Ковалев С. С., Высоцкий С. И. Sm—Nd-возраст пикритов лысогогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднерифейского магматизма // ДАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 58—61.
5. Ковалев С. Г., Ковалев С. С. Условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере интрузии западного склона Южного Урала) // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 6. С. 551—557.
6. Носова А. А., Сазонова Л. В., Горожанин В. М., Кузьменкова О. Ф. Мезопротерозойские оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 53—87.
7. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М., Ковалев С. Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392—428.
8. Сазонова Л. В., Носова А. А., Ларионова Ю. О., Каргин А. В., Ковалев С. Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенез и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С. 64—83.
9. Ленных В. И., Петров В. И. Пикриты тараташского комплекса // Труды Ильмен. гос. заповед. 1978. Вып. 17. С. 45—52.
10. Ernst R. E. Large igneous provinces. London: Elsevier, 2014. 653 p.
11. Loucks Robert R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // Contrib Mineral. Petrol. 1996. 125(2—3). P. 140—150.
12. De Hoog Jan C. M., Gall Louise, David H. C. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // Chemical Geology. 2010. 270(1—4). P. 196—215.
13. Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. 42(2)/ P. 109—124.

14. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. 62(2). P. 129–139.
15. Perchuk L. L., Saxena S. K., Bhattacharji S. Thermodynamic control of metamorphic processes in Energetics of Geological Processes. New York: Springer, 1977. P. 285–352.
16. Kretz R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1982. 46(3). P. 411–422.
17. Пучков В. Н. Плюмы в геологической истории Урала // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 4. С. 64–72.
18. Green D. H. MantleTemp. <http://www.mantleplumes.org/>
19. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

NEW DATA ON Sm-Nd AGE OF MAFIC/ULTRAMAFIC INTRUSIONS ON THE WESTERN SLOPE OF THE SOUTH URAL

**S. G. Kovalev^{a, #}, S. S. Kovalev^a, A. A. Sharipova^a, V. M. Gorozhanin^a,
Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^b**

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

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

[#]*E-mail: kovalev@ufaras.ru*

The article presents new data on the Sm–Nd age of the Ishliy (1470 ± 62 Ma) and Misaelga (1481 ± 58 Ma) complexes of basic/ultrabasic composition, distributed within the western slope of the Southern Urals. The obtained age values are close to the Kalimmian-Ektasian boundary (~ 1400 Ma) of the International Chronostratigraphic Scale. Based on calculated data, it is shown that the area of magma generation for the melts that formed the named complexes was located in the “head” of the plume – the primary cause of the Mashak “magmatic event” in the Southern Urals.

Keywords: Southern Urals, Ishliy gabbro-norite complex, Misaelga differentiated complex, Sm-Nd age, plume

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ПОРОД ПРОДУКТИВНОГО МОЛО-САРЫЧАТСКОГО ПЛУТОНА (ВОСТОЧНЫЙ КИРГИЗСТАН)

© 2024 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступила в редакцию 05.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Приведены первые данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Моло-Сарычатского плутона, приуроченного к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева” в восточном Киргизстане. Породы этого плутона относятся к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. С этим плутоном пространственно и генетически связана интенсивная Mo(–W–Cu–Au) (главным образом молибден-порфировая) минерализация. Наряду с другими месторождениями и проявлениями золота, вольфрама и меди, эта минерализация входит в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня, однако проявления молибден-порфировой минерализации в этом поясе пока единичны. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона указывают на кристаллизацию кварцевых монцонитов (293.3 ± 4.2 млн лет) и монцогранитов (286.6 ± 2.4 млн лет) в ранней перми. Установлены также антекристы циркона с датировками 306–320 млн лет. Полученный возраст кристаллизации отвечает постколлизиионному этапу развития данной территории, а присутствие указанных антекристов расширяет диапазон становления плутона в позднем карбоне-ранней перми, что, таким образом, охватывало тектонические обстановки сначала субдукционного, а затем постколлизиионного режима. Соответственно, устанавливается постколлизиионная природа Mo(–W–Cu–Au) (молибден-порфировой) минерализации, связанной с изученным плутоном и сформированной после внедрения кварцевых монцонитов (ранняя стадия минерализации) и монцогранитов (поздняя стадия). Значительное обогащение молибденом может быть связано с его прогрессирующим накоплением по мере магматической дифференциации, приводившей к внедрению кварцевых монцонитов и особенно монцогранитов. Эти процессы протекали в условиях более зрелого постколлизиионного тектонического режима, с возможным формированием промежуточных магматических очагов в раннепротерозойском субстрате метаморфических пород и древних гранитоидов. Установленные возрастные датировки пород Моло-Сарычатского плутона обнаруживают близость к таковым, выявленным для метасоматических и магматических пород крупного золоторудного месторождения Кумтор, также приуроченным к “линии В.А. Николаева”.

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

DOI: 10.31857/S2686739724090034

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший медно-молибден-вольфрам-золоторудный металлогенический пояс Тянь-Шаня протягивается в Средней Азии более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1), и объединяет многочисленные крупные рудные месторождения (рис. 1) [1, 2]. Среди таких месторождений наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота

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

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

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

*E-mail: sergei07@mail.ru

плутоногенного и/или орогенного типов – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др., гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалык [1, 3], а также разнообразные вольфрамовые и оловянные месторождения [1]. Вместе с этим, несмотря на обычное присутствие количественно резко подчинённой молибденовой минерализации на многих месторождениях (особенно порфировых Cu–Au–Mo- и скарновых W–Mo), рудные объекты с ведущей ролью молибденовой минерализации в данном поясе остаются почти неизвестными.

Одним из редких исключений являются существенно молибденовые (порфирового типа) проявления Моло-Сарычатского рудного поля, которые расположены в центральной части “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня”, или “линии В.А. Николаева” (рис. 2 А). Эта система долгоживущих глубинных разломов разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня. Она контролирует протяжённую

(более 500 км) Сонкуль-Кенсуйскую металлогеническую зону [1], которая объединяет около 15 интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации. Как и другие рудные объекты данной металлогенической зоны, минерализация Моло-Сарычатского рудного поля ассоциирует с небольшим позднепалеозойским плутоном калиевых субщелочных пород.

Несмотря на то, что по многим интрузиям Тянь-Шаня, сопровождаемым плутоногенными рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста ([3] и др.), возрастные датировки многих рудоносных интрузий этого региона до сих пор отсутствуют. Это в полной мере относится и к рудоносным интрузиям, расположенным вдоль “линии В.А. Николаева”, включая интрузии Моло-Сарычатского рудного поля, изотопное датирование которых современными методами ранее не выполнялось. Настоящая работа представляет

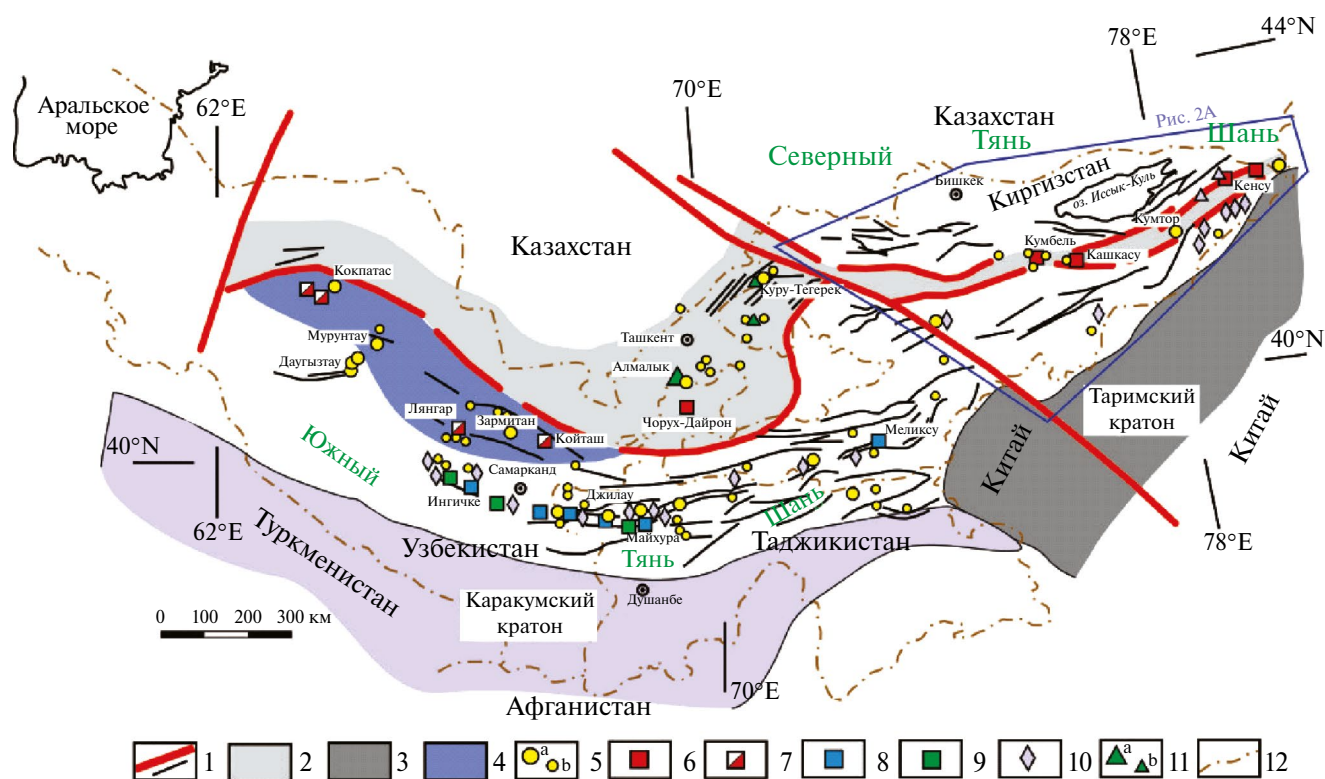


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 — разломы разных порядков, 2 — позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 — континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 — террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную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

первые данные такого изотопного датирования, которые могут иметь значение как в аспектах выявления особенностей магматизма и металлогении “линии В.А. Николаева”, так и для более широкой тектонической и металлогенической корреляции в целом для медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА И СВЯЗАННОЙ С НИМ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Моло-Сарычатский плутон прорывает верхнедевонские до нижнекаменноугольных осадочные породы (лавы и туфы трахиандезитов, углистые и кремнистые сланцы, песчаники, доломиты и известняки), которые рассматриваются как аналоги осадочных формаций расположенного восточнее Турукского шовного (сутурного) прогиба, приуроченного к системе разломов “линии В.А. Николаева” (рис. 2 Б). Эти осадочные породы несогласно залегают на неопротерозойской-кембрийской толще доломитов, глинистых сланцев и чёрных углистых сланцев с горизонтами конгломератов, и углисто-кремнистых сланцев. В свою очередь, данная толща подстилается палеопротерозойскими (до архейских?) гранитно-метаморфическими породами древнего континентального основания Срединного Тянь-Шаня, тектонические блоки которых, возможно, были отколоты от Таримского кратона по системе рифтов [4].

Моло-Сарычатский плутон включает несколько удлиненно-линзовидных интрузивных тел шириной до 1.5 км, которые в виде параллельных цепочек протягиваются на 8–10 км и соединяются воедино в северо-восточной части этого магматического ареала (рис. 2 Б). Плутон включает породы нескольких фаз внедрения, в том числе ранние монцодиориты, промежуточные монцониты и поздние кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты-аляскиты (или сиенограниты), в свою очередь, сопровождаемые поздними дайками основных пород, в том числе лампрофиров. Монцодиориты слагают большую часть северной цепочки интрузий, тогда как более кремнекислые породы преобладают в южной цепочке.

Монцодиориты — это меланократовые средне-мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных породы, которые содержат амфибол (35–50 об. %), биотит (7–15 об. %), плагиоклаз (лабрадор-андезин; 35–45 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит;

7–15 об. %). Гибридные разновидности монцодиоритов, которые образуют ореолы вокруг интрузивных тел этих пород, содержат больше биотита (10–20 об. %), а также кварц (5–15 об. %) и характеризуются гнейсовидной до пятнистой текстурой, обусловленной сегрегациями темноцветных минералов, с постепенными переходами к вмещающим биотитовым (кварц-полевошпат-биотитовым) роговикам. Монцониты отличаются меньшим цветным индексом и содержат амфибол (15–20 об. %), биотит (15–20 об. %), плагиоклаз (40–50 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз до ортоклаз-пертита; 10–20 об. %).

Кварцевые монцониты — это мезо-лейкократовые, средне-мелкозернистые, обычно слабо- до резко-порфировидных породы, с крупными фенокристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаза до микроклина) и мелкими фенокристаллами плагиоклаза (андезин с 35–45 мол. % анортита). Породы сложены амфиболом (3–5 об. %), биотитом (5–10 об. %), плагиоклазом (35–45 об. %), калиевым полевым шпатом (25–35 об. %) и кварцем (15–20 об. %). Для этих пород характерно присутствие обособлений-энклавов, сложенных темноцветными минералами (амфиболом, биотитом, иногда с клинопироксеном) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Кроме мезо-лейкократовых кварцевых монцонитов, обычно слагающих сравнительно более крупные интрузивные тела, распространены также меланократовые резко-порфировидные, средне-мелкозернистые кварцевые монцониты, которые слагают небольшие дайки, а также иногда внешние “закалочные” зоны “быстрой кристаллизации” в более крупных интрузивах кварцевых монцонитов. Эти породы содержат многочисленные фенокристаллы кварца, полевых шпатов и биотита, с весьма неравномерным их распределением, с участками их почти полного отсутствия и участками с обильными фенокристаллами и их гломеропорфировыми агрегатами. Они в целом содержат амфибол (3–5 об. %), биотит (10–15 об. %), плагиоклаз (35–50 об. %), калиевый полевой шпат (25–30 об. %) и кварц (15–20 об. %).

Более поздние монцограниты слагают небольшие штоки, прорывающие гранодиориты, а последующие лейкограниты-аляскиты — мелкие разобщённые дайки и жилы. Монцограниты — это лейкократовые мелкозернистые равномернозернистые до порфировидных породы, с небольшими фенокристаллами калиевого

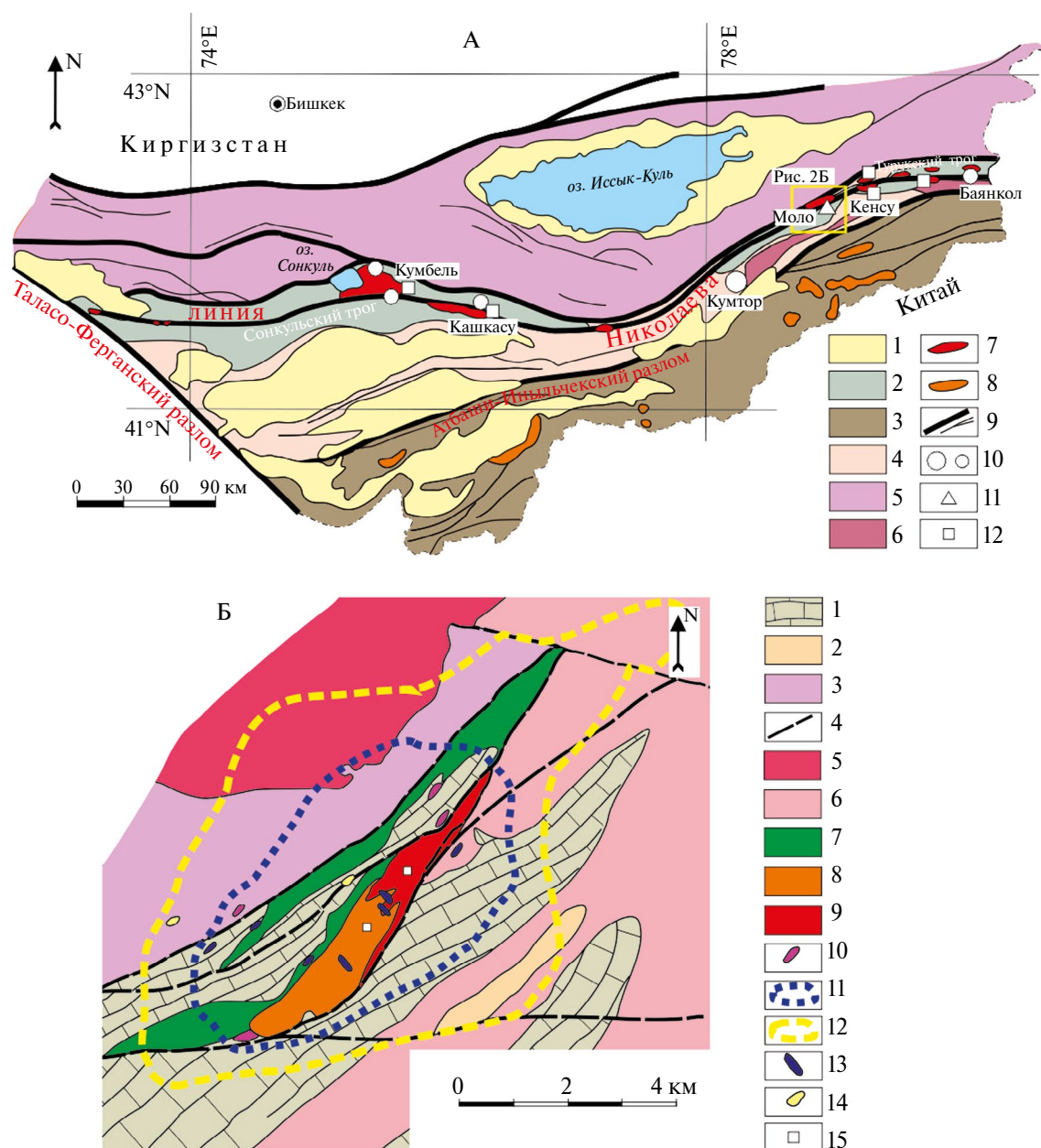


Рис. 2. Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, и (Б) района Моло-Сарычатского плутона, по [5], с изменениями. А: 1 — кайнозойские отложения, 2 — позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, Турукский), 3 — террейны Южного Тянь-Шаня, 4 — террейны Срединного Тянь-Шаня, 5 — террейны Северного Тянь-Шаня, 6 — палеопротерозойские (до архейских?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского кратона, отчленённые по системам рифтов), 7 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококаалиевой известково-щелочной серий, 8 — отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 — разломы, 10–12 — месторождения и рудопроявления (10 — золота, 11 — вольфрама, 12 — молибдена). Б: 1 — верхнедевонские-нижнекаменноугольные доломиты, известняки, подчинённые сланцы и песчаники, 2 — верхнепротерозойские до кемрийских сланцы, конгломераты, тиллиты, 3 — неопротерозойские сланцы, доломиты, известняки, 4 — разломы, 5 — ордовикские-силурийские гранитоиды (Сусамырский комплекс), 6 — неопротерозойские (?) гранитоиды (Сарыджазский комплекс), 7–9 — позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококаалиевой известково-щелочной серий (7 — монцодиориты, включая гибридные кварцевые монцодиориты, 8 — кварцевые монзониты, 9 — монцограниты), 10–14 — гидротермальные метасоматиты и рудная минерализация (10 — изменённые скарны с W-, Mo-, Cu-минерализацией, 11 — ареал развития калиевых метасоматитов и филлизитов с Mo-, Cu-, W-минерализацией, 12 — ареал развития филлизитов (кварц-серцитовых и кварц-карбонат-серцитовых метасоматитов) с Pb-, Zn-, Bi-, Ag-, Au-минерализацией, 13 — зоны интенсивного кварцевого прожилкования с Mo- и Cu-минерализацией, 14 — зоны интенсивного прожилкования с Pb-, Zn-, Bi-, Ag-, Au-минерализацией), 15 — места отбора проб для изотопного датирования цирконов.

полевого шпата и плагиоклаза. Эти породы сложены калиевым полевым шпатом (ортоклаз-пертит; 30–50 об. %), плагиоклазом (андезин-олигоклаз; 20–30 об. %) и кварцем (25–30 об. %), при небольшом содержании биотита (5–10 об. %).

Лейкограниты-аляскисты отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (менее 1 об. %) содержанием единственного фемического минерала — биотита.

Акцессорные минералы в данных интрузивных породах — магнетит, апатит, титанит, циркон, в кварцевых монцонитах присутствуют также алланит и эпидот. Все породы относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и высококалийевой известково-щелочной сериям, и умеренно-глинозёмистому I-типу.

Интрузии сопровождаются значительной гидротермальной рудной минерализацией (рис. 2 Б). Наиболее ранними являются небольшие тела пироксеновых и гранатовых скарнов, развитые в экзоконтактовом ореоле; с гидротермальными измерениями этих скарнов связана сравнительно слабая минерализация (шеелит, молибденит, халькопирит). Вне скарновых тел более обширные зоны образованы калиевыми (кварц-калишпатовыми) метасоматитами, развитыми в виде жил, штокверков и участков сплошного замещения, в которых интенсивно развиты молибденит и халькопирит. Эти калиевые метасоматиты наложены на породы плутона, но особенно тяготеют к телам кварцевых монцонитов. Более поздние пропилиты (с хлоритом, эпидотом, местами амфиболом, а также кварцем, олигоклаз-альбитом и др.) содержат халькопирит, молибденит и шеелит, а также арсенопирит и пирротин, причём последний местами слагает мономинеральные линзы мощностью до нескольких метров. Однако наиболее интенсивная сульфидная минерализация, включая молибденит, связана с более поздними филлизитовыми или карбонат-филлизитовыми (кварц-серицитовыми и серицит-карбонат-кварцевыми) метасоматитами, которые наиболее широко распространены в рудном поле и накладываются на все породы Моло-Сарычатского плутона (рис. 2 Б) в виде штокверков и зон сплошного метасоматического замещения. Кроме молибденита, в этих метасоматитах распространены халькопирит, минералы Bi, Pb, Zn, Ag, Au, присутствует шеелит. Развиты также кварцевые жилы (мощностью до 1 м) с мусковитовой или карбонат-мусковитовой оторочкой, содержащие крупночешуйчатый молибденит. В совокупности, зоны постскарновых кварц-калишпатовых, пропилитовых и

филлизитовых метасоматитов образуют крупный (размером в несколько километров) ореол гидротермально-изменённых пород, в центре которого находится Моло-Сарычатский плутон (рис. 2 Б). Намечается определённая минеральная и геохимическая зональность этого ореола, выраженная в тяготении Mo-, Cu-, W-минерализации к его центральной части, а полиметаллической (Pb, Zn, Ag, Au)-минерализации — к его периферии [5] (рис. 2Б).

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U-Pb-изотопного датирования циркона были отобраны из кварцевых монцонитов и монцогранитов Моло-Сарычатского плутона (рис. 2Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведен в табл. 1. Изотопные U-Pb-исследования кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [6]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$ [7]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U-Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [8]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [9]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [10], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Моло-Сарычатского плутона (вес. %, г/т)

№ проб	1	2		1	2
породы	кварцевый монзонит	монцогранит		кварцевый монзонит	монцогранит
SiO ₂	65.51	72.21	Nb	21.5	8.92
TiO ₂	0.47	0.20	Y	19.4	7.19
Al ₂ O ₃	15.72	14.14	Mo	2.88	5.19
Fe ₂ O ₃	1.54	0.75	W	2.64	3.15
FeO	1.93	0.86	Cs	3.03	3.19
MnO	0.07	0.04	Hf	7.11	4.12
MgO	2.45	0.64	Ta	2.05	2.11
CaO	3.10	1.31	Ga	24.3	14.3
Na ₂ O	4.18	3.31	Th	43.1	33.8
K ₂ O	3.38	5.07	U	5.18	4.19
P ₂ O ₅	0.12	0.06	Cu	35.0	102
F	0.061	0.055	Zn	26.7	34.7
CO ₂	0.11	0.12	Pb	24.8	18.9
S _{total}	0.26	0.21	La	59.0	47.2
H ₂ O ⁻	<0.10	<0.10	Ce	162	101
H ₂ O ⁺	<0.20	0.43	Pr	20.5	9.44
Total	99.20	99.51	Nd	55.3	14.8
			Sm	9.04	2.83
Ba	1221	1122	Eu	2.19	0.23
Sr	653	275	Gd	6.26	1.59
Co	5.94	4.18	Tb	0.74	0.54
Ni	39.6	10.4	Dy	3.83	1.05
V	34.5	12.6	Ho	0.56	0.32
Cr	116	22.4	Er	1.74	0.45
Rb	141	129	Tm	0.29	0.11
Be	3.72	2.39	Yb	1.66	0.49
Zr	204	112	Lu	0.25	0.22

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO — волюмометрическим методом, F — методом ионной хроматографии, CO₂ — методом кислотного титрования, S_{общ.} — методом йодного титрования, H₂O[±] — гравиметрическим методом, рассеянных, редких и редкоземельных элементов — методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб кварцевых монцонитов и монцогранитов Моло-Сарычатского плутона были извлечены соответственно 17 (кварцевые монцониты) и 23 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных минералов, розовые до жёлтых, характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 100–400 мкм и коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:3 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается небольшое тёмное или светлое неясно-зональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). Характерна широкая дисперсия изотопного возраста циркона, с обособлением двух и более максимумов значений, в целом — от 293–286 млн лет до 306–320 млн лет (рис. 3). В сериях таких “диспергированных” значений, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокрисов”, т.е. кристаллов циркона, образовавшихся при формировании кварцевых монцонитов и монцогранитов, а более поздние — возрасту кристаллизации “антекрисов”, которые кристаллизовались в ранних фазах плутона или в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном остывании крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [11]. Соответственно, возраст образования указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокрисов”, составляет 293 ± 4 млн лет (СКВО = 0.57) для кварцевых монцонитов и 286 ± 2 млн лет (СКВО = 1.5) для монцогранитов Моло-Сарычатского плутона.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные изотопного возраста позволяют провести корреляцию времени становления Моло-Сарычатского плутона в рамках принятых в настоящее время моделей тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня, становление позднепалеозойских интрузий в котором происходило при конвергенции

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в постколлизийной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3]. Позднепалеозойская субдукция в регионе включала накопления флишевых толщ и развитие олистостром в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня в интервале времени порядка 330–325 млн лет в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в интервале около 315 млн лет — в восточном сегменте киргизского Тянь-Шаня [3, 12]. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В раннепермское время (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало обильного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [3, 12, 13]. Соответственно, более молодые (чем 295 млн лет) датировки интрузивных пород отвечают постколлизийному этапу, как это принято и для других сегментов орогенной системы Тянь-Шаня [3]. В таком контексте, вероятно, ещё на субдукционном этапе в Моло-Сарычатском плутоне были генерированы и частично раскристаллизованы более глубокие порции магмы, повторное плавление которых затем могло послужить источником кристаллов магм, из которых образовались зёрна циркона с изотопным возрастом порядка 320–306 млн лет. Однако становление изученных гранитоидных фаз этого плутона (кварцевые монцониты, монцограниты), содержащих кристаллы циркона с изотопным возрастом порядка 293–285 млн лет, происходило уже на постколлизийном этапе. Повышенные содержания Zr, Nb, Y, Ta, Th в изученных породах (табл. 1) также свидетельствует в пользу постколлизийной кристаллизации магматических пород плутона.

Значительное обогащение молибденом рудной минерализации, связанной с Моло-Сарычатским плутоном, может быть обусловлено прогрессирующим накоплением этого металла в остаточном расплаве по мере магматической дифференциации, приводившей к фракционированию заключительных интрузивных фаз — кварцевых монцонитов и особенно монцогранитов. Вместе с этим, интенсивная молибденовая минерализация, свойственная магматогенно-гидротермальной системе Моло-Сарычатского плутона, согласуется с постколлизийным возрастом и соответствующей обстановкой

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Моло-Сарычатского плутона

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
Проба 1 (кварцевый монцитонит)													
1	195	1737	4751	0.37	0.33673	2.2	0.04656	1.8	0.84	295	11	293	11
2	188	1801	4301	0.42	0.36087	2.1	0.04941	1.8	0.86	313	11	311	11
3	217	1709	4876	0.35	0.37237	2.4	0.05063	1.9	0.79	321	13	318	12
4	140	1201	3381	0.36	0.33680	2.4	0.04667	1.9	0.76	295	13	294	11
5	260	2292	6353	0.36	0.33392	2.0	0.04614	1.8	0.91	293	10	291	10
6	128	1158	3104	0.37	0.33422	2.2	0.04623	1.8	0.83	293	11	291	10
7	159	1455	3609	0.40	0.35929	2.3	0.04945	1.8	0.82	312	12	311	11
8	246	2738	5398	0.51	0.37262	2.0	0.05092	1.8	0.91	322	11	320	11
9	244	2361	5299	0.45	0.37101	2.0	0.05093	1.8	0.91	320	11	320	11
10	179	1696	4238	0.40	0.33604	2.2	0.04670	1.8	0.84	294	11	294	10
11	128	895	3019	0.30	0.33604	2.1	0.04671	1.8	0.86	294	11	294	10
12	320	4413	7093	0.62	0.36250	1.9	0.04980	1.8	0.93	314	10	313	11
13	600	4427	13255	0.33	0.36176	1.9	0.04992	1.8	0.95	314	10	314	11
14	188	1597	4073	0.39	0.37688	2.3	0.05103	1.8	0.80	325	13	321	11
15	348	4686	7576	0.62	0.36130	1.9	0.05030	1.8	0.93	313	10	316	11
16	271	1873	5393	0.35	0.40527	2.0	0.05470	1.8	0.92	346	11	343	12
17	327	2050	6941	0.30	0.37320	1.9	0.05124	1.8	0.92	322	11	322	11
Проба 2 (монцогранит)													
1	42	795	1062	0.75	0.32083	2.3	0.04468	1.9	0.82	283	11	282	10
2	29	422	707	0.60	0.32613	2.4	0.04545	1.9	0.76	287	12	287	11
3	60	825	1490	0.55	0.32545	2.1	0.04532	1.9	0.88	286	11	286	10
4	44	993	1029	0.96	0.35214	2.1	0.04781	1.9	0.87	306	11	301	11
5	39	538	983	0.55	0.32092	2.2	0.04451	1.9	0.83	283	11	281	10
6	64	1327	1616	0.82	0.32168	2.1	0.04500	1.8	0.90	283	10	284	10
7	54	792	1182	0.67	0.38335	2.1	0.05222	1.9	0.87	330	12	328	12
8	45	628	1143	0.55	0.32218	2.1	0.04488	1.8	0.88	284	10	283	10
9	37	566	920	0.61	0.32908	2.6	0.04568	1.9	0.73	289	13	288	11
10	45	691	1126	0.61	0.32945	2.2	0.04588	1.9	0.86	289	11	289	11
11	41	577	1039	0.56	0.32864	2.4	0.04521	1.9	0.80	289	12	285	11
12	49	799	1195	0.67	0.33634	2.2	0.04644	1.9	0.87	294	11	293	11
13	38	518	946	0.55	0.32735	2.3	0.04566	1.9	0.81	288	12	288	11
14	41	748	1035	0.72	0.32323	2.2	0.04513	1.9	0.84	284	11	285	11
15	46	605	1145	0.53	0.33159	2.2	0.04604	1.9	0.86	291	11	290	11
16	101	1111	2393	0.46	0.35881	2.0	0.04859	1.9	0.93	311	11	306	11
17	37	483	948	0.51	0.32604	2.4	0.04526	1.9	0.79	287	12	285	11
18	47	795	1176	0.68	0.33475	2.2	0.04640	1.9	0.87	293	11	292	11
19	42	599	1070	0.56	0.33056	2.3	0.04551	1.9	0.82	290	12	287	11
20	44	629	1096	0.57	0.33369	2.4	0.04590	1.9	0.80	292	12	289	11
21	41	587	1022	0.57	0.33015	2.2	0.04576	1.9	0.86	290	11	288	11
22	71	1056	1719	0.61	0.32119	2.4	0.04458	1.8	0.77	283	12	281	10
23	63	975	1399	0.70	0.35634	2.6	0.04872	1.8	0.71	310	14	307	11

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

магмогенерации изученных гранитоидных интрузий. Тесная связь значительной молибденовой минерализации с постколлизийным тектоническим режимом, в том числе с постколлизийными магматическими комплексами шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной серий, имеет глобальное проявление ([14] и др.). При этом допускается поступление молибдена (и вольфрама) как из магматических источников в области метасоматически-измененной (при субдукции, возможно, неоднократной) субконтинентальной литосферной мантии [15, 16], так и из источников в континентальном коровом субстрате [17]. С этим согласуется присутствие крупных блоков гранитно-метаморфических пород древней континентальной коры, непосредственно “подстилающих” район Моло-Сарычатского плутона [4]. В целом, связь концентраций молибдена (и вольфрама) с постколлизийным тектоническим режимом позволяет дополнить известную модель

перехода от Cu–Au- к W- и далее к Mo-минерализации по мере роста степени фракционной дифференциации рудоносных магматических комплексов [18] фактором одновременной эволюции тектонического режима проявления данного рудоносного магматизма.

Полученные изотопные данные, указывающие на становление поздних (гранитоидных) фаз Моло-Сарычатского плутона в интервале порядка 293–286 млн лет, обнаруживают заметное сходство с возрастными датировками, опубликованными для гидротермальных и магматических пород крупного золоторудного месторождения Кумтор, магматические источники которого остаются неясными. Последнее находится в Срединном Тянь-Шане вблизи (5–7 км южнее) “линии В.А. Николаева” и примерно в 80 км к юго-западу от Моло-Сарычатского плутона (рис. 2 А). Этот плутон является пространственно наиболее близким к месторождению Кумтор, достоверно известным среди

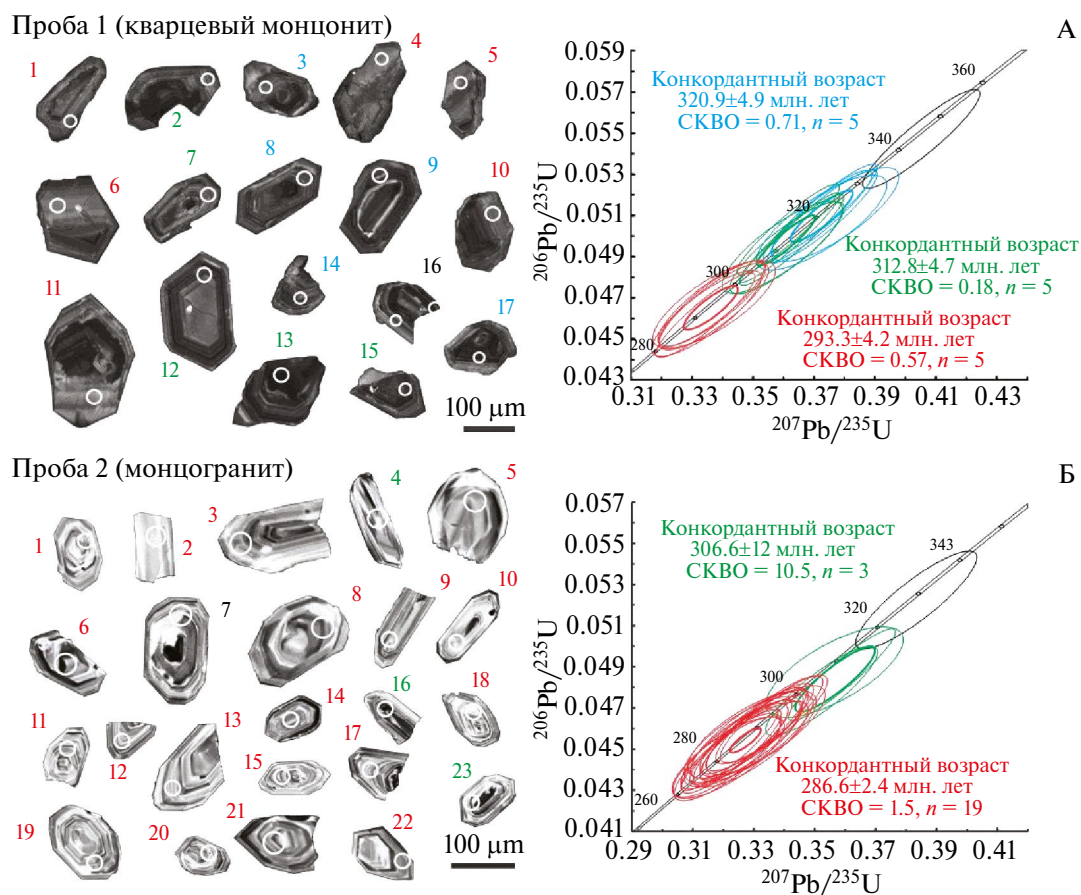


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Моло-Сарычатского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ).

позднепалеозойских калиевых субщелочных интрузий, приуроченных к этой системе глубинных разломов. Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование рудоносных кварц-серицитовых метасоматитов на месторождении Кумтор выявило даты в интервале от 288 до 284 млн лет [19], а изотопное U–Pb-изучение калиевых гранитов, недавно вскрытых на северо-западном фланге месторождения — возраст в 292 ± 3 млн лет [20]. Таким образом, полученные изотопные возраста подчёркивают возможность связи месторождения Кумтор с позднепалеозойскими интрузиями калиевых субщелочных пород, подобными Моло-Сарычатскому плутону. Предположение о связи значительной золоторудной минерализации, в том числе месторождения Кумтор, с позднепалеозойскими интрузиями калиевых субщелочных пород, расположенными вдоль “линии В.А. Николаева”, было высказано еще в начальные стадии изучения этого крупнейшего золоторудного объекта [1].

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // *Internat. Geol. Rev.* 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltnann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.). *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication.* 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltnann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan — the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2017. V. 135. P. 122–135.
5. Верхоланцев В. Н., Саргаев В. Н., Нурмагамбетов Х. Поиски и предварительная оценка молибденового оруденения в Моло-Сарычатском рудном поле / Отчет Геологической службы Киргизской ССР. Интыльчек, 1983. 238 с.
6. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Sylvester P. (Ed.). *Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series*, 2008. V. 40. P. 307–311.
7. Hiess J., Condon D. J., McLean N., Noble S. R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science.* 2012. V. 335. P. 1610–1614.
8. Slama J., Kosler J., Condon D. J. et al. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
9. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center. 2003. P. 1–70.
10. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology.* 2004. V. 205. P. 115–140.
11. Miller J. S., Matzel J. E., Miller C. F., Burgess S. D., Miller R. B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
12. Буске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
13. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Eklund O., Belyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos.* 2007. V. 97. P. 140–160.
14. Соловьев С. Г. Металлогения шошонитового магматизма. М: Научный мир, 2014. Т. 1. 528 с. Т. 2. 472 с.
15. Audétat A. Source and evolution of molybdenum in the porphyry Mo(–Nb) deposit at Cave Peak, Texas // *Journal of Petrology.* 2010. V. 51(8). P. 1739–1760.

16. *Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A.* The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 296(3–4). P. 267–277.
17. *Greaney A. T., Rudnick R. L., Gasching R. M., Whalen J. B., Luais B., Clemens J. D.* Geochemistry of molybdenum in the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 238. P. 36–54.
18. *Blevin P. L., Chappell B. W.* The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia // *Trans. Royal Soc. Edinburgh*. 1996. V. 83. P. 305–316.
19. *Mao J., Konopelko D., Seltman R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T.* Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Econ. Geology*. 2004. V. 99. P. 1771–1780.
20. *Ивлева Е. А., Пак Н. Т., Асилбеков К. А., Скрзипек Э., Хаузенбергер К., Орозбаев Р. Т.* Золотое оруденение в связи с пермским магматизмом восточной части Южного и Среднего Тянь-Шаня (Кыргызстан) // *Вестник КРСУ*. 2022. Т. 22. № 4. С. 180–191.

POST-COLLISIONAL MOLYBDENUM-PORPHYRY MINERALIZATION IN THE MIDDLE TIEN SHAN: FIRST ISOTOPIC U-Pb ZIRCON DATA FOR ROCKS FROM THE PRODUCTIVE MOLO-SARYCHAT PLUTON (EASTERN KYRGYZSTAN)

**S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

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

^b*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals,
Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents the first isotopic U-Pb study data (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Molo-Sarychat pluton situated along the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line” in the eastern Kyrgyzstan. The intrusive rocks from this pluton belong to the high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series. Intense Mo(-W-Cu-Au) (mainly molybdenum-porphyry) mineralization is spatially and genetically associated with this pluton. Together with the other Au, W and Cu deposits and occurrences, this mineralization is part of the extended metallogenic belt of Tien Shan; however, occurrences of molybdenum-porphyry mineralization are still rare in this belt. The concordant isotopic U-Pb ages of zircon autocrysts indicate the crystallization of quartz monzonite (293.3 ± 4.2 Ma) and monzogranite (286.6 ± 2.4 Ma) in the Early Permian. Zircon antecrysts dated at 306–320 Ma are also present. The crystallization age obtained corresponds to a post-collisional epoch of the development of this territory but the presence of the antecrysts expands the pluton emplacement to the Late Carboniferous-Early Permian, which, as a result, spanned over initially subduction-related and then post-collisional tectonic settings. Correspondingly, a post-collisional setting of the Mo(-W-Cu-Au) (molybdenum-porphyry) mineralization is established; it is related to the pluton studied and was formed after the emplacement of quartz monzonite (early stage) and monzogranite (late stage). Significant enrichment in Mo can be related to its progressing accumulation during magmatic differentiation causing the emplacement of quartz monzonite and especially monzogranite. These processes occurred under the more mature post-collisional tectonic regime, with possible formation of intermediate magma chambers in the Paleoproterozoic metamorphic rocks and ancient granitoids. The age dates determined for rocks from the Molo-Sarychat pluton are similar to those identified for the igneous and metasomatic rocks of the large Kumtor gold deposit that is also associated with the “Nikolaev Line”.

Keywords: isotopic U-Pb study, zircon, granitoids, W-Mo-Cu-Au deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan

УДК 552.11

ВОЗРАСТ ЗАШИХИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID TIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТАМИКТИЗИРОВАННОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. Д. А. Лыхин^{1,*}, А. А. Иванова², Н. В. Алымова³, Е. Б. Сальников²,
член-корреспондент РАН А. Б. Котов², А. В. Никифоров¹, А. А. Воронцов³,
Ю. В. Плоткина², О. Л. Галанкина², Е. В. Толмачева²

Поступило 17.04.2024 г.

После доработки 23.04.2024 г.

Принято к публикации 02.05.2024 г.

Рассматривается вопрос о возрасте редкометальных гранитов Зашихинского месторождения. Для получения U–Pb (ID TIMS)-геохронологических данных использована модифицированная для метамиктизированного циркона методика “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом. Оценки возраста щелочных лейкогранитов и альбититов совпадают и соответствуют возрасту формирования редкометальных гранитов Зашихинского месторождения 267 ± 1 млн лет. В пределах Восточного Саяна магматические породы с близким возрастом пока не известны. Ближайшей областью магматической активности этого времени являлся крупный зонально построенный Хангайский магматический ареал, возникший под воздействием мантийного плюма и характеризующийся широким развитием в периферийной его части щелочных и бимодальных, в том числе редкометальных магматических ассоциаций. Зашихинское месторождение удалено от края ареала более чем на 350 км. Тем не менее, на основе геохронологических и геохимических данных сделано предположение о том, что месторождение было связано с активностью Хангайского плюма.

Ключевые слова: U–Pb ID TIMS, циркон, Зашихинское Ta–Nb-месторождение, Хайламинский массив щелочных гранитов, хайламинский комплекс, Хангайский плюм, Восточно-Саянская металлогеническая зона

DOI: 10.31857/S2686739724090043

Восточно-Саянская редкометальная металлогеническая зона (ВСМЗ) является одной из наиболее значимых в редкометальном ресурсном потенциале России. В её пределах локализован ряд разновозрастных крупных месторождений Nb–Ta, Be, РЗЭ и, кроме того, имеются большие перспективы для обнаружения новых месторождений и рудопроявлений. Одним из крупных объектов с ярко выраженной Nb–Ta-геохимической специализацией на территории России

и ВСМЗ является Зашихинское месторождение [1–3]. Оно характеризуется самыми высокими содержаниями тантала в России [4]. Кроме того, руды месторождения обогащены редкоземельными элементами иттриевой группы, наиболее дефицитными и востребованными в современных технологиях. Зашихинское месторождение расположено в 150 км южнее г. Нижнеудинск, на территории Нижнеудинского района Иркутской области (рис. 1). Оно приурочено к апикальной части Хайламинского массива редкометальных щелочных гранитов. Имеющиеся данные о возрасте Зашихинского месторождения имеют противоречивый характер. Для пород Хайламинского массива известны оценки возраста 252 млн лет (U–Pb-метод [1]), 261 ± 4 млн лет (Rb–Sr-возраст по породе в целом [5]), 228–250 млн лет (циркон, Pb–Pb-метод [6]).

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

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Институт геохимии им. А. П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: lykhind@rambler.ru

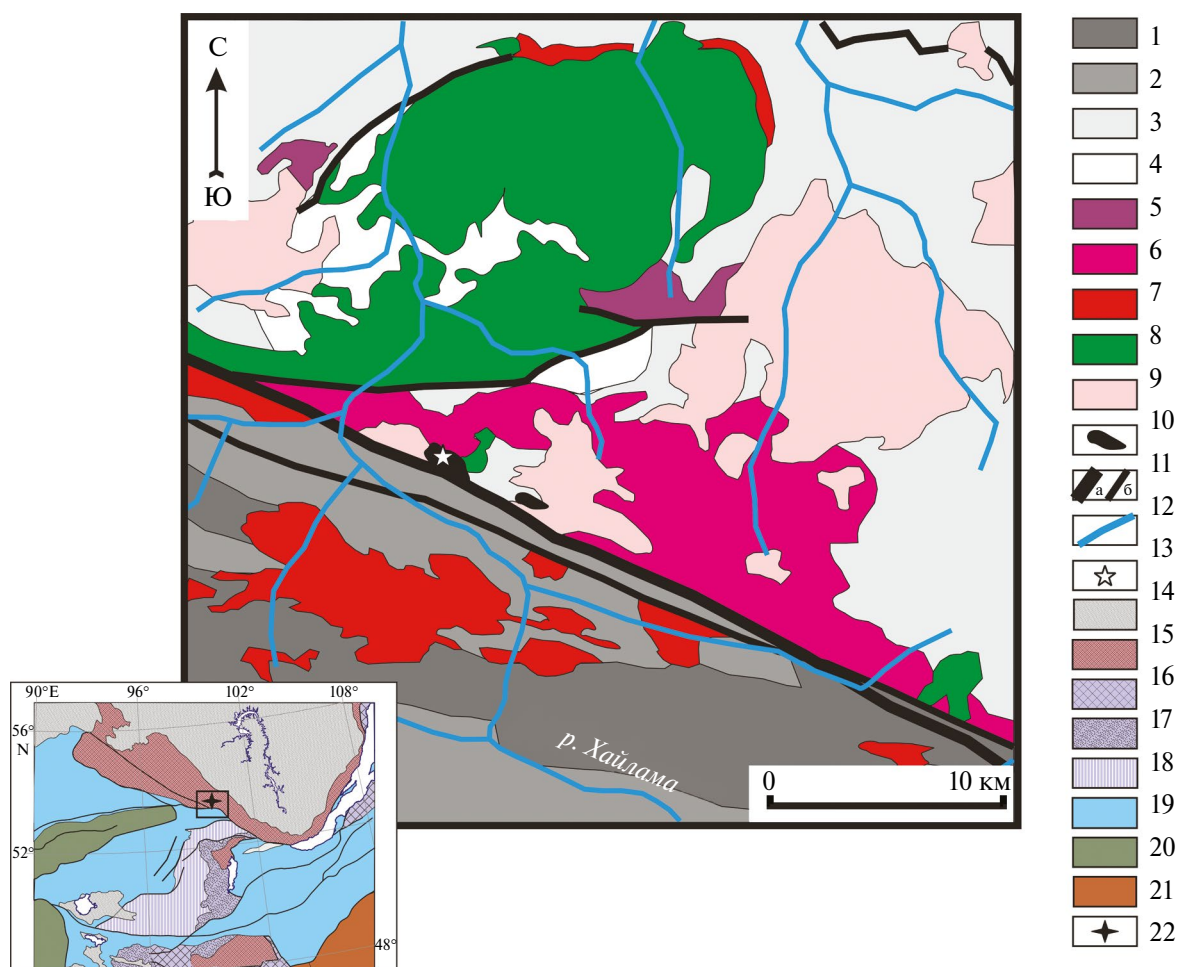


Рис. 1. Схема размещения Зашихинского месторождения в верховьях р. Хайламы, Восточный Саян по данным [8]. На врезке показано положение района в структурах юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы. 1 — алыгжерская свита: гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые, двупироксеновые, плагиогнейсы и кристаллосланцы в переслаивании, прослой и линзы белых мраморов графитизированных, кварцитов слюдястых; 2 — дербинская свита: мраморы графитистые, сланцы амфиболит-биотит-плагиоклазовые в переслаивании с плагиогнейсами, мраморами, кварцитами, прослой кварцитов, кальцифиров; 3 — алхадырская свита: сланцы, гнейсы биотитовые с прослоями мраморов доломитовых, гранат-двуслюдяные, гранат мусковитовые с дистенном, силлиманитом, амфиболиты, кварциты, кальцифиров, в основании — мраморы; 4 — нерасчлененные образования: сланцы и микрогнейсы биотитовые, амфиболовые, биотит-кварц-плагиоклазовые, гранат-слюдястые, альбит-кварц биотитовые, кварциты; 5 — хадаминский (китайский) комплекс мигматит-гранитовый: мигматит-граниты, гнейсоплагиограниты, гнейсотоналиты, гнейсограниты, жилы пегматитов; 6 — саянский комплекс гранодиорит-гранитовый первая фаза гранодиориты, плагиограниты, диориты; 7 — дербинский комплекс диорит-гранитовый: гранит биотитовые, амфибол-биотитовые, гнейсо-граниты, пегматитовые граниты, плагиограниты, диориты; дайки и жилы пегматитов; 8 — урдаокинский комплекс метапередотит-метагаббро: метагабброиды, ортоамфиболиты, габбро-амфиболиты, метагаббро-долериты, метагаббро-диориты, метадиориты, метапироксениты, метапередотиты, метагаббро-метапередотиты расслоенных мелких тел; 9 — огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый: граносиениты, граниты, граниты эгирин-рибекитовые, нордмаркиты, сиениты, кварцевые сиениты, габбро, габбро-диориты, диориты, дайки риолитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, пегматитовых гранитов, долеритовых порфиров, долеритов; 10 — хайламинский комплекс щелочных гранитов и апогранитов: граниты лейкократовые, биотит-рибекитовые, биотитовые, рибекит-эгириновые, арфедсонитовые, апограниты альбит-микроклиновые с литиевыми слюдами, альбититы колумбитоносные, эруптивные брекчии топазовые, грейзены мусковит-протолитионитовые; 11 — разломы: а — большой Саянский разлом, б — прочие; 12 — реки и ручьи; 13 — Зашихинское месторождение; 14–21 — условные к врезке: 14 — чехол Сибирского крата; 15 — кратонные блоки, 16–18 — комплексы пород неопротерозойских террейнов: 16 — переработанные в позднем палеозое, 17 — вулканические, 18 — карбонатно-терригенные; 19–21 — складчатые структуры: 19 — раннепалеозойские, 20 — среднепалеозойские, 21 — позднепалеозойские; 22 — положение Зашихинского месторождения.

Поэтому возникает необходимость в получении достоверной информации о возрасте Зашихинского месторождения и дальнейшей его корреляции с известными редкометальными комплексами ВСМЗ (хайламинским, улуг-тан-зекским, арысканским, огнитским). Следует отметить, что U–Pb-геохронологические исследования циркона из щелочных редкометальных гранитов затруднены в связи с высокой степенью его метамиктности. Результаты наших предыдущих исследований продемонстрировали высокую эффективность применения специального методического подхода для датирования метамиктизированного циркона [7], который был успешно апробирован на ряде объектов щелочного редкометального магматизма Восточного Саяна.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хайламинский массив редкометальных щелочных гранитов одноимённого комплекса (ElyT₁hl) [6], выделенного при проведении поисково-оценочных и тематических работах в 1975 г., расположен в верховье р. Хайлама в северо-восточном “крыле” Главного Саянского разлома (рис. 1). Контакт гранитов Хайламинского массива с вмещающими породами саянского, хойтокинского и огнитского комплексов резкий, секущий [8]. С гранитами этого массива связано Зашихинское редкометальное месторождение. Массив площадью 1.3 км² имеет эллипсовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, с крутым (60–70°) погружением контактов в СВ-направлении. Он обнажается на склоне горы и вскрывается на глубину около 300 м, что позволяет наблюдать его отчётливо выраженную вертикальную зональность. Массив сложен щелочными гранитами (эгириновые, эгирин-рибекитовые и арфведсонитовые), апогранитами, альбититами (рис. 2). Апикальная зона шириной до 50–100 м в северо-восточной части массива сложена альбититами и кварцевыми альбититами. К югу и юго-западу (вниз по склону) альбититы сменяются зоной кварц-микроклин-альбитовых гранитоидов с характерным горошковидным кварцем и литиевыми слюдами. На более низких гипсометрических уровнях отмечается зона амфибол-рибекитовых гранитов, которая далее вниз по разрезу массива сменяется выходами эгирин-рибекитовых гранитов с характерным “игольчатым” рибекитом и биотитовыми гранитами. Границы между разновидностями щелочных пород месторождения явно выраженные, имеют постепенные переходы.

В строении Хайламинского массива предшественниками выделялись четыре метасоматические зоны [1, 2] или три разновидности гранитов [3], однако это не находило принципиальных отличий в публикуемых картах массива или описаниях пород. Границы между разновидностями щелочных пород месторождения достаточно отчётливые, с постепенными переходами.

Для U–Pb-геохронологических исследований были использованы пробы лейкогранита с горошковидным кварцем и альбититов Хайламинского массива.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение цирконов из пород массива производилось в ИГЕМ РАН и ИГГД РАН с использованием тяжёлых жидкостей. Исследование морфологии и внутреннего строения кристаллов циркона проводилось в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3. Примесный состав циркона и минеральных включений в нём определялся в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе с ЭДС “JEOL”-JSM-6510LA и электронно-зондовом микроанализаторе “JEOL”-JXA-8230 с четырьмя волнодисперсионными спектрометрами.

Для проведения U–Pb-геохронологических исследований циркон был подвергнут “химической абразии”. Отобранные микронавески (до 20 кристаллов) циркона из размерной фракции >100 мкм подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи “SNOL E5CC” в керамических тиглях при 850°C в течение 48 ч [9] и последующей кислотной обработке смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5:1 при температуре 180°C или 220°C в течение 2–4 ч (модификация для метамиктизированного циркона по [7]). После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике [10]. Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ²⁰²Pb–²³⁵U. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом (при помощи счётчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb-отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена с использованием программ “PbDAT” и “ISOPLOT” [11, 12]. При расчёте возрастов использованы значения констант распада урана по [13]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси–Крамерса [14].

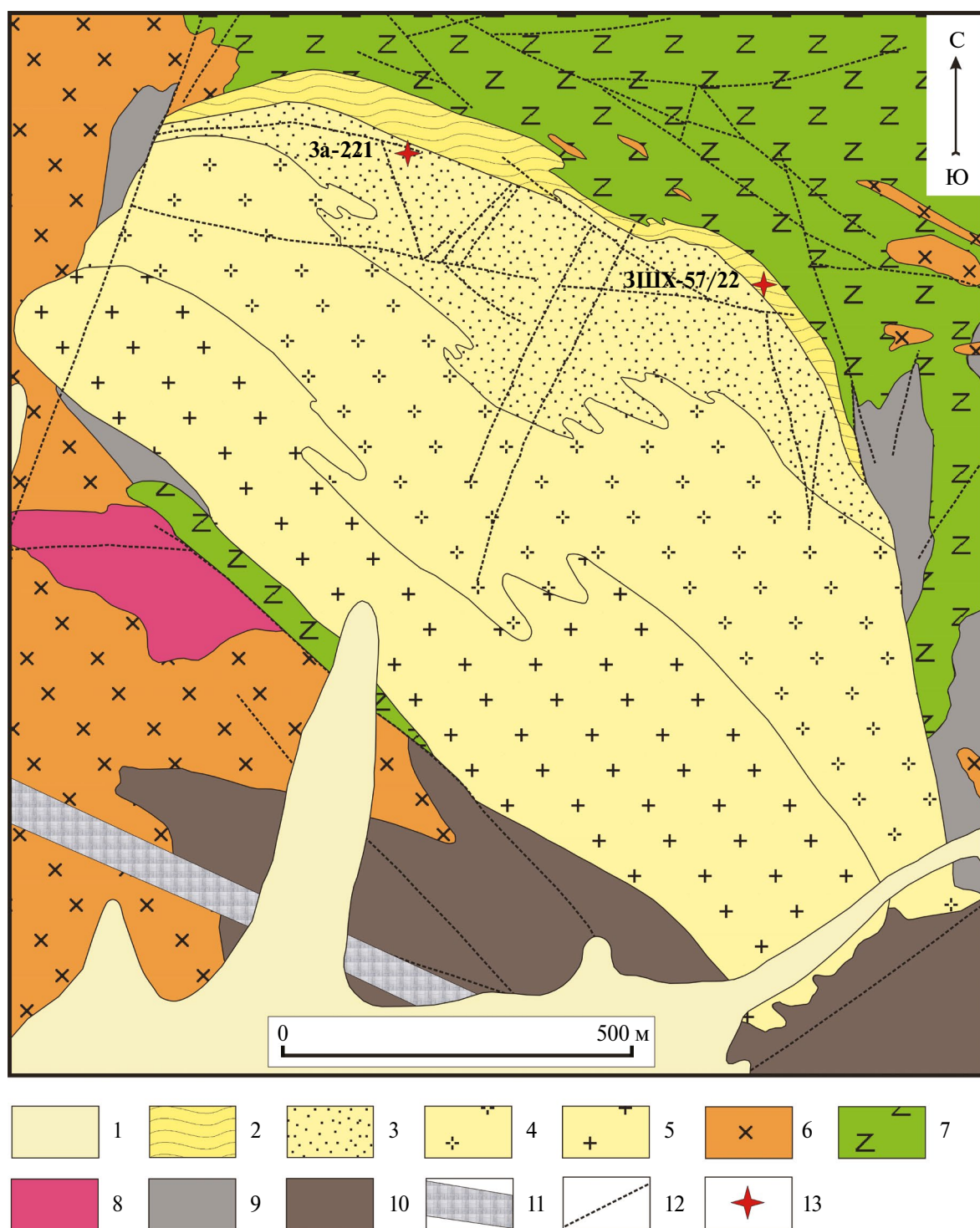


Рис. 2. Схема геологического строения Зашихинского месторождения по данным [2] с дополнениями авторов. 1 — четвертичные отложения; 2–5 — хайламинский комплекс: 2 — рудные альбититы; 3 — лейкократовые граниты с горошковидным кварцем; 4 — протолитионит-рибекит-арфведсонитовые граниты с эгирином; 5 — щелочные рибекитовые граниты, гранит-порфиры; 6 — среднепалеозойский огнитский комплекс: граниты биотитовые, сиениты, граносиениты; 7 — нижнепалеозойский хойто-окинский комплекс: диориты, гранодиориты амфибол-биотитовые; граносиениты; 8 — среднепротерозойский саянский комплекс: граниты крупнозернистые, порфировидные; 9–10 — раннепротерозойские отложения: 9 — мезократовые биотит-амфиболовые кристаллические сланцы; 10 — метасоматические кварциты; 11 — шовная зона Главного Саянского глубинного разлома; 12 — разломы; 13 — места отбора проб.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Циркон из лейкогранитов с горошковидным кварцем (проба За-221) представлен идиоморфными кристаллами размером до 500 мкм, облик которых определяется комбинацией дипирамиды {111} и призмы {100} (рис. 3, I–IV). Грани кристаллов гладкие или частично корродированные. Зёрна непрозрачные, полупрозрачные, коричневого цвета, в целом обладают низким двупреломлением. Результаты катодолюминесцентного изучения показали, что циркон характеризуется низкой интенсивностью люминесценции, фрагментарная зональность проявляется в периферических зонах кристаллов. Оптические исследования выявили полупрозрачные внешние зоны (10–50 мкм) и “губчатую”, частично метамиктизированную центральную зону, граница между которыми чёткая и согласная (рис. 3, V–XX). Циркон обогащён минеральными включениями, представленными кварцем, альбитом, колумбитом, торитом, торианитом, монацитом, ксенотимом и другими минералами U, Th, PЗЭ, которые концентрируются преимущественно в центральной части зерен (рис. 3, V–VII), составляя порядка 50% их объёма. Кроме того, наблюдаются полости (реликты газовых включений), в ряде случаев частично заполненные кварцем и субмикроскопическими фрагментами других минералов, кристаллизация которых происходила от периферии к центру полости. Циркон содержит крупные (до 30–40 мкм) флюидные включения, а также расплавные (рис. 3, VIII), частично раскристаллизованные, включения, локализованные как в центральных, так и внешних частях кристаллов. В периферической части кристаллов количество и размер расплавных включений существенно уменьшается.

Таким образом, находки расплавных включений свидетельствуют о магматической природе циркона, а присутствие в центральных частях многочисленных твердофазных включений и, главное, газовой-жидких и расплавных — о быстром подъёме магмы, сопровождающемся отделением флюида с выделением газовой фазы при резком снижении давления и температуры. Периферическая часть кристаллов циркона формируется после завершения подъёма магмы в условиях стабильного режима кристаллизации.

Содержание гафния возрастает от 2–4 мас. % HfO_2 в центральных частях до 5–7 мас. % HfO_2 во внешних зонах кристаллов циркона. Содержание тория до 0.04 мас. % ThO_2 в центральных частях и до 0.16 мас. % в периферических зонах; урана — 0.02–0.15 и 0.03–0.31 мас. % UO_2 ,

соответственно; иттрия — 0.13–0.31 и 0.06–0.51 мас. % Y_2O_3 , иттербия — 0.09–0.27 и 0.02–0.70 мас. % Yb_2O_3 . Рассчитанная доза авторадиационного облучения этого циркона составляет 1×10^{17} – 3×10^{18} α-расп/г.

В результате “химической абразии” циркон частично фрагментировался, нарушенные зоны кристаллов и минеральные включения растворились. Растворение происходило, главным образом, по зонам роста кристаллов, преимущественно в центральной части (рис. 3, XII–XVI). В кристаллах циркона после “химической абразии” наблюдается повышение интенсивности катодолюминесцентного свечения (рис. 3, XVII–XX) и контрастности изображения внутреннего строения.

Предварительно обработанный циркон характеризуется низким содержанием примесного “обыкновенного” свинца и незначительной (1.1–4.0%) дискордантностью U/Pb-отношений (табл. 1, рис. 4). Точки изотопного состава циркона 1–4 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 269 ± 3 млн лет (СКВО = 0.68), нижнее пересечение близко к нулю.

Циркон из альбититов (проба ЗШХ-57/22) представлен идиоморфными кристаллами октаэдрического габитуса размером до 500 мкм, иногда наблюдаются грани призмы {100} (рис. 4, I–IV). Зёрна циркона непрозрачные, коричневого цвета. Грани преимущественно гладкие. Характерно наличие полупрозрачной внешней зоны и “губчатой”, интенсивно метамиктизированной внутренней зоны с чёткой согласной границей без следов растворения (рис. 4, V, IX–XII). Во внешней части отдельных кристаллов встречаются “губчатые” зоны (рис. 4, VI, VIII). Внутренняя зона отличается, как правило, более высокой интенсивностью катодолюминесценции (рис. 4, IX–XII). Многочисленные минеральные включения по всему объёму кристаллов представлены альбитом, торитом, торианитом, монацитом, ксенотимом и другими минералами U, Th, PЗЭ, при этом крупные включения альбита локализованы преимущественно во внешней части кристаллов (рис. 4, V–VIII). В цирконе содержится большое количество флюидных включений, особенно крупные (до 30–40 мкм) встречаются во внешних зонах. Наблюдаются многочисленные полости — реликты газовых включений. Расплавные включения содержатся в центральной зоне и в меньшем количестве во внешней зоне.

Содержание тория составляет 0.2–0.24 мас. % ThO_2 в центральных частях кристаллов

и 0.02–0.75 мас. % ThO_2 в периферических зонах; урана — 0.02–0.05 и до 0.1 мас. % UO_2 соответственно; иттрия — 0.7–0.8 и 0.2–1.6 мас. % Y_2O_3 , иттербия — 0.3–1.0 и 0.2–1.9 мас. % Yb_2O_3 . Рассчитанная доза авторадиационного облучения этого циркона составляет порядка 1×10^{17} – 2×10^{18} α -расп/г. Содержание гафния составляет 2–9 мас. % (достигает 12–13 мас. %) HfO_2 во внешних зонах кристаллов при средних

значениях 3–6 мас. % HfO_2 во внутренних зонах. То есть внешние зоны в целом более обогащены “примесными” элементами.

В результате кислотной обработки кристаллы циркона существенно фрагментировались, значительно интенсивнее циркона из гранитов с горошковидным кварцем. Вероятно, это связано с присутствием большего количества U–Th-минеральных включений в центральной зоне

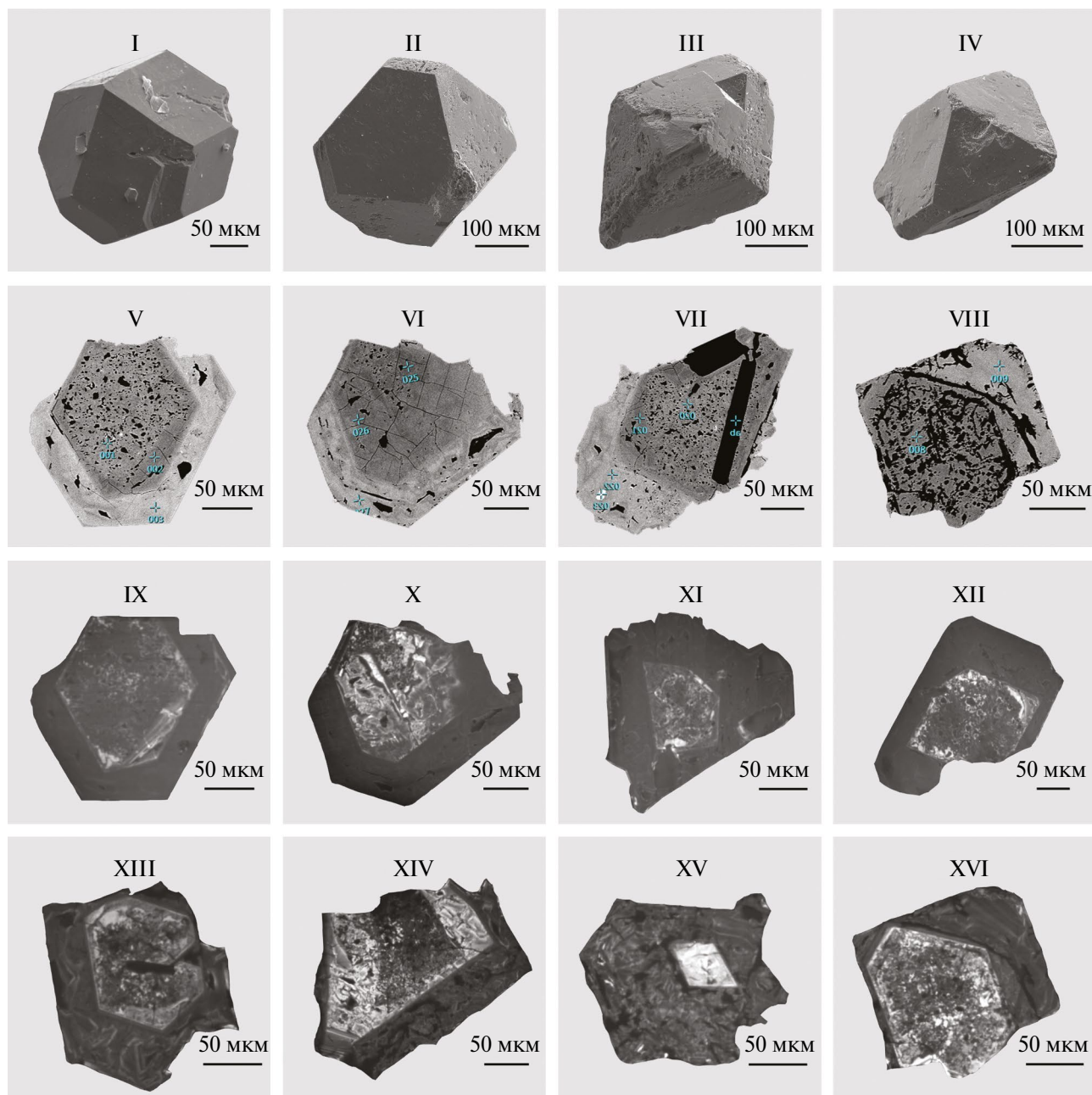


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитов с горошковидным кварцем (проба За-221), выполненные в режимах вторичных электронов (I–IV), обратноотраженных электронов (V–VII, XIII–XVI) и катодолюминесценции (IX–XII, XVII–XX), а также в проходящем свете (VIII), РВ — расплавные включения. XIII–XX — кристаллы циркона после отжига при 850°C и кислотной обработки при 220°C в течение 2 ч.

кристаллов и, как следствие, большей метамиктизацией соответствующих участков циркона. При длительности экспозиции 4 ч и температуре 220°C часть кристаллов приобрела футляровидную форму (с толщиной стенок 5–10 мкм) при практически полном растворении внутренней метамиктизированной части (рис. 4, XIII–XVI). Большая часть кристаллов циркона фрагментировалась до микронного размера.

U–Pb-геохронологические исследования выполнены для трёх микронавесок (10–20 кристаллов) предварительно обработанного циркона, который характеризуется низким содержанием примесного “обыкновенного” свинца и незначительной (0.3–4.0 %) дискордантностью U/Pb-отношений (табл. 1, рис. 5). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует

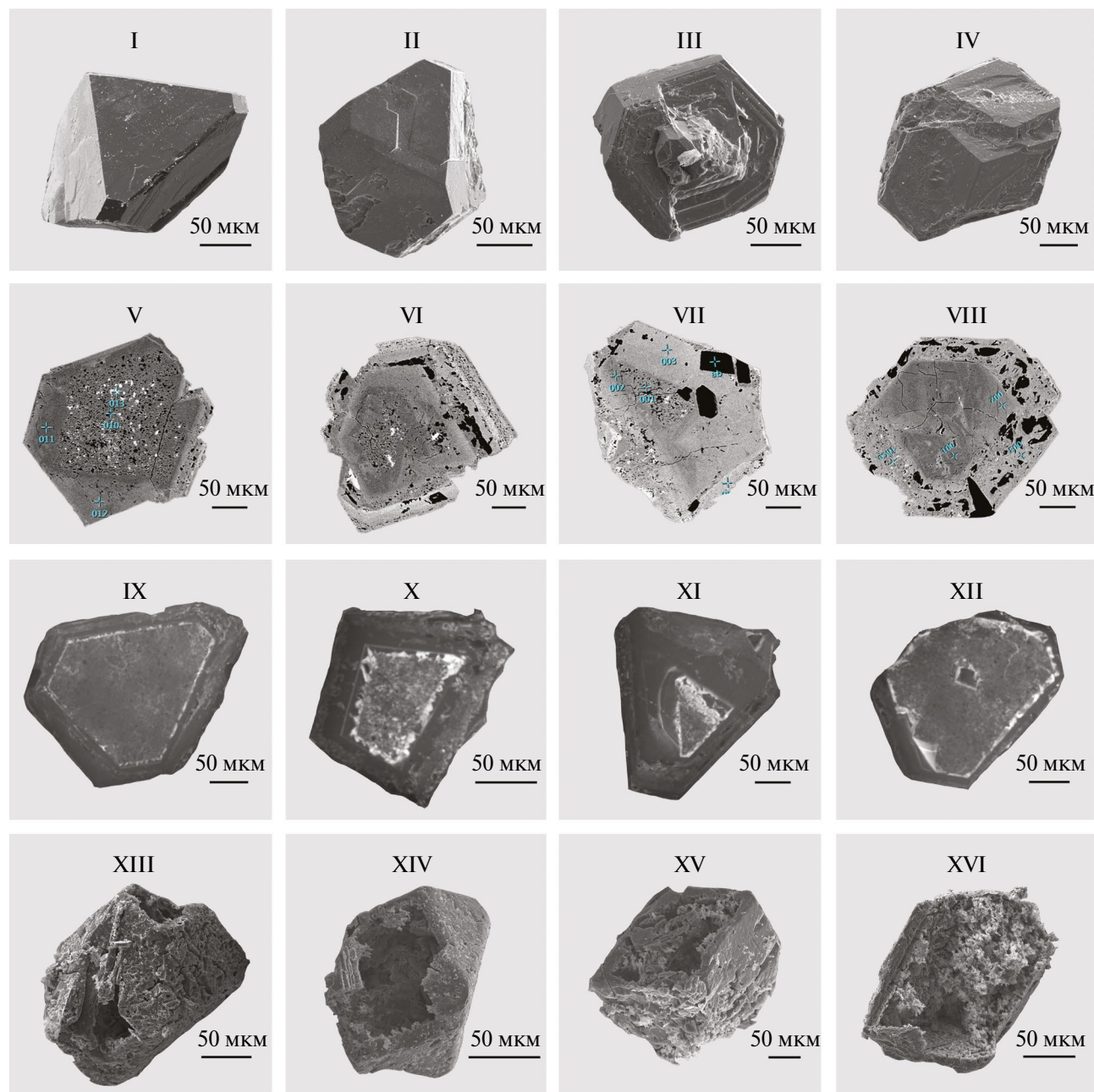


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из альбитита (проба ЗШХ-57/22), выполненные в режимах вторичных электронов (I–IV, XIII–XVI), обратноотражённых электронов (V–VIII) и катодолуминесценции (IX–XII). XIII–XVI — кристаллы циркона кристаллов футляровидной формы после отжига при 850°C и кислотной обработки при 220°C в течение 4 ч.

269 ± 4 млн лет (СКВО = 0.17), нижнее пересечение близко к нулю. Конкордантная оценка возраста циркона (№ 5) составляет 267 ± 1 млн лет (СКВО = 0.044, вероятность = 0.83).

Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов циркона позволяют предполагать, что формирование пород Хайламинского массива происходило при резкой смене условий — быстрая кристаллизация в условиях интенсивной дегазации сменилась более спокойным периодом остывания на позднем магматическом этапе. Чёткость и согласованность границ внешней и внутренней зон кристаллов циркона свидетельствует о последовательной кристаллизации без существенных перерывов. Полученную оценку возраста (267 ± 1 млн лет) можно считать достоверным определением возраста кристаллизации редкометальных гранитов Хайламинского массива и соответственно Зашихинского месторождения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные оценки возраста лейкогранитов с горошковидным кварцем и альбититов полностью совпадают (269 ± 3 и 267 ± 1 млн лет), отражая возраст становления гранитов Хайламинского массива (и связанного с ним Зашихинского месторождения) и одноимённого магматического комплекса. Применение методики “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом для цирконов с высокой степенью метамиктизации и обилием включений минералов U, Th, РЗЭ в очередной раз подтвердило эффективность предложенного ранее [7] методического подхода для оценки возраста щелочных редкометальных гранитоидов и связанных с ними месторождений. Полученные для Хайламинского массива значения возраста хорошо согласуются с ранее опубликованными Ю.А. Костицыным [5] оценками возраста Rb–Sr-методом 261 ± 4 млн лет и резко отличаются от возраста пород других редкометальных комплексов Восточного Саяна (арысканского, огнитского, улуг-танзекского), что исключает принадлежность месторождения к одному из них. Следует отметить, что в пределах Восточного Саяна магматические породы с близким возрастом в настоящее время не известны. В связи с этим возникает вопрос о природе магматизма, инициировавшего процесс формирования Зашихинского месторождения.

Необходимо напомнить, что магматизм в позднем палеозое юго-западного обрамления

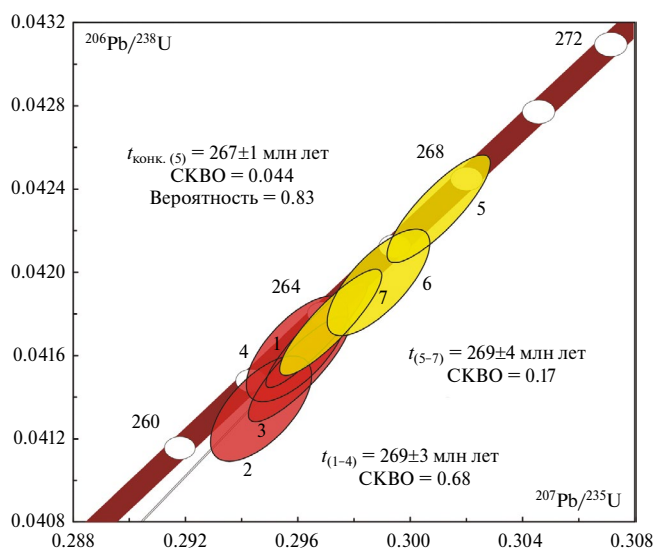


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из гранита с горошковидным кварцем (проба За-221 красным) и циркона из альбитита (проба ЗШХ-57/22 желтым). Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

Сибирской платформы контролировался Баргузинским плюмом. С его активностью связывается образование крупной Баргузинской магматической провинции, периферийная часть которой характеризовалась проявлениями редкометального магматизма [15]. Участие последнего в формировании Восточно-Саянской полихронной редкометальной зоны сопровождалось образованием между 305 и 285 млн лет назад ряда редкометальных месторождений и рудопроявлений [16]. Однако активность Баргузинского плюма завершилась около 275–280 млн лет назад [15, 17] что делает маловероятным его участие в образовании Хайламинского массива.

К рубежу 270 млн лет прекратил свою активность и Таримский плюм, который, несмотря на то, что располагался далеко от края Сибирской платформы, тем не менее, контролировал магматическую активность на территориях, приближённых к ней и включавших, например, структуры Обь-Зайсанской складчатой системы и Большого Алтая [18].

Единственным центром магматической активности в интервале 270–240 млн лет назад в юго-западном обрамлении Сибирской платформы является Хангайский магматический ареал, контролируемый одноимённым плюмом [15]. Его периферия выделяется преобладанием щелочных и бимодальных, в том числе редкометальных комплексов [19], которые широко распространены на территории центральной

Таблица 1. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из гранита и альбитита Хайламинского массива

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет			
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Гранит с горошковидным кварцем (проба За-221)												
1	>0.2, 10 з., ВО, кисл. обр. = 2.0 (220°C)	21.82	3365	0.0516±1	0.2148±1	0.2967±3	0.0417±1	0.92	264±1	263±1	268±1	
2	>0.2, 10 з., ВО, кисл. обр. = 3.0 (220°C)	20.68	838	0.0517±1	0.2697±1	0.2947±6	0.0413±1	0.63	262±1	261±1	272±4	
3	>0.2, 7 фрагм, ВО, кисл. обр. = 2.0 (220°C)	21.99	2843	0.0517±1	0.2185±1	0.2961±3	0.0415±1	0.86	263±1	262±1	272±2	
4	>0.2, 1 з., ВО, кисл. обр. = 2.0 (220°C)	20.66	1070	0.0516±1	0.2745±1	0.2960±6	0.0416±1	0.68	263±1	263±1	266±4	
Альбитит (проба 57/22)												
5	>0.2, 15 з., ВО, кисл. обр. = 4.0 (180°C)	8.42	759	0.0516±1	2.1097±2	0.3010±9	0.0423±1	0.85	267±1	267±1	268±3	
6	>0.2, 10 з., ВО, кисл. обр. = 4.0 (220°C)	4.71	569	0.0520±2	4.6969±2	0.3010±12	0.0420±1	0.55	267±1	265±1	276±8	
7	>0.2, 20 з., ВО, кисл. обр. = 2.0 (220°C)	5.85	2931	0.0516±1	3.6708±1	0.2972±3	0.0418±1	0.88	264±1	264±1	268±2	

Примечание: ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * — навеска циркона не определялась; ВО — высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

и северной Монголии, а также в прилегающих районах Забайкалья. Зашихинское месторождение удалено от границ Хангайского магматического ареала примерно на 350 км, и в промежутке между ними пока не зафиксированы магматические породы близкого к ним возраста. Тем не менее, можно предположить, что месторождение было связано с активностью Хангайского плюма. В основу такого заключения положены, прежде всего, геохронологические и геохимические данные для пород месторождения, сближающие их с породами внешней зоны Хангайского ареала. Кроме того, следует отметить приуроченность Восточно-Саянской металлогенической зоны, контролирующей Зашихинское месторождение, к крупной литосферной границе, разделившей докембрийские структуры Тувино-Монгольского массива и каледониды Алтае-Саянской складчатой области [16]. Эта граница на протяжении палеозоя служила своеобразным проводником для мантийных магм при внутриплитных (плюмовых) воздействиях на литосферу региона. Благодаря этой её особенности в пределах металлогенической зоны возникли разновозрастные редкометалльные месторождения [16, 20], связанные с активностью Тувинского (ранний-средний ордовик), Алтае-Саянского (ранний девон) и Баргузинского (ранняя пермь) мантийных плюмов [15], несмотря на то, что центры их активности располагались вне границ зоны. Эта особенность Восточно-Саянского литосферного раздела позволяет предположить, что Хангайский плюм вполне мог использовать его для транспорта мантийных магм в основании литосферы, обеспечивших образование Зашихинского месторождения.

БЛАГОДАРНОСТИ

ЗАО “Техноинвест Альянсу” за возможность посетить Зашихинское месторождение.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические работы выполнены в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН в рамках темы Государственного задания, геохронологические исследования выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН при финансовой поддержке государственной темы НИР FMUW-2022-0003, а геологические исследования выполнены в НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская В. В., Шурига Т. Н.* Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 7–10.
2. *Архангельская В. В., Рябцев В. В., Шурига Т. Н.* Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. М.: ВИМС, 2012. 191 с. <https://elibrary.ru/item.asp?id=19486646>
3. *Владыкин Н. В., Алымова Н. В., Перфильев В. В.* Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568. <https://doi.org/10.7868/S086959031605006X>
4. *Машковцев Г. А., Быховский Л. З., Рогожин А. А. и др.* Перспективы рационального освоения комплексных ниобий-тантал-редкометалльных месторождений России // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 9–13. <https://elibrary.ru/item.asp?id=16497663>
5. *Костицын Ю. А., Алтухов Е. Н.* Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // Геохимия. 2004. № 3. С. 243–253. <https://repository.geologyscience.ru/handle/123456789/37473?show=full>
6. *Перфильев В. В., Галимова Т. Ф. и др.* Легенда Восточно-Саянской серии листов Госгеолкарты-200. Т. 1. 2. 1998. <https://efgi.ru/object/17177259>
7. *Иванова А. А., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др.* U–Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656–667.
8. *Галимова Т. Ф., Пашкова А. Г., Поваринцева С. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 652 с. + 14 вкл. <https://rfgf.ru/catalog/docview.php?did=02902fed25aedb85cdaf6d30413c991a>
9. *Mattinson J. M.* Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multistep partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages // Chem. Geol. 2005. 220. P. 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011> <https://doi.org/10.31857/S0869590321060042>
10. *Krogh T. E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction

- of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
11. Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
<https://doi.org/10.4236/ojg.2018.85027>
 12. Ludwig K. R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
<https://www.scirp.org/reference/ReferencesPapers?ReferenceID=2534248>
 13. Steiger R. H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
 14. 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.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
 15. Yarmolyuk V. V., Kuzmin M. I., Ernst R. E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 93. P. 158–179.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.07.004>
 16. Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Шурига Т. Н. и др. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // ГРМ. 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.
<https://elibrary.ru/item.asp?id=17056908>
 17. Цыганков А. А. Позднепалеозойские граниты Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
<https://www.sibran.ru/upload/iblock/272/2722e3095e29ea771c96aa4a6aa6e975.pdf>
 18. Хромых С. В., Котлер П. Д., Изох А. Э. Позднепалеозойский базитовый магматизм Восточного Казахстана: этапы, масштабы и геодинамические обстановки / В сборнике: Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле в 3-х т. Томск. 2021. С. 276–278.
<https://elibrary.ru/cswcas>
 19. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Саватенков В. М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.
<https://doi.org/10.7868/S0869590316050071>
 20. Добрецов Н. Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 12. С. 1957–1973.
<https://www.sibran.ru/upload/iblock/134/1345d2a330b07e4f64194ac2505f8c52.pdf>

AGE OF ZASHIKHINSKY RARE METAL DEPOSIT (EASTERN SAYAN): RESULTS OF U-Pb (ID TIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF METAMICTIC ZIRCON

D. A. Lykhin^{a, #}, A. A. Ivanova^b, N. V. Alymova^c, E. B. Salnikova^b,

Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b, A. V. Nikiforov^a, A. A. Vorontsov^c,

Yu. V. Plotkina^b, O. L. Galnikova^b, E. V. Tolmacheva^b

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

^b*Institute of Geology and Geochronology Precambrian, St. Petersburg, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: lykhind@rambler.ru*

The article discusses the issue of the age of rare-metal granites of the Zashikhinskoye field. To obtain U-Pb (ID TIMS) geochronological data, a modified chemical abrasion technique with preliminary high-temperature annealing was used for metamictic zircon. Estimates of the age of alkaline leucogranites and albitites coincide and correspond to the age of formation of rare-metal granites of the Zashikhinskoye field 267 ± 1 Ma. Within East Sayan, igneous rocks with close age are not yet known. The closest area of magmatic activity of this time was the large zonal Hangai magmatic range, which arose under the influence of the mantle plume and is characterized by widespread development in its peripheral part of alkaline and bimodal, including rare-metal magmatic associations. The Zashikhinskoye field is more than

350 km from the edge of its range. Nevertheless, on the basis of geochronological and geochemical data, it was assumed that the field was associated with the activity of the Khangai plume.

Keywords: U-Pb ID TIMS, zircon, Zashikhinskoye Ta-Nb deposit, Khailaminsky massif of alkaline granites, Khailaminsky complex, Khangai plume, East Sayan metallogenic zone

УДК 551.583.7(268.6)

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ДИАТОМОВЫХ ИЛАХ ЧУКОТСКОГО МОРЯ: ПРИЗНАКИ ТЕХНОГЕННОГО ОБОГАЩЕНИЯ

© 2024 г. А. С. Астахов¹, Н. В. Астахова^{1,*}, Д. В. Ким¹, В. О. Крутикова²

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 13.02.2024 г.

Поступило 13.02.2024 г.

После доработки 18.04.2024 г.

Принято к публикации 02.05.2024 г.

Изучено содержание и распределение благородных металлов в тонкозернистых донных осадках юго-западной части Чукотского моря, накопившихся в техногенный период (последние десятилетия). Показано повсеместное или локальное обогащение относительно средних содержаний в земной коре серебром, золотом, платиной и палладием, а также многократное обогащение их золотом и палладием относительно дотехногенных (позднеголоценовых) отложений. С использованием методов многокомпонентного статистического анализа общего химического состава осадков показаны различия условий накопления благородных металлов в позднеголоценовых и современных отложениях, определены источники поступления и обоснована возможность техногенного обогащения последних.

Ключевые слова: донные осадки, Чукотское море, золото, платиноиды, течения, геохимия, техногенные отложения, органический углерод, гранулометрический состав, многокомпонентный статистический анализ

DOI: 10.31857/S2686739724090057

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к накоплению благородных металлов в современных морских осадках возник после открытия золотоносности чёрных сланцев, месторождения которых приурочены к отложениям явно или предполагаемого морского происхождения. Особое внимание заслуживает Чукотское море, на побережьях которого известны многочисленные коренные и россыпные месторождения золота и серебра [1]. Это мелководное море, более 85% площади которого занимают глубины менее 200 м. В центральной зоне шельфа расположена обширная выровненная аккумулятивная Южно-Чукотская равнина (рис. 1) с глубинами пределах 45–55 м [2]. Этот район Чукотского моря находится в зоне взаимодействия

тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, и холодных вод Сибирского прибрежного течения (СПТ), поступающих из Восточно-Сибирского моря вдоль побережья Чукотки (рис. 1). Струи течений в центральной части бассейна формируют халистазу, куда привносятся большое количество терригенной и биогенной взвеси. В относительно спокойных гидродинамических условиях во внутренней части этой халистазы происходит осаждение тонкозернистого материала и устойчивое длительное накопление осадков, обогащенных органическим углеродом и кремнистыми остатками диатомей [1]. В этих осадках часто отмечались повышенные содержания и минералогические находки благородных металлов (БМ) [3–6]. Предполагалось, что золото и серебро поставляется в осадки Чукотского моря в основном от побережья Чукотки, где известны и эксплуатируются многочисленные россыпные и рудные месторождения [5, 6], а платиноиды с тихоокеанскими водами от побережья Аляски [6–8]. Установлено обогащение поверхностного слоя шельфовых осадков золотом [6], что дало основание предполагать

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточное отделение Российской Академии наук, Владивосток, Россия

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, Дальневосточное отделение Российской Академии наук, Хабаровск, Россия

*E-mail: n_astakhova@poi.dvo.ru

дополнительное поступление его из-за разработки россыпных и рудных месторождений на суше, начавшееся в середине 20 века [8, 9].

Целью данной работы было изучение масштабов первичного (синседиментационного) обогащения благородными металлами современных тонкозернистых илов внутреннего шельфа Чукотского моря, накопившихся в техногенный период, сопоставление с дотехногенными отложениями и выявление возможных источников БМ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для решения поставленных задач в 95 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в 2021 г. с помощью боксера были отобраны пробы поверхностного слоя осадков по профилям, пересекающим Южно-Чукотскую равнину (рис. 1). Для изучения из боксера отбирался верхний горизонт (1–2 см) осадка. Согласно имеющимся данным, донные осадки в этой части Чукотского моря накапливались со скоростью от 0.4 до 8.0 мм/год [10–12]. Соответственно, изученный слой 1–2 см осадка накапливался за последние 50 лет или позднее, преимущественно за последние 20–30 лет и, соответственно, в период освоения месторождений на суше [8, 9].

После отбора пробы замораживались при температуре -20°C , высушивались в лиофильной сушилке и растирались в агатовой ступке для последующих анализов. Определение содержания золота и платиноидов выполнялась в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP-MS Elan 9000 с предварительным химическим концентрированием путём соосаждения с теллуридом [13]. Из общей пробы 10 грамм для анализа отквартовывались навески 2 г. Для химической подготовки формировались партии из 15 ± 1 проб с обязательным добавлением стандартного образца, холостой пробы и одной пробы из предыдущего анализа. По данным внутрилабораторного контроля пределы обнаружения элементов составили (мкг/т): Au — 0.07, Pt — 0.01, Pd — 0.04, Ru — 0.56, Rh — 0.78, Ir — 0.13. Ошибка анализа при сопоставлении со стандартом WGM-1a (CCRMP, Канада) была (%): Au — 5, Pt — 8, Pd — 13, Ru и Rh — 3, Ir — 9. Содержания серебра определены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700 (Agilent Technologies). Пробоподготовка — кислотное

разложение ($\text{HClO}_4 + \text{HNO}_3 + \text{HF}$) навески 50 мг. Предел обнаружения составил 50 мг/т, ошибка анализа — 16%.

Содержание биогенных элементов, гранулометрический и химический состав этих проб были изучены ранее [12]. Типизация осадков выполнялась на основе их гранулометрического состава по соотношениям пелитовой (<4 мкм), алевритовой (4–65 мкм) и песчаной (>65 мкм) фракций [14]. Статистическая и графическая обработка результатов исследований проводилась в пакетах стандартных программ EXCEL, STATISTICA-10, Surfer-12 (расчёт координатной сети методом кригинг).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изученные осадки представлены обводнёнными диатомовыми алевритовыми илами (алевритами), за исключением единичных проб, отобранных ближе к береговой линии и содержащих значительную примесь песка (табл. 1). Содержание аморфного кремнезёма в алевритах достигает 18%, что позволяет относить большую часть их к слабокремнистым диатомовым илам (табл. 1). Самые тонкозернистые осадки, обогащённые органическим углеродом и остатками диатомей, тяготеют к северо-западной части полигона, а также встречаются в виде пятен в его центральной части. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ варьирует от 0.3% в песчаных осадках до 2.5% в алевритах.

По сравнению со средними содержаниями в земной коре [15] повышенные концентрации серебра (табл. 1) установлены во всех пробах (коэффициент концентрирования (КК) 1.4–2.4), в большинстве проб (в 43 из 47) — золота (КК 2.2–67.5), в 16 пробах — палладия (КК 1.6–6.1) и в 7 — платины (КК 2.2–121.8). Содержания рутения во всех пробах оказались меньше кларковых (табл. 1), содержания же иридия и родия в подавляющем большинстве проб оказались ниже предела чувствительности метода. Распределение коэффициента концентрирования в поверхностных осадках Южно-Чукотской равнины для БМ, чьи содержания превышают средние в земной коре, представлены на рис. 2.

При анализе карт распределения БМ (рис. 2) можно выделить различные тенденции. Серебро и, частично, палладий обогащают осадки центральной части полигона, где накапливаются наиболее тонкозернистые и обогащённые органическим углеродом осадки (рис. 3). Максимальные же содержания платины и палладия тяготеют к западной части полигона, где завершающая

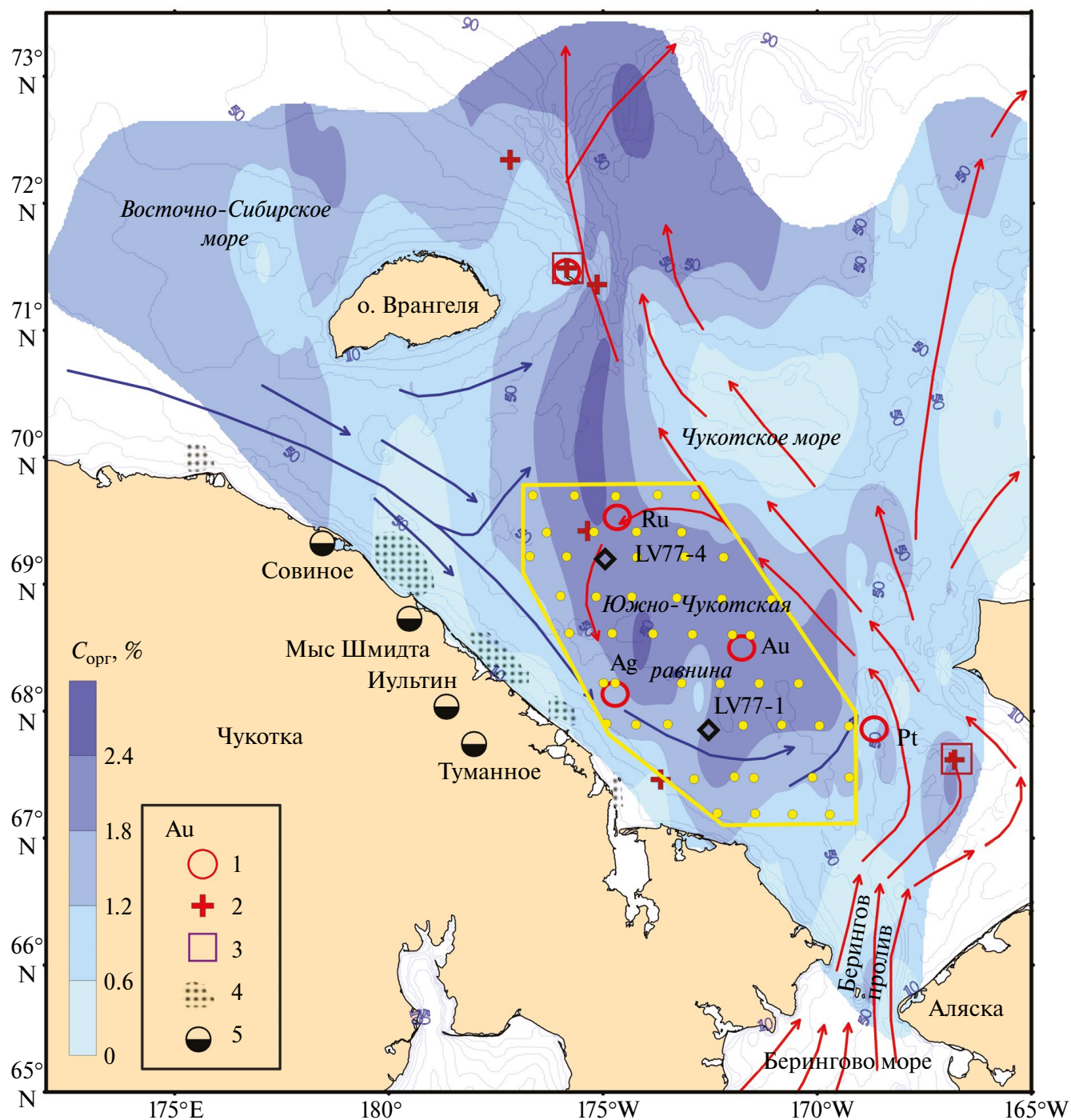


Рис. 1. Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в поверхностных осадках Чукотского моря (по [4]), элементы океанологических условий, геохимические аномалии и минералогические проявления благородных металлов, местоположение района исследований (желтый многоугольник и точки). 1 — геохимические аномалии благородных металлов в донных осадках [4]; 2–3 — минералогические находки самородных металлов [5]; 2 — золота, 3 — платины; 4 — участки шельфа с выявленной россыпной золотоносностью [1]; 5 — основные районы разработки россыпных и рудных месторождений золота и полиметаллов (Иультин) в прибрежной зоне Чукотки [7, 9]. Красными и синими стрелками показано распространение тихоокеанских вод и вод Сибирского прибрежного течения соответственно.

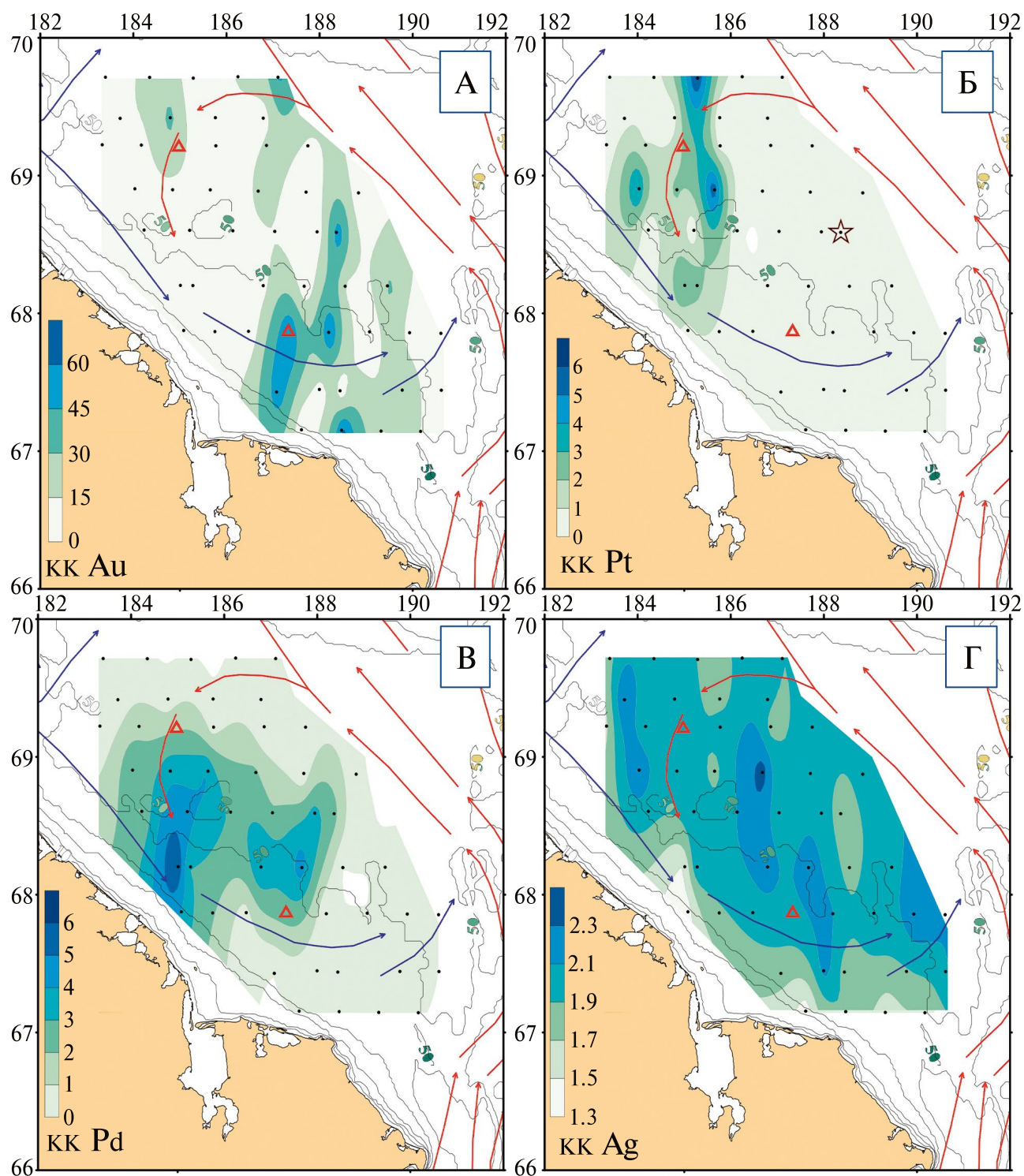


Рис. 2. Распределение коэффициента концентрирования (КК) благородных металлов в поверхностном слое осадков. Красными треугольниками показаны станции LV77-1 и LV77-4 [6], использованные для характеристики позднеголоценовых отложений, звёздочкой на диаграмме Б — станция 95-34, с аномальным содержанием платины, не использованная при построении карты.

циклонический круговорот ветвь тихоокеанских вод смешиваются с водами СПТ (см. рис. 1). При построении карты распределения платины не учтена проба 95-34 (рис. 2 Б) с резко аномальным содержанием (0.07 г/т), превосходящим фоновые концентрации почти на два порядка. Золото весьма неравномерно обогащает осадки восточной части полигона, где воды СПТ отходят от берега и поворачивают на северо-восток, входя затем в контакт с тихоокеанскими водами (рис. 2 А). В этой же зоне ранее были отмечены аномальное содержание (0.3 г/т) и минералогические находки золота в верхних десяти сантиметрах колонки LV77-1 [6].

В распределении золота и платины в северо-западной и юго-восточной частях полигона отмечается некоторая “мозаичность”, связанная с наличием проб с высокими и аномальными содержаниями, соседствующими с фоновыми. Подобная, но менее выраженная, субширотно-ориентированная изменчивость прослеживается и в распределении серебра (рис. 2 Г), а также пелитовой фракции осадков и органического углерода (рис. 3). Она могла возникнуть из-за наличия субширотно ориентированных понижений и поднятий на шельфе, наследующей фрагменты

затопленной речной сети [2]. Необходимо также учитывать возможность ледового разноса крупных зёрен металлов от побережья. Обогащённый золотом осадок, захваченный припайными льдами, может попадать в илистые осадки глубоководных районов при таянии этих льдов на контакте с тёплыми тихоокеанскими водами, а также на всём пути их дальнейшей транспортировки.

Для выявления зависимостей между содержаниями БМ, и вещественным составом изученных проб были выполнены корреляционный, факторный и кластерный анализы по массиву из 46 проб и 22 переменных, включающих гранулометрические фракции, БМ, $C_{орг}$ и химические элементы, имеющие достаточно хорошую положительную или отрицательную корреляцию с БМ (рис. 4).

При анализе корреляционной матрицы выявлено, что значимые корреляционные связи с другими химическими элементами и фракциями осадков у золота и платиноидов, почти полностью отсутствуют. Серебро же имеет значимые положительные корреляции с большинством макро- и микроэлементов, $C_{орг}$ и алевритом. Относительно высокая, но не значимая

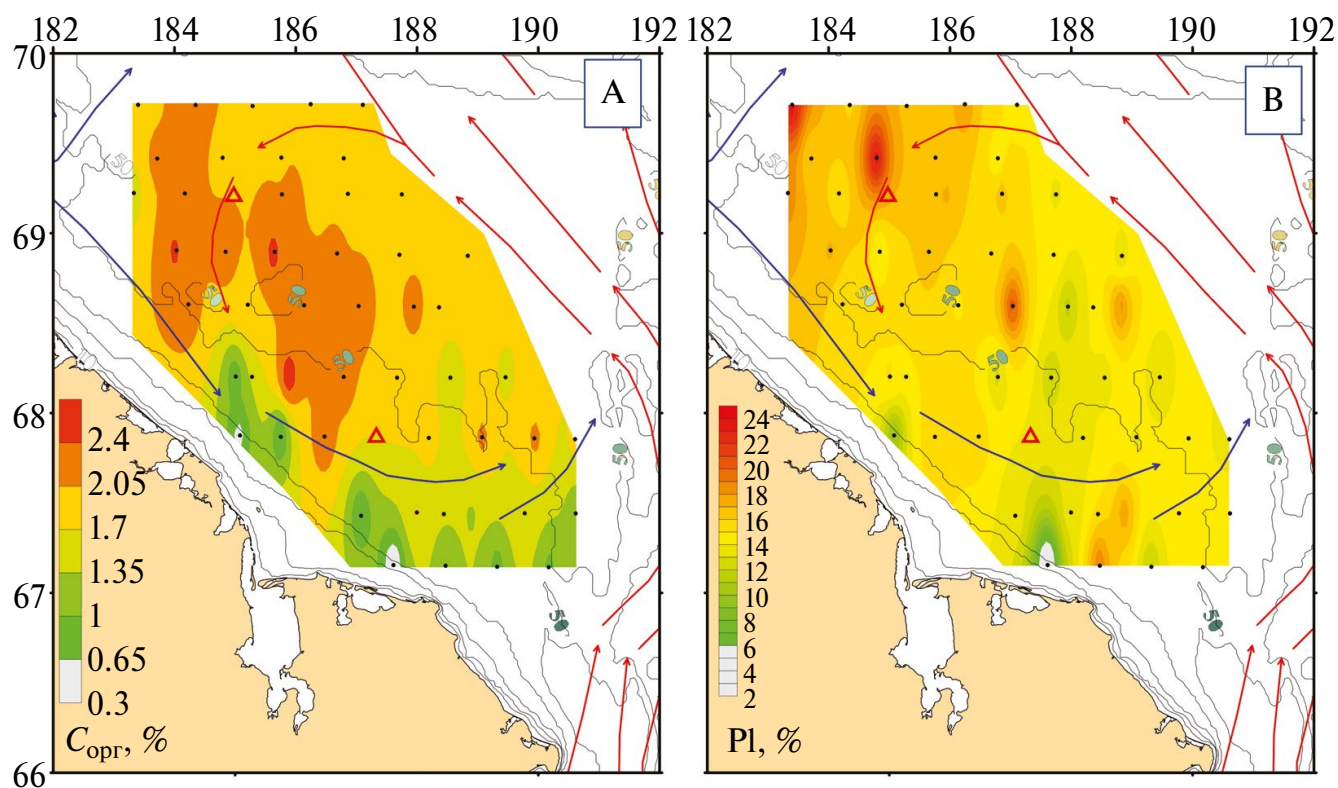


Рис. 3. Карты распределения органического углерода (А) и гранулометрической фракции менее 4 микрон (В) в поверхностных осадках.

положительная корреляция у золота имеется с Ru; у платины — с Pd и $C_{орг}$ и пелитом; у Pd значимые положительные связи отмечаются с Pt, слабые — с As, K, Sb, $C_{орг}$. Данные R-кластерного анализа (рис. 4) подтверждают результаты корреляционного: обособляются пары элементов Au–Ru, Pd–Pt и ассоциация Ag–алеврит– $C_{орг}$ -комплекс элементов. Эти результаты не подтверждают имеющуюся точку зрения об ассоциации золота и некоторых платиноидов с органическим веществом и крупными фракциями осадков в этом районе [2, 6], Учитывая особенности распределения $C_{орг}$ (рис. 3 А) и БМ (рис. 2) в поверхностном слое осадков, можно предполагать, что в данном случае основную роль играет локализация источников и неравномерность поступления БМ в бассейн от прилегающих побережий.

Более значимые выводы можно сделать исходя из результатов R-факторного анализа (рис. 5). Основной вклад (41%) в изменчивость выборки дает фактор 1, определяемый соотношением элементов, накапливающихся в крупнозернистых (обломочных) и тонкозернистых (глинистых) компонентах осадка, что в общем виде подтверждает известные для этого бассейна закономерности [4]. Соответственно, положительный знак этого фактора имеют $C_{орг}$, Fe и многочисленные микроэлементы в том числе халькофильный элемент *серебро*, накапливающиеся совместно или в составе глинистых минералов, органического вещества, тонкодисперсных гидроксидов железа. Отрицательные значения фактора имеют элементы обломочных минералов: кварца (Si) и полевых шпатов (K), небольшой вклад дают Au и Ru. Учитывая однородное распределение серебра (рис. 2 В), близкое распределению $C_{орг}$ (рис. 5), повсеместные находки его минеральных зёрен микро- и наноразмерности [5, 6], можно заключить, что распределение серебра по площади (рис. 2 Г) почти полностью определяется дифференциацией осадочного вещества при осаждении. Тесная корреляция Ag с Fe, $C_{орг}$, цветными металлами позволяет предположить, что серебро частично переносится в виде органических коллоидных соединений или с органическими остатками.

Фактор 2 определяется совместным накоплением в западной и центральной частях полигона ряда металлов (Mo, Sb, Ba, Bi), а также части Ag без связи с органическим веществом, хотя по отдельности эти элементы имеют значимую положительную корреляцию с ним. Возможно, эта ассоциация определяется различиями в

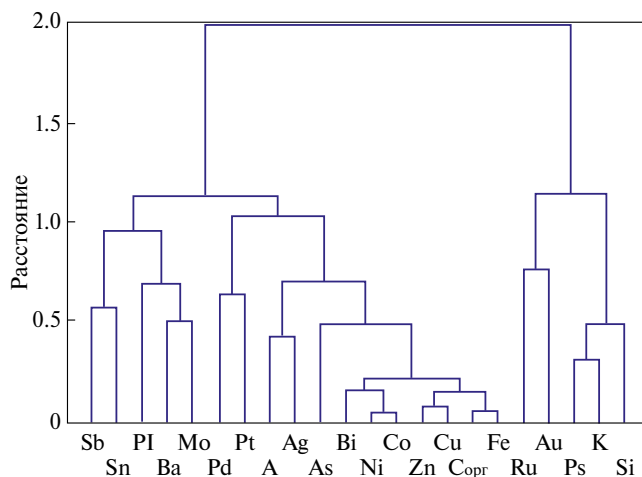


Рис. 4. Дендрограмма связей между химическими элементами и гранулометрическими фракциями в поверхностных осадках (22 переменных, метод полной связи, 1-г Пирсон).

составе терригенного материала, поставляемого с ближайшего побережья Чукотки. Эти металлы присутствуют в виде примеси в полиметаллических и олово-вольфрамовых месторождениях и рудопрооявлениях Иультинского рудного узла, и на острове Врангеля [16].

Фактор 3 определён совместным накоплением Pd и Pt в западной части, а золота — в восточной части полигона, вследствие различных источников их поступления. Учитывая сродство Pd и Pt с органическим веществом в этом факторе (рис. 5) и отсутствие такового у золота, противостояние их в факторе 3 может быть объяснено и различными способами транспортировки. Если для золота можно предполагать преобладающий перенос в форме минеральных частиц микро- и наноразмерности, [5, 6, 17] при резко неравномерном распределении металла в пробах (рис. 2 А), то для Pd и Pt можно предполагать преобладающую поставку в составе органо-минеральных соединений, коллоидов или в растворённой форме [18].

Фактор 4 определяется накоплением рутения, а также части серебра, золота и палладия в северо-западной части полигона (рис. 2 А, В, Г) как возможный результат совместной поставки с тихоокеанскими водами или от острова Врангеля. Это подтверждается противопоставлением их характерным элементам (Ba, Bi, Mo, Co, Ni) терригенного вещества, поставляемого с ближайшего побережья Чукотки. Фактор 5 определяется совместным накоплением в центральной части полигона палладия, возможным источником которого предполагаются тихоокеанские воды, и

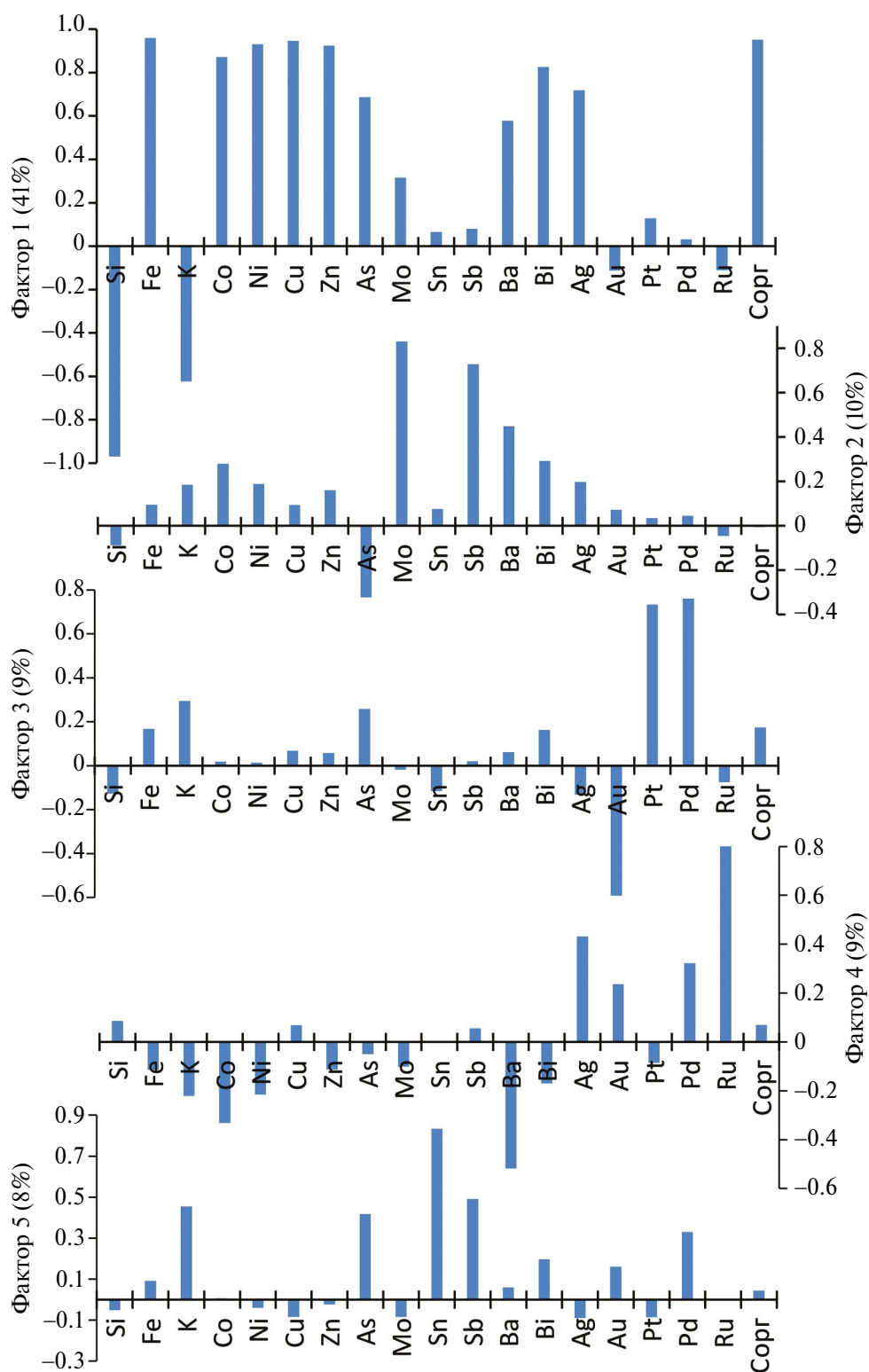


Рис. 5. Значения факторных нагрузок факторов 1–5 для химических элементов 46 проб поверхностного слоя осадков шельфа Чукотского моря.

элементов (Sn, Sb, As, Bi), характерных для рудных месторождений и формаций Иультинского узла [5, 6].

Ранее определение содержаний БМ тем же методом и с подобным статистическим анализом распределения были выполнены по колонкам LV77-1 и LV77-4 из этого района (рис. 1) [6]. За исключением двух проб поверхностных осадков изучались дотехногенные отложения позднеголоценового возраста, и соответственно, полученные результаты по ним можно рассматривать как модель природного распределения БМ в данном районе. В них также проявлена ассоциация Pt-Pd, установленная нами для современных осадков (рис. 6 А), и ассоциация характерных элементов, поступающих от ближайшего побережья Чукотки (Sb—Mo—Ni—Co) [6].

Разница в содержаниях БМ и современных осадках относительно позднеголоценовых оказалась значительной: средние содержания золота увеличились почти в три раза (от 16.6 до 36.6 мг/т), а палладия — в шесть раз (от 1.8 до 10.5), хотя содержания органического вещества и гранулометрический состав, которые обычно определяют изменчивость распределения БМ в осадочных толщах, не изменились. Содержания платины оказались близкими: 3.22 в современных осадках и 3.82 — в позднеголоценовых (26.04 — с учётом пробы 95-34). Содержание рутения несколько уменьшилось.

Возможность дополнительного обогащения золотом осадков Чукотского моря в связи с дополнительной поставкой его с прилегающей суши, где разрабатываются его россыпные и рудные месторождения, ранее обсуждалась [6, 7]. В нашем случае, помимо трёхкратного увеличения средних содержаний, смена источников и способов поступления металла подтверждается коренным изменением парагенетических ассоциаций золота с другими элементами и гранулометрическими фракциями. Исчезли значимые положительные корреляции Au с $C_{орг}$, алевритовой и песчаной фракциями осадков, а с $C_{орг}$ и Ps появилась даже отрицательная корреляция при положительной корреляции с Pl (рис. 6).

Указанные изменения в содержаниях и парагенетических ассоциаций золота в современных осадках могут быть объяснены не только увеличением его поставки с суши, сколько возможным увеличением его транспортировки в тонкодисперсной форме, в составе органоминеральных соединений, коллоидных или истинных растворов. Важное значение при этом может иметь разработка рудных месторождений, начавшаяся на

Чукотке в последние десятилетия [7, 9], при которой БМ поступают в водные потоки в тонкодисперсной форме, в виде различных органоминеральных соединений или растворов без связи с органическим веществом. При разработке же россыпей процесс выноса металла подобен его природному стоку, при котором увеличивается также и вынос органического вещества.

Парагенетические же связи палладия изменились в меньшей степени, исчезла ассоциация с крупными фракциями осадков, но сохранилась связь с платиной и через неё с органическим веществом, появилась корреляция с мышьяком и калием (рис. 6). Можно предполагать, что избыточная часть металла поступала в формах, отличных от природной поставки. Появившаяся корреляция с мышьяком и калием дает основание полагать, что с имело место поступление из каких-то относительно локальных источников. Резкое увеличение содержаний палладия в современных осадках частично может быть объяснено расположением колонок LV77-1 и LV77-4 вне зоны современного накопления палладия (рис. 2 В).

Учитывая достаточно узкую локализацию участков накопления золота и палладия, и произошедшие изменения в способах поставки металлов, что отразилось на парагенетических ассоциациях, увеличение накопления БМ можно объяснить дополнительным поступлением с суши в тонкодисперсной форме, в составе органоминеральных соединений, коллоидных или истинных растворов, что не характерно для россыпей, но возможно при освоения рудных месторождений. В контексте этого не вызывает сомнения поступление золота от северного побережья Чукотки, где в последние десятилетия добыча россыпного золота почти прекратилась, но начали разрабатываться золоторудные месторождения Майское, Совиное, Туманное и др. (рис. 1). Аляска же является традиционным районом разработки россыпных и рудных месторождений золота, продолжающейся и до настоящего времени, освоение рудных месторождений платины началось в середине 20-го века [7–9]. Резкое увеличение содержаний палладия и, возможно, платины, в современных осадках и обогащение ими западной части полигона (рис. 2) не полностью укладывается в концепцию поставки их тихоокеанскими водами со стороны Аляски. В качестве возможных источников их следует также рассматривать Au—Ag-формации Северной Чукотки, о платинометалльной

Таблица 1. Содержание благородных металлов (мг/т), $C_{орг}$, биогенного кремнезёма ($SiO_{2ам}$) и гранулометрический состав (Ps — песок, А — алевроит, Pl — пелит) (%) поверхностного слоя осадков юго-западного шельфа Чукотского моря. Жирным шрифтом выделены содержания БМ, превышающие кларковые в земной коре (по [15]: Ag — 7.3, Au — 3.5, Pt — 5.7, Pd — 9.0, Ru — 4.0 мг/т)

Номера станций*	Ag	Au	Pt	Pd	Ru	$C_{орг}^*$	$SiO_{2ам}^*$	Pl*	A*	Ps*
95-12	169.2	51.5	3.3	1.63	0.01	2.12	16.48	15.93	83.82	0.24
95-13	152.3	120.2	2.4	3.61	0.08	1.97	15.41	23.54	76.46	0.00
95-14	127.1	8.5	0.9	1.32	0.04	2.01	17.55	16.49	83.44	0.06
95-15	144.5	19.9	1.5	2.46	н. о.	1.76	15.41	14.23	85.30	0.46
95-16	138.2	167.8	1.0	1.09	0.03	1.77	15.20	14.59	84.57	0.83
95-17	144.4	58.6	1.9	1.43	0.03	1.69	15.20	17.81	82.18	0.01
95-18	138.6	6.6	35.2	0.67	н. о.	1.95	17.98	16.86	82.87	0.27
95-19	143.3	67.9	3.2	0.87	0.06	2.38	16.27	15.82	83.99	0.20
95-20	129.5	н. о.	0.7	6.73	н. о.	1.88	16.91	23.56	76.44	0.00
95-21	116.3	14.9	1.1	1.62	н. о.	1.50	14.77	18.45	81.42	0.13
95-22	141.7	34.8	5.6	14.69	н. о.	2.11	13.27	14.92	84.90	0.19
95-23	150.3	11.4	3.1	4.42	0.20	2.14	15.84	17.15	82.79	0.05
95-24	131.7	74.1	1.2	1.53	0.04	1.86	15.62	16.40	83.41	0.20
95-25	145.0	43.0	1.0	2.56	0.34	1.85	14.34	13.83	85.13	1.04
95-26	142.9	н. о.	0.7	1.51	0.03	1.93	13.91	13.45	86.17	0.39
95-27	142.8	2.5	1.7	1.21	н. о.	2.04	14.55	14.91	84.02	1.07
95-28	174.0	67.0	н. о.	20.09	0.25	2.21	16.48	15.32	84.36	0.31
95-29	132.5	25.7	33.3	36.62	0.10	2.52	14.55	16.78	83.04	0.18
95-30	153.1	39.0	12.6	33.23	0.19	2.29	13.91	14.06	85.52	0.41
95-31	166.4	18.1	25.3	26.42	0.16	2.47	14.34	17.16	82.79	0.06
95-32	149.4	7.8	0.9	17.27	0.12	2.24	14.55	15.06	84.79	0.14
95-33	154.0	28.0	н. о.	39.88	0.17	2.04	14.13	15.03	84.75	0.22
95-34	134.4	192.8	694.4	22.75	0.13	1.77	12.63	18.32	81.67	0.01
95-35	146.7	26.6	н. о.	31.09	0.04	2.22	14.77	11.71	87.66	0.63
95-36	140.8	50.9	н. о.	19.33	0.15	2.39	15.84	20.54	79.46	0.00
95-37	155.7	15.7	н. о.	26.43	0.18	2.30	16.27	14.87	84.82	0.30
95-38	113.0	14.5	18.5	55.01	0.20	0.77	7.71	15.11	81.79	3.10
95-39	150.5	21.3	13.9	26.91	0.13	2.66	13.06	15.20	84.69	0.11
95-40	158.2	40.7	н. о.	36.76	0.19	2.28	14.55	12.72	86.59	0.69
95-41	159.3	13.6	н. о.	41.05	0.27	1.98	12.63	12.24	86.38	1.38
95-42	99.4	16.45	3.2	36.86	0.13	0.53	5.99	9.94	50.79	39.27
95-44	145.2	18.4	0.2	4.41	0.15	2.32	12.20	15.67	84.30	0.04
95-45	150.0	211.2	н. о.	н. о.	0.57	1.77	11.56	13.67	86.28	0.05
95-46	156.5	22.8	н. о.	н. о.	0.13	2.14	11.77	13.88	85.63	0.49
95-47	133.9	39.5	н. о.	н. о.	0.12	1.55	11.34	13.52	86.31	0.17
95-48	147.9	115.6	н. о.	0.64	0.19	1.67	10.27	13.14	86.60	0.27
95-49	170.8	22.8	н. о.	2.32	0.16	2.13	10.92	14.37	85.58	0.05
95-50	152.6	27.8	3.3	0.02	0.13	1.76	9.20	13.17	86.68	0.15
95-55	133.7	186.7	н. о.	0.02	0.08	0.68	3.85	13.41	82.92	3.67
95-56	157.2	29.5	н. о.	1.10	0.35	1.72	8.13	13.39	85.07	1.53
95-57	129.6	22.3	н. о.	8.36	0.39	1.32	8.99	17.51	82.46	0.03
95-58	137.9	107.6	н. о.	0.19	0.07	1.63	8.56	14.92	84.91	0.16
95-59	150.1	8.2	н. о.	0.03	0.12	1.13	8.56	15.00	84.72	0.28
95-60	123.6	46.0	н. о.	н. о.	0.23	0.93	7.49	14.60	85.05	0.35
95-61	118.6	48.0	н. о.	0.47	0.05	0.87	6.64	12.10	78.30	9.60
95-62	141.8	236.3	н. о.	4.50	0.20	1.02	8.13	18.69	81.29	0.02
95-63	102.5	0.5	н. о.	н. о.	0.19	0.34	4.71	2.99	12.19	84.80

Примечание. н. о. — не определено (ниже предела обнаружения). * данные из [12], номера станций соответствуют указанным в [12] без первых двух букв.

минерализации в которых появились данные в последние годы [7, 19, 20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые специализированные исследования по изучению распределения благородных металлов в тонкозернистых обогащенных остатками диатомей и органическим углеродом осадках южной части Чукотского моря, накопившихся за последние десятилетия, выявили локальное обогащение их относительно кларка в земной коре золотом, серебром, платиной и палладием. Локализация районов накопления указывает на поступление металлов от ближайших побережий Чукотки и Аляски с транспортировкой водами Восточносибирского прибрежного течения и тихоокеанскими водами, поступающими через Берингов пролив. При сопоставлении с отложениями, накопившимися в дотехногенный период (позднеголоценовыми), выявлено многократное обогащение современных осадков золотом и палладием, а также полное изменение парагенетических ассоциаций золота и платиноидов с органическим углеродом, другими химическими элементами, гранулометрическими фракциями. Результаты многокомпонентного

статистического анализа, указывают на дополнительное накопление в осадках золота и платиноидов в формах, отличных от природной поставки. Локализацию участков их накопления свидетельствует о поступлении из районов суши, где в настоящее время ведется разработка рудных месторождений, при которой в природную среду металлы поступают преимущественно в виде истинных или коллоидных растворов, органоминеральных соединений, тонкодисперсных минеральных зёрен. Это северное побережье Чукотки, где рудные месторождения золота, содержащие платиноиды как неизвлекаемую примесь, разрабатываются три последние десятилетия, и частично побережье Аляски, где рудные месторождения золота и платиноидов разрабатываются с середины 20-го века. В формировании своеобразных техногенных ореолов рассеивания важную роль играют направление и интенсивность морских течений, определяющих локализацию мест накопления тонкой минеральной взвеси, и повышенная продуктивность планктона, определяющая возможность осаждения металлов, переносимых в составе коллоидов и органоминеральных соединений. Накопление палладия вблизи побережья Чукотки требует дополнительного изучения с позиций выявления

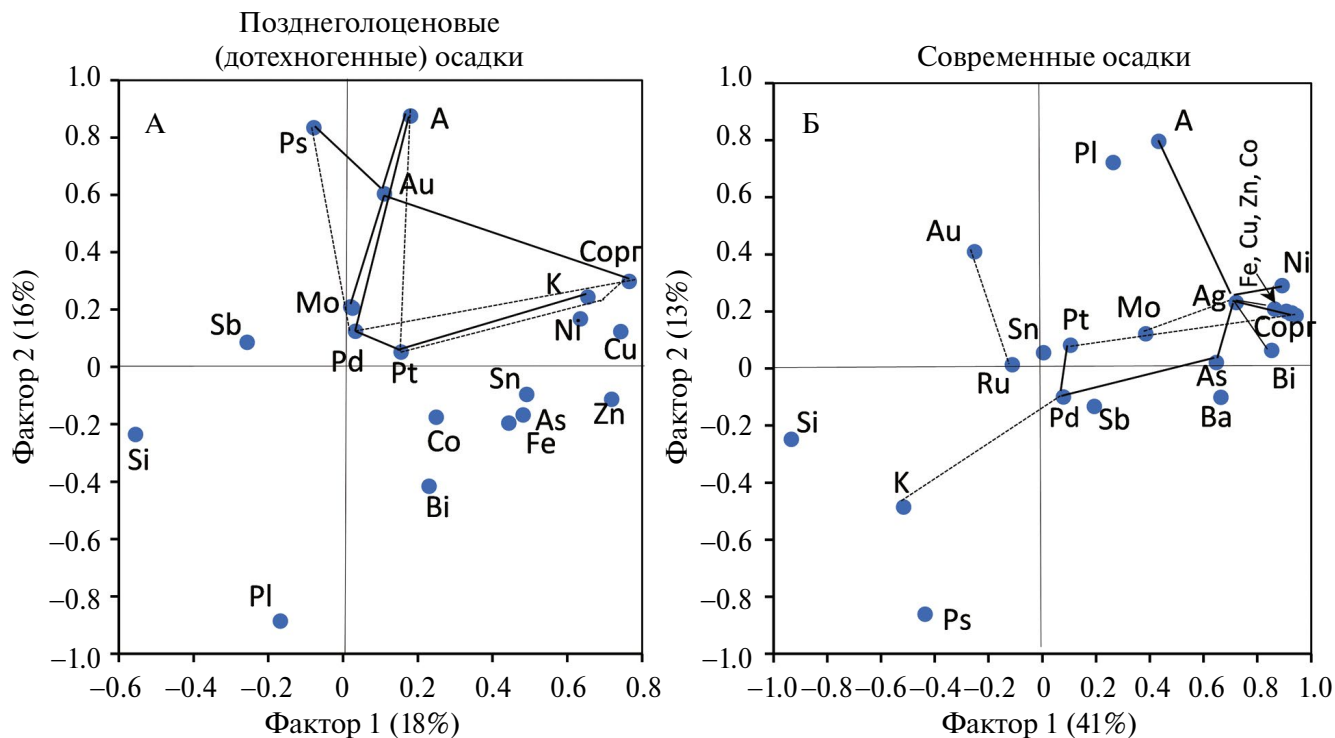


Рис. 6. Факторные диаграммы в пространстве первого и второго факторов для химических элементов и гранулометрических фракций (PL, A, Ps) позднеголоценовых (А) и современных (Б) осадков. Линиями показаны *положительные корреляции БМ с другими элементами: сплошными — значимые, штриховыми — слабые*.

коренных источников поступления и наличия природных (дотехногенных) концентраций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны капитану, команде и членам научной группы 95 рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев” за помощь в экспедиционных работах, а также Н.В. Зарубиной и К.И. Аксентову за помощь в выполнении аналитических исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (госзадание ТОИ ДВО РАН, проект 121021700342-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольдфарб Ю. И. Динамика формирования, классификация и возраст аллювиальных россыпей золота Северо-Востока Азии / Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. 48 с.
2. Павлидис Ю. А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа. В кн.: Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: “Наука”, 1982. С. 47–76.
3. Астахов А. С., Колесов Г. М., Дударев О. В., Иванов М. В., Колесник А. Н. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. Т. 48. № 12. С. 1289–1301.
4. Астахов А. С., Гусев Е. А., Колесник А. Н., Шакиров Р. Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1364.
5. Колесник А. Н., Колесник О. Н., Карабцов А. А., Бондарчук Н. В. Минеральные зерна цветных и благородных металлов в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2018. Т. 481. № 1. С. 76–80.
6. Астахова Н. В., Колесник О. Н., Астахов А. С., Ши С., Ху Л., Алаторцев А. В. Благородные металлы в голоценовых отложениях Чукотского моря // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 5. <https://doi.org/10.15372/GiG2023174>
7. Бортников Н. С., Лобанов К. В., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Тарасов Н. Н., Дистлер В. В., Лаломов А. В., Аристов В. В., Мурашов К. Ю., Чижова И. А., Чефранов Р. М. Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479–509.
8. Athey J. E., Weldon M. B. Alaska’s mineral industry 2016: Special Report 72 / Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys. [S. l.], 2017. 65 p. <http://doi.org/10.14509/29748>
9. Волков А. В., Галямов А. Л., Сидоров А. А. Проблемы освоения минеральных ресурсов Арктики (на примере Чукотки и Аляски) // Арктика: экология и экономика. 2018. № 4 (32). С. 4–14.
10. Vologina E. G., Sturm M., Astakhov A. S., Shi Xuefa. Anthropogenic traces in bottom sediments of Chukchi Sea // Quaternary International. 2019. V. 524. P. 86–92.
11. Astakhov A. S., Xuefa Shi, Darin A. V., Kalugin I. A., Hu Limin, Tsoy I. B., Kolesnik A. N., Obrezkova M. S., Alatorsev A. V., Babich V. V., Plotnikov V. V. Reconstructing ice conditions in the southern Chukchi Sea during the last millennium based on chemical composition of sediments and diatom assemblages // Marine Geology. 2020. V. 427/ 106220.
12. Kim D. V., Aksentov K. I., Astakhov A. S., Sattarova V. V., Ivanov M. V., Alatorsev A. V., Obrezkova M. S., Selutin S. A. Geochemistry aspects of modern mercury accumulation in bottom sediments from the southwestern Chukchi Sea // Marine Pollution Bulletin. 2023. V. 189. P. 114768
13. Jin X., Zhu H. Determination of platinum-group elements and gold in geological samples with ICP-MS using sodium peroxide fusion and tellurium coprecipitation // J. Anal. Atom. Spectrom. 2000. V. 15. P. 747–751.
14. Wentworth C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments // Journal of Geology. 1922. V. 30. P. 377–392.
15. Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие / Е. В. Скляр и др. Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермент Инжиниринг, 2001. 288 с.
16. Бондаренко С. А., Виноградов В. А., Горячев Ю. В., Гусев Е. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист R-1, 2 – остров Врангеля. Пояснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 144 с.
17. Горячев Н. А., Соцкая О. Т., Астахов А. С., Ши Сюефа, Михалицына Т. И., Аксентов К. И., Бердников Н. В. Рудная минерализация в плейстоценовых отложениях пролива Лонга (Восточно-Сибирское море) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 37–41.

18. Кубракова И. В., Набиуллина С. Н., Пряжников Д. В., Киселева М. С. Органическое вещество как формирующий и транспортирующий агент в процессах переноса ЭПГ и золота // Геохимия. 2022. Т. 67. № 8. С. 741–749.
19. Сахно В. Г., Кузнецов Ю. А., Дубков А. А., Ненахова Е. В. О находках платиноидов в первичных рудах золотосеребряных месторождений северной Чукотки // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 3. С. 111–117.
20. Русанов Р. В., Янникова Ю. Ю., Янникова Л. Ю. Платиноносность Au-Ag формации на примере месторождения Валунистое (Чукотский автономный округ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 4. С. 71–78.

PRECIOUS METALS OF THE CHUKCHI SEA DIATOM MUDS; TECHNOGENIC ENRICHMENT SIGNS

A. S. Astakhov^{a, #}, N. V. Astakhova^a, D. V. Kim^a, V. O. Krutikova^b

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh February 13, 2024.

^a*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Science,
Vladivostok, Russian Federation*

^b*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: n_astakhova@poi.dvo.ru*

The content and distribution of precious metals in fine-grained bottom sediments of the southwestern part of the Chukchi Sea have been studied. The ubiquitous or local enrichment of silver, gold, platinum and palladium according the earth's crust average, as well as the enrichment of sediments accumulated during the technogenic period (last decades) relative to pre-technogenic (Late Holocene) deposits with gold, platinum and palladium are shown. Using the methods of multicomponent statistical analysis of the total chemical composition of sediments, the differences in the conditions for the accumulation of precious metals in modern and late Holocene deposits are shown, possible sources of input are determined and the possibility of technogenic enrichment is substantiated.

Keywords: bottom sediments, Chukchi Sea, gold, platinum, silver, palladium, currents, geochemistry, technogenic enrichment, multicomponent statistical analysis

УДК 550.4:502.175(571.53)

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ (Li, Rb, Cs) В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ (РОССИЯ)

© 2024 г. В. И. Гребенщикова*, академик РАН М. И. Кузьмин

Поступило 26.04.2024 г.

После доработки 16.05.2024 г.

Принято к публикации 20.05.2024 г.

Выполнен анализ распределения редких щелочей (Li, Rb, Cs) в сопряжённых в пространстве водных объектах Байкальской экосистемы (вода Байкала, притоков, подземная вода из скважин, родников, термальных источников и единственного стока — реки Ангары), расположенных в Байкальской рифтовой зоне. Установлены значимые различия в концентрациях редких щелочей в некоторых водных объектах, но близкие средние и медианные значения их концентраций в поверхностной и глубинной воде Байкала и его стоке — р. Ангаре. Вода баргузинских термальных источников восточного берега Байкала содержит максимальные концентрации редких щелочей, но не оказывает значимого влияния на воду Байкала в связи с его природным самоочищением и глубинным обновлением воды во время геодинамических подвижек. Установленная близость значений концентраций редких щелочей в баргузинских и некоторых термальных источниках Камчатки подчеркивает их индикаторную роль в генезисе водных объектов.

Ключевые слова: редкие щелочи, вода, рифтовая зона, Байкальская водная экосистема

DOI: 10.31857/S2686739724090067

Байкальская экосистема расположена в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), которая является активной до настоящего времени, что подтверждается частыми землетрясениями и геодинамическими подвижками [1].

Байкальская водная экосистема представлена сопряжёнными в пространстве водными объектами, доступными для изучения: поверхностной и глубинной водой озера Байкал, водой многочисленных притоков, скважин, родников, минеральных источников в береговой зоне и водой единственного стока — р. Ангары (рис. 1).

Озеро Байкал имеет всемирную известность, охраняется ЮНЕСКО и представляет большой интерес для исследователей разных стран. Уникальность Байкала заключается в наличии огромных запасов чистой питьевой воды, постоянстве и близости её химического состава по всему объёму озера, большой глубине (1642 м) и протяжённости озера (более 2000 км), наличию большого количества притоков (более 360),

родников, горячих и холодных минеральных источников и единственного стока — р. Ангары.

В Прибайкалье интенсивно проявлена магматическая и вулканическая деятельность [2], её следы представлены разновозрастными породами от архея до кайнозоя, имеющими состав от основных до кислых и щелочных с различной геохимической и металлогенической специализацией, что, несомненно, оказывает влияние на химический состав притоков Байкала и, соответственно, на воду самого озера Байкал, сохраняя, тем не менее, её стабильное химическое состояние в последнее столетие [3].

С восточной стороны Байкала расположен Ангаро-Витимский гранитоидный батолит. По данным А.В. Травина и других [4], время консолидации гранитного расплава оценивается в диапазоне 320–290 млн лет и соответствует глубинным (>20 км) уровням магматической камеры. По полученным авторами данным время жизни остаточного расплава на глубинных уровнях может достигать 100 и более млн лет. Завершающая стадия тектонического экспонирования батолита к земной поверхности происходила от 60 млн лет до настоящего времени, отражая процесс зарождения и развития Байкальской рифтовой

Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия
*E-mail: vgreb@igc.irk.ru

системы. Геофизические исследования [5] показали, что большая часть гранитоидного батолита может рассматриваться как единое пластообразное тело с несколькими утолщениями — магма-подводящими каналами или гравитационными аномалиями (Тельмамской и Гаргинской), уходящими на различную глубину — до 10–30 км (рис. 1). В районе Гаргинской аномалии Баргузинской впадины расположены многочисленные горячие минеральные источники (рис. 1, врезка), широко используемые в медицинских целях.

В результате мониторинговых исследований химического состава воды (2006–2022 гг.) Байкальской экосистемы были замечены и установлены особенности распределения некоторых редких элементов, например, ртути и урана [6, 7], что объяснялось приуроченностью Байкала к действующей рифтовой зоне. Поэтому стоит отметить ещё раз особенности глубинного строения Байкала и его окружения.

Байкал представлен тремя разноглубинными котловинами. Максимальная глубина отмечена

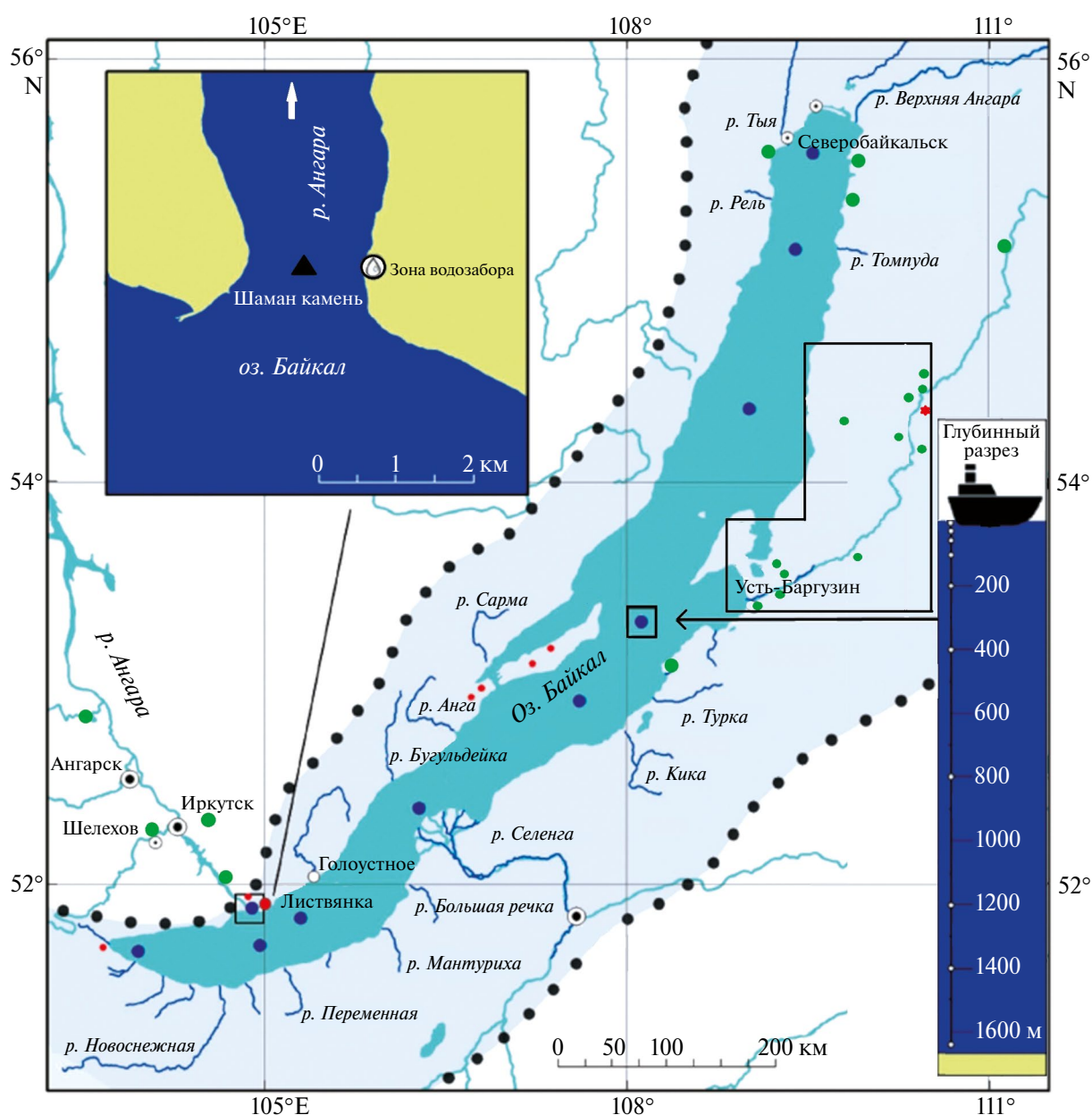


Рис. 1. Карта-схема отбора проб воды Байкальской экосистемы. Красным цветом показаны скважины, зелёным — минеральные источники, синий — пробы поверхностной и глубинной воды Байкала. Врезка на карте справа — место нахождения баргузинских термальных источников. Красный квадрат — Гаргинская гравитационная аномалия [5].

Таблица 1. Концентрации Li, Rb, Cs (мкг/л) в горячих источниках Камчатки (по Арсановой, 1974) и сопряженных водных объектах Байкальской экосистемы

Параметры	Источники Камчатки [12]	Источники Баргузинской впадины	Притоки Байкала	Приток Баргузин	Скважины	Байкал	Исток Ангары	Родники
Кол-во проб	14	12	225	9	21	141	193	10
Литий								
Мин.	5.0	5.4	0.09	1.31	0.22	1.14	0.13	1.19
Макс.	760.0	243.0	12.17	3.61	6.43	7.48	3.13	3.45
Медиана	225.0	81.5	1.23	1.80	2.77	1.93	2.08	1.52
Рубидий								
Мин.	2.0	7.6	0.04	0.50	0.05	0.14	0.44	0.03
Макс.	60.0	84.0	3.2	1.74	4.3	1.0	3.08	0.49
Медиана	20.00	20.12	0.58	1.11	0.24	0.56	0.59	0.37
Цезий								
Мин.	0.20	0.81	0.0001	0.0006	0.0001	0.0007	0.0007	0.0001
Макс.	68.00	12.70	0.111	0.0058	0.063	0.018	0.031	0.020
Медиана	7.5	4.04	0.0036	0.0027	0.0013	0.0014	0.0016	0.001

в центральной впадине (1642 м). Вода вдоль берегов и в каждой котловине движется против часовой стрелки, отмечается подъём глубинной воды в пелагиальной зоне Байкала и опускание поверхностной воды в литоральных зонах (апвеллинг/даунвеллинг) [8]. За счёт последнего процесса происходит постоянное перемешивание и обновление воды Байкала. Кроме этого, предполагается возможное поступление глубинной воды при землетрясениях и геодинамических подвижках [9, 10], что также способствует постоянному обновлению воды Байкала.

Целью данной работы являлось сравнение и объяснение возможных причин значимых различий в распределении редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в разных водных объектах Байкальской экосистемы. Интерес к этим элементам возник в результате химического анализа и установления различия их концентраций в сопряжённых в пространстве водных объектах Байкала.

Химический анализ воды Байкальской экосистемы проводился с использованием научного оборудования аккредитованного и сертифицированного аналитического центра “Изотопно-геохимические исследования” Института

геохимии СО РАН [11]. Редкие щелочи (Li, Rb, Cs) и другие микроэлементы в воде определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MS-ICP) (ELEMENT 2, “Finnigan MAT”, Германия). Исследования микрокомпонентов Байкальской водной экосистемы продолжалось в мониторинговом режиме ежемесячно в 2006–2022 гг. только в истоке р. Ангары, в остальных объектах отбор проб осуществлялся в тёплое время года. Соответственно по различным водным объектам отобрано и проанализировано различное количество проб воды (табл. 1).

В большинстве водных объектах Байкальской экосистемы содержания редких щелочей не превышают их предельно допустимых значений для питьевой воды и воды рыбохозяйственных водоёмов. Исключением являются иногда повышенные концентрации лития в некоторых горячих источниках (>30 мкг/л), что сообщается посетителям и местному населению.

Анализ распределения редких щелочей выявил некоторые особенности и специфику их распределения в различных водных компонентах, что позволило рассмотреть и сравнить все изученные объекты и конкретно горячие

минеральные источники Баргузинской впадины Прибайкалья с данными по термальным источникам другого региона — Камчатки [12].

Термальные источники Баргузинской впадины. Термальные источники вокруг Байкала широко используются в бальнеотерапевтической практике и обладают теплоэнергетическим потенциалом, как и в других регионах Прибайкалья. Баргузинские термальные источники имеют температуру 20–70°C, на глубине — более 100°C и относятся исследователями к азотному типу флюидных гидротерм. Анализ опубликованных данных по баргузинским источникам (Алгинский, Кучехирский, Умхейский, Гусихинский, Кулиндинский и др.) Байкальской экосистемы [13, 14] и собственной аналитической информации показал, что вода этих источников относительно пониженной минерализации, но в ней содержится повышенное содержание фтора (10–12 мг/л) и максимальное количество редких щелочей (табл. 1) по сравнению с другими изученными водными объектами Байкальской экосистемы.

Обзор опубликованных данных по термальным источникам Прибайкалья, показал, что повышенные содержания редких щелочей в термальных источниках и происхождение самих источников объясняются исследователями разными причинами: 1) взаимодействием водных растворов с гранитной магмой и выщелачиванием из неё редких щелочей [15], 2) формированием флюидных гидротерм в результате воздействия глубинных флюидно-гидротермальных магм вблизи границы Мохо и вынос их на поверхность в наиболее раздробленной части Баргузинской котловины. Е.В. Складов и др. [16] считают, что проникающие из глубоких слоев в Баргузинской впадине Байкальского рифта флюидно-гидротермальные растворы способны доставлять на поверхность ювенильные растворы, обогащенные летучими, редкими щелочами и рудными элементами из водосодержащих слоев Земли (астеносфера, граница Мохо). Рассказов С.В. и др. [10] по свинцово-изотопным данным предполагают, что вода термальных источников в Баргузинской долине, а также на Среднем и Северном Байкале может содержать компоненты нижнемантийных флюидов.

Полученные нами данные по баргузинским источникам были сопоставлены с водой некоторых камчатских источников. Г.И. Арсанова [12] выделяет на Камчатке три группы термальных источников, которые представляют: 1) действующие горячие гидротермы и гейзеры,

2) затухающие вулканогенно-гидротермальные системы и 3) остывающие гидротермы. Источником термальных вод на Камчатке она считает глубинные флюиды (ювенильные, граница Мохо) и полагает, что вода появляется во флюидном состоянии на глубине порядка ~15–7 км при дифференциации глубинного магматического очага.

Анализ баргузинских термальных источников показал их сходство с третьей группой гидротерм Камчатки — “остывающих и растекающихся” (таблица 1). Концентрации Li в воде горячих источников Баргузинской впадины достигают максимальных значений и изменяется в пределах 3-х порядков: от 5.4 до 243 мкг/л, Rb — от 7.6 до 84.5 мкг/л, Cs — от 0.81 до 12.7 мкг/л. Полученные максимальные значения по Rb в баргузинских термах даже несколько выше, чем в “остывающих термах” Камчатки. Медианные концентрации Cs в баргузинских и камчатских термальных источниках находятся в пределах одного порядка значений (4.04 и 7.5 мкг/л).

Притоки Байкала. В многочисленных притоках Байкала, дренирующих разные по составу породы, в том числе, лейкограниты, редкометальные граниты и сиениты, содержания редких щелочей (Li, Rb, Cs) никогда не достигают максимальных значений, которые отмечены в воде баргузинских термальных источников, в том числе и в воде притока Баргузин, рядом с которым расположены рассмотренные термальные источники (таблица 1, рис. 2).

В притоках Байкала максимальные концентрации Li могут достигать 10–12 мкг/л. Это преимущественно притоки западного побережья Байкала (реки Рель, Анга, Бугульдейка, Б. Голоустная), где отмечаются выходы палеопротерозойских гранитоидов, содержащих редкометальную минерализацию. При этом отчетливо видно, что повышение редких щелочей в воде устьев притоков чаще происходит осенью, когда обилие дождей приводит к интенсивному дренажу вмещающих пород и незначительному дополнительному поступлению не только редких щелочей, но и других подвижных элементов из гранитоидов, например, Be, F, Th, редкоземельных элементов.

В некоторые годы исследований редкие щелочи в относительно повышенных содержаниях отмечались в р. Селенга и в притоках южной части Байкала — реки Утулик, Переемная, Хара-Мурин, Солзан, но в основном это касалось концентраций Li и Cs.

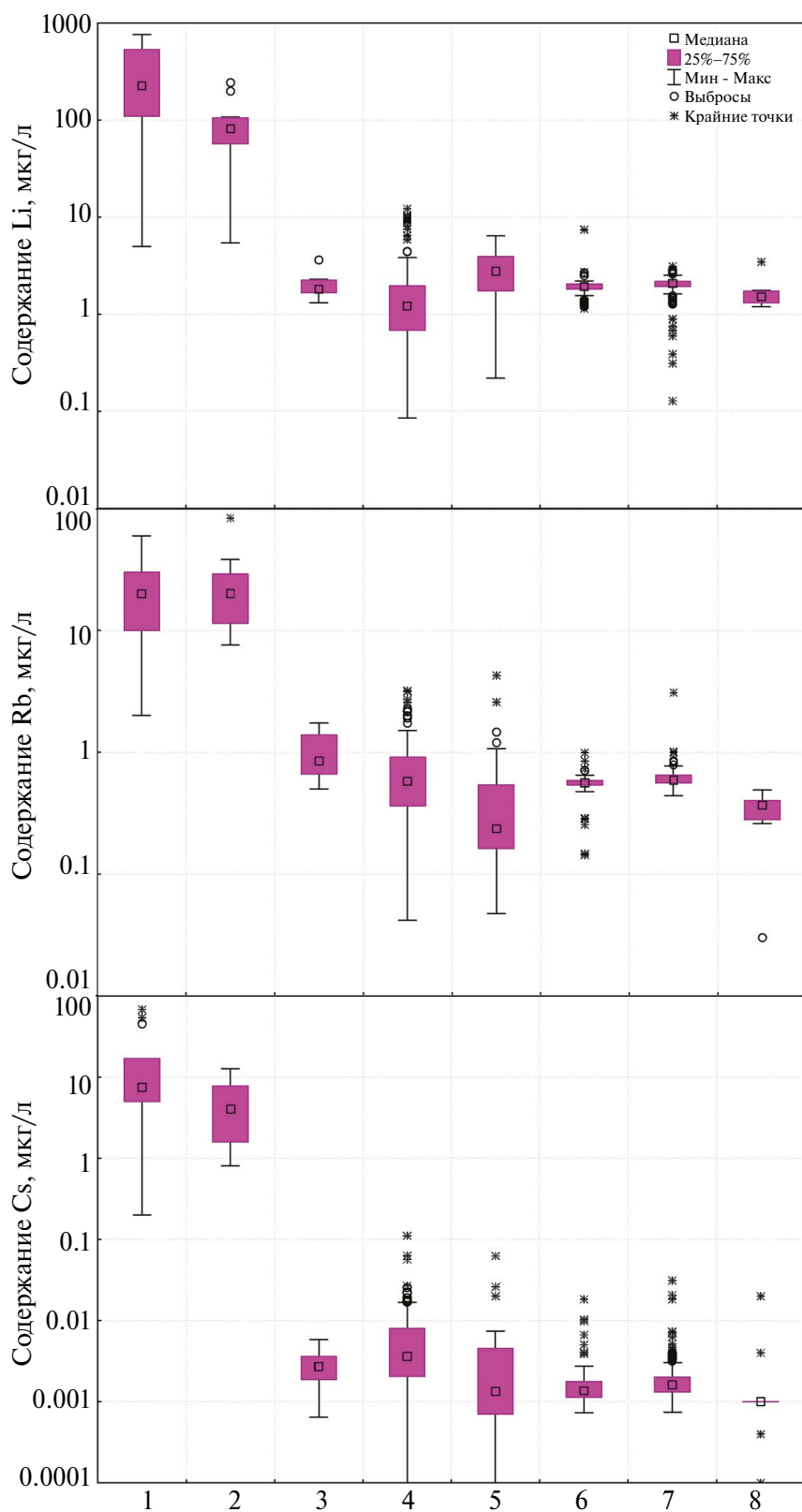


Рис. 2. Распределение редких щелочей в горячих источниках Камчатки [12] и в сопряжённых водных объектах Байкальской экосистемы (1 — горячие источники Камчатки, 2 — горячие источники Баргузинской впадины, 3 — устье р. Баргузин, 4 — устья других притоков Байкала, 5 — вода скважин, 6 — поверхностная и глубинная вода Байкала, 7 — исток р. Ангара, 8 — родники).

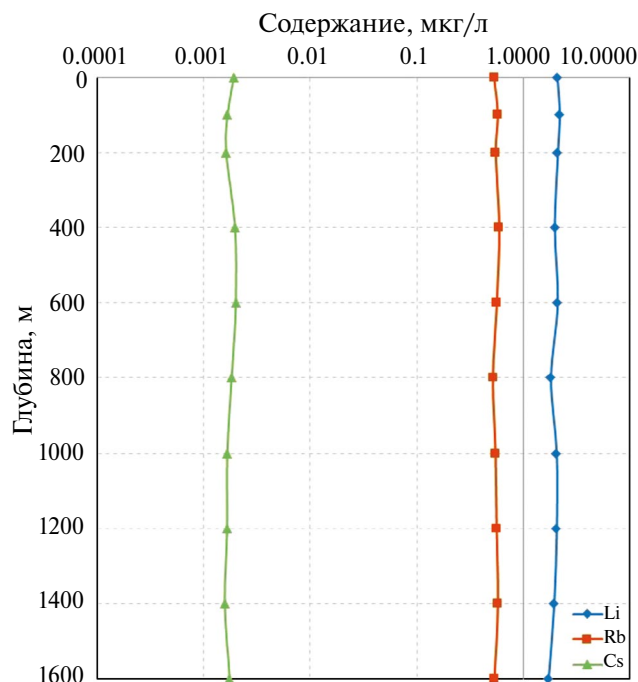


Рис. 4. Распределение Li, Rb, Cs на поверхности и в глубинной воде Байкала осенью 2022 г.

как отбор проб воды происходит быстро и особенно её подъёма к поверхности в самой глубокой котловине Байкала показывают некоторые незначительные вариации изменения значений концентраций, в пределах 1.5–2 раза (рис. 4) за счёт апвеллинга глубинной воды. Ранее, кроме повышения Li в это же время (рис. 3) также отмечено увеличение в поверхностной воде Байкала концентраций урана [7], но уже более существенное — почти в 10 раз. При этом концентрации Rb и Cs были не повышены. Сопоставление полученной информации в разные годы исследований (2007–2022 гг.) показало, что такие изменения могут быть обусловлены сейсмическими подвижками в Байкальской рифтовой зоне, особенно заметными в 2020 и 2022 гг. (рис. 3).

Li, Rb и Cs в байкальской воде имеют более низкие концентрации и, соответственно, вариабельность в глубинной воде не отмечается или очень незначительная.

Таким образом, небольшое повышение содержания редких щелочей весной и осенью в 2020 и 2022 гг. в поверхностной воде в южной пелагиальной части Байкала, вполне возможно, коррелируется с происходящими землетрясениями в это время года (рис. 3), но концентрации редких щелочей в воде Байкала фактически не изменяются.

Вода истока Ангары (сток Байкала). Вода в истоке Ангары не замерзает зимой, поэтому многолетний ежемесячный мониторинг воды позволил получить значительное количество данных по концентрациям Li, Rb, Cs (193 пробы, таблица) с 2006 по 2022 гг. Анализ воды р. Ангары показал, что Li изменяется в пределах одного порядка — 0.13–3.13 мкг/л. Для весны 2022 г. характерно максимальное значение Li — 3.13 мкг/л (рис. 5). Этот год характеризуется повышенным количеством землетрясений именно в южной части Байкальской водной экосистемы.

По всем редким щелочам в воде истока Ангары получены очень узкие и компактные поля распределения данных (рис. 2, 5). Медианы значений концентраций редких щелочей в воде истока фактически совпадают с аналогичными данными по воде Байкала, что подтверждает — вода Ангары отражает состав Байкала. Однако количество проб с минимальными концентрациями Li в воде истока больше, чем в воде Байкала (рис. 2). Концентрации Rb и Cs в повышенных количествах единичны, что было характерно и для распределения Li.

Вода родников в береговой зоне Байкала. Вода родников содержит минимальные концентрации редких щелочей по сравнению с другими водными объектами Байкальской экосистемы и близка к воде скважин (рис. 2, таблица 1). Максимум Li отмечен в роднике вблизи устья р. Баргузин — 3.45 мкг/л, что свидетельствует о повышении его концентраций в грунтовых водах за счёт поступления в них воды из устьевой части р. Баргузин.

Концентрации Li в воде других родников вокруг Байкала очень близкие, несмотря на разный состав дренируемых пород. Значения Rb в воде родников изменяются в пределах одного порядка. Содержания Cs вновь повышено в районе родника возле устья р. Усть-Баргузин. В остальных родниках его концентрации низкие.

Таким образом, выполненный сравнительный анализ распределения концентраций редких щелочей (Li, Rb, Cs) в воде сопряжённых компонентов Байкальской экосистемы показал их индикаторную роль и значимые различия в концентрациях. По всем редким щелочам в воде истока Ангары получены очень узкие и компактные поля распределения данных (рис. 2). Медианы значений концентраций редких щелочей в воде истока Ангары фактически совпадают с аналогичными данными по воде Байкала.

Отсутствие в окружающих гранитоидах Ангаро-Витимского батолита редкометалльных

гранитов, а также субвулканических литий-фтористых пород свидетельствует о низких и средних концентрациях редких щелочей в гранитоидной магме батолита, что установлено ранее [17].

С помощью физико-химического моделирования (программа “Селектор”) [18] было продемонстрировано, что современные азотные термы не могут сформироваться в гранитоидах с

низкими и средними концентрациями редких щелочей и фтора.

Установленная близость значений концентраций редких щелочей в баргузинских горячих источниках и некоторых современных термальных источниках Камчатки подчеркивает их индикаторную роль в генезисе водных объектов. Геохимические отличия водных объектов

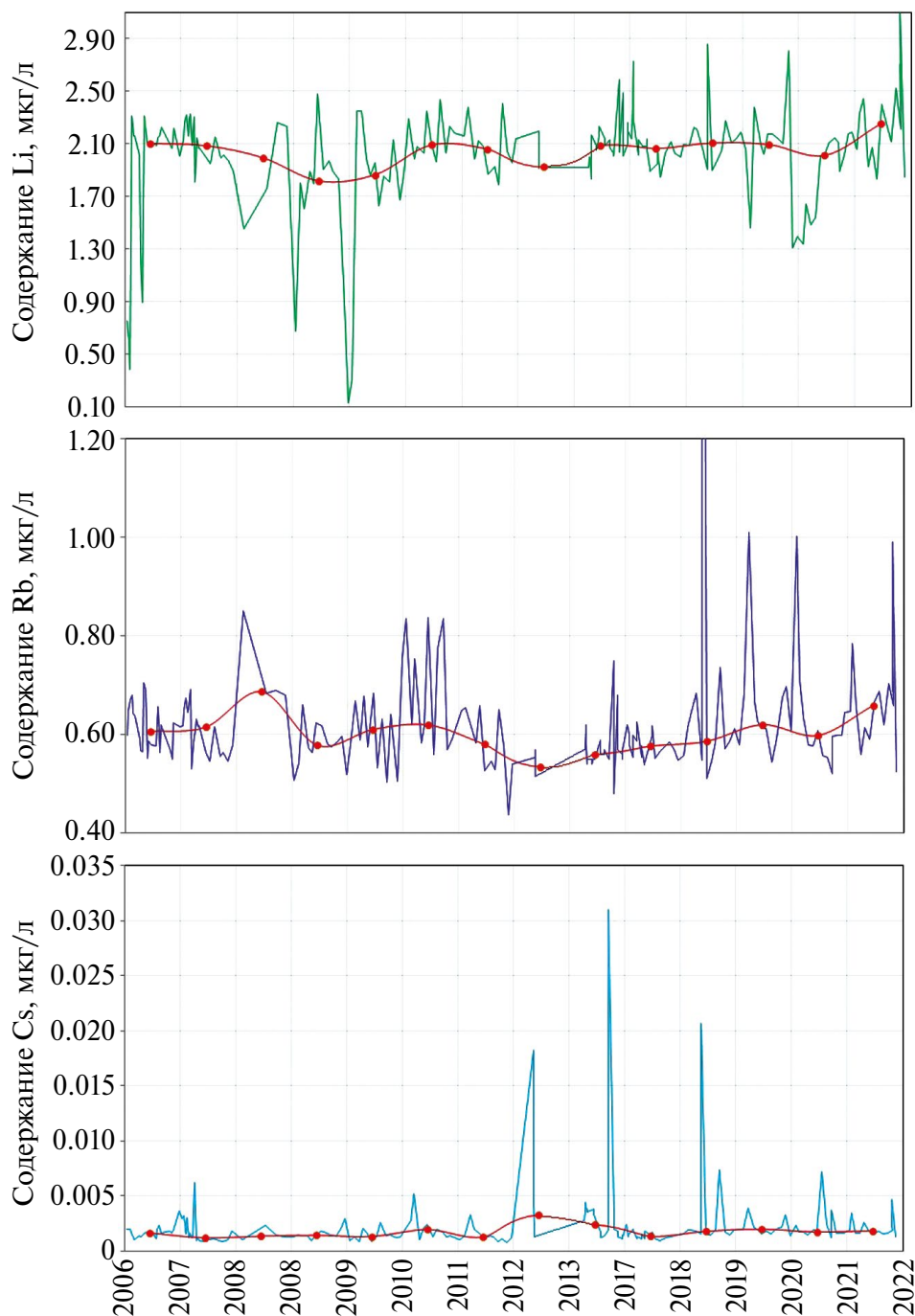


Рис. 5. Распределение ежемесячных концентраций Li, Rb, Cs в воде истока р. Ангары в 2006–2022 гг. Красные точки — годовые медианные значения элементов. В 2014–2016 гг. — перерыв в опробовании.

Прибайкалья могут свидетельствовать о длительном воздействии глубинного флюидно-гидротермального источника, обусловленного, возможно, Гаргинской гравитационной аномалией в районе действующих термальных источников, а также постоянными динамическими подвижками в Байкальской рифтовой зоне, поддерживающими их функционирование. Это подтверждается наличием в водной толще западного побережья Байкала вдоль Северобайкальского разлома следов действующих здесь ранее грязевых вулканов [19].

Таким образом, индикаторная роль редких щелочей в воде Байкальской экосистемы заключается в различии их концентраций в некоторых сопряжённых водных компонентах, а также в сходстве в других компонентах, что позволило высказать свои предположения об их источниках. Однозначно можно предполагать глубинный источник флюидных гидротерм в баргузинских термах по аналогии с камчатскими гидротермами. В устьях многочисленных притоков Байкала сказывается влияние вмещающих их пород, в частности гранитоидов и рудной минерализации, но видны отличия в зависимости от типа гранитов и наличия в них минералов, содержащих повышенные концентрации редких щелочей. Однако, содержания в воде устьев притоков, даже дренирующих гранитоиды, никогда не достигают значений редких щелочей в термальных источниках. Это же можно сказать о породах вокруг Байкала и на острове Ольхон, в которых пробурены скважины или находятся родники, что свидетельствует о несущественном влиянии вмещающих пород. Вода Байкала и истока Ангара показывает низкие и близкие значения редких щелочей, что также закономерно, поскольку для Байкала характерен процесс “самоочищения и обновления”, благодаря известным разным типам течений, и наличию в литоральных зонах геохимических барьеров. Ангара – единственный сток Байкала и её вода естественно отражает особенности состава воды Байкала.

Следует также признать, что повышенная сейсмичность, тектонические подвижки в Байкальской рифтовой зоне, отмеченные особенности течения воды в Байкале способствуют глубинному (ювенильному) обновлению воды Байкала и поддерживают её постоянный геохимический состав и чистоту.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнялась при поддержке РФФИофи_м № 17-29-05022 и в рамках государственного задания ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключевский А. В., Гребенищикова В. И., Кузьмин М. И., Демьянович В. М., Ключевская А. А. О связи сильных геодинамических воздействий с повышением содержания ртути в воде истока р. Ангара (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 2021. № 2. С. 293–311.
2. Sklyarova O. A., Sklyarov E. V., Och L., Pastukhov M. V., Zagorulko N. A. Rare earth elements intratributaries of Lake Baikal (Siberia, Russia) // Applied Geochemistry. 2017. 82. 164–176.
3. Гребенищикова В. И., Кузьмин М. И., Демьянович В. М. Разнонаправленная динамика химического состава воды Байкальской экосистемы (Байкал, притоки, исток р. Ангара) // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 3. С. 386–400.
4. Травин А. В., Владимиров А. Г., Цыганков А. А., Ханчук А. И., Эрст Р., Мурзинцев Н. Г., Михеев Е. И., Хубанов В. Б. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, Забайкалье, Россия // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 53–59.
5. Турутанов Е. Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // ДАН. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.
6. Гребенищикова В. И., Кузьмин М. И., Ключевский А. В., Демьянович В. М., Ключевская А. А. Повышенные содержания ртути в воде истока р. Ангара: отклики на геодинамические воздействия и сильные землетрясения // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 77–81.
7. Гребенищикова В. И., Кузьмин М. И., Демьянович В. М. Уран в воде Байкальской экосистемы // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 332–340.
8. Шимараев М. Н., Троицкая Е. С., Блинов В. В., Иванов В. Г., Гнатовский Р. Ю. Об апвеллингах в озере Байкал // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 696–700.
9. Диденков Ю. Н., Бычинский В. А., Ломоносов И. С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1114–1118.
10. Рассказов С. В., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А., Саранина Е. В., Чебыкин Е. П., Ильясова А. М. Сходство и различие в развитии позднекайнозойских Витимской и Даригангской расплавных аномалий: обоснование потенциальной возможности подъема флюидов нижней мантии под Баргузинской долиной, средним и Северным Байкалом // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2023. Выпуск 21. С. 222–223.

11. Skuzovatov S. Yu., Belozero O. Yu., Vasil'eva I. E., Zarubina O. V., Kaneva E. V., Sokolnikova Yu. V., Chubarov V. M., Shabanova E. V. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): Current State of Micro- and Macroanalysis // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2. Article 0585.
12. Арсанова Г. И. Происхождение термальных вод вулканических областей // *Вулканология и сейсмология*. 2014. № 6. С. 44–58.
13. Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
14. Трошин Ю. П., Ломоносов И. С., Брюханова Н. Н. Условия формирования рудно-геохимической специализации современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 3. С. 226–234.
15. Плюснин А. М., Замана Л. В., Шварцев С. Л., Токаренко О. Г., Чернявский М. К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 5. С. 647–664.
16. Sklyarov E. V., Sklyarova O. A., Lavrenchuk A. V., Menshagin Yu. V. Natural pollutants of Northern Lake Baikal // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. P. 2143–2155.
17. Гребенщикова В. И., Носков Д. А., Герасимов Н. С. Геохимия и условия формирования Ангара-Витимского батолита (Прибайкалье) // *Вестник ИГТУ*. 2009. 33. С. 24–30.
18. Павлов С. Х., Чудненко К. В. Формирование азотных терм в системах “гранит-вода” и “вода-порфирит” // *Геохимия*. 2023. Т. 68. № 3. С. 285–293.
19. Лунина О. В., Кучер К. М., Наумова Т. В., Ситникова Т. Я. Новые находки грязевого вулканизма у северо-западного побережья оз. Байкал по данным подводной видеосъемки // *ДАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 513. № 2. С. 218–223.

INDICATOR ROLE OF RARE ALKALINES (Li, Rb, Cs) IN WATERS OF THE BAIKAL ECOSYSTEM (RUSSIA)

V. I. Grebenshchikova^{a, #}, Academician of the RAS M. I. Kuzmin

^a*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch
of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: vgreb@igc.irk.ru*

The distribution of rare alkalis (Li, Rb, Cs) in water bodies of the Baikal ecosystem (Baikal water, tributaries, groundwater from wells, springs, thermal springs and the only flow – the Angara River) located in the Baikal rift zone has been analysed. Significant differences in the concentrations of rare alkalis in some water bodies, but close mean and median values of their concentrations in the surface and deep water of Baikal and its flow – the Angara River – have been established. The water of Barguzin thermal springs on the eastern shore of Baikal contains maximum concentrations of rare alkalis, but has no significant influence on Baikal water due to its natural self-purification and deep water renewal during geodynamic movements. The established proximity of rare alkali concentrations in the Barguzin and some thermal springs of Kamchatka emphasises their indicator role in the genesis of water bodies.

Keywords: rare alkalis, water, rift zone, Baikal aquatic ecosystem

УДК 550.4

ИЗОТОПНЫЕ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) ХАРАКТЕРИСТИКИ БИОТИТ-КАРБОНАТ-КВАРЦЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ В МЕТАБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

© 2024 г. И. С. Волков*, член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина, С. А. Коссова,
Ю. Н. Чижова, Ю. О. Ларионова, В. М. Козловский, А. Н. Перцев

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

На беломорских островах и побережье Северной Карелии, в Чупинском секторе Беломорского подвижного пояса широко распространены карбонатно-силикатные и кварцевые жилы, приуроченные к телам раннепротерозойских метабазитов и их контактам с вмещающей амфиболит-гнейсовой толщей. Изучены изотопные характеристики крупнокристаллических жильных карбонатов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$), а также ассоциирующих с ними кварца ($\delta^{18}\text{O}$) и биотита ($\delta^{18}\text{O}$ и δD). Изотопный состав кислорода позволяет говорить о биотит-кварц-карбонатных равновесиях в процессе образования жил при температурах 520–450°C. Изотопные характеристики О и Н биотита соответствуют равновесию флюида с метаморфическими породами. Вместе с тем, изотопный состав О и С карбонатов свидетельствует о разных источниках CO_2 во флюидах. Выделяется три группы карбонатов по величинам $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Первая группа имеет “магматические” изотопные характеристики источника CO_2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 7.1... 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -6.3... -4.5\text{‰}$). Карбонаты второй группы имеют высокие $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, характерные для докембрийских осадочных карбонатов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 21.9... 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -2.2... -2\text{‰}$), аналогичных описанным ранее в соседнем Энгозерском секторе БПП. В третьей группе величины $\delta^{13}\text{C}$ аналогичны карбонатам первой группы, а $\delta^{18}\text{O}$ – второй группы ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -1.7... 0.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 6... 12\text{‰}$). Изотопный состав О и С карбонатов третьей группы может быть получен при воздействии предполагаемого магматического флюида как на первично-осадочный источник метаморфических флюидов, так и на переотложенные жильные карбонаты.

Ключевые слова: карбонаты, карбонатно-силикатные жилы, флюиды, изотопы кислорода и углерода, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S2686739724090077

ВВЕДЕНИЕ

Флюиды и флюидные потоки являются важным фактором тепло- и массопереноса при метаморфизме, протекания метаморфических реакций и формирования ассоциирующих жил [1, 20]. Природа флюидов, участвующих в метаморфизме, может быть различной [1, 20]: отделение летучих компонентов от протолита при прогрессивном метаморфизме; дегазация магматических расплавов; вовлечение экзогенных вод, как формационных, так и метеорных. С одной стороны,

данные о составе и происхождении флюидов, участвующих в метаморфизме, особенно высоких ступеней, очень скудны [20]. С другой стороны, гидротермальные жилы, приуроченные к заключительным ретроградным этапам метаморфизма, сопровождающимся накоплением флюидов в относительно малоглубинных сдвиговых зонах, являются важнейшим носителем информации о происхождении и эволюции флюида. Следовательно, изучение жильных минералов, в том числе, методами геохимии стабильных изотопов, имеет хорошую перспективу для получения информации о составе и происхождении флюидной фазы, проявившей активность при метаморфизме [9]. Карбонатно-силикатные жилы в метабазитах Северной Карелии являются

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

*E-mail: ivanvolkov19@yandex.ru

одним из таких объектов, благоприятных для изучения флюидной активности в метаморфизме.

Широко развитые кварцевые и кварц-карбонатные жилы в метаморфизованных орогенных поясах обычно связывают с флюидами, образовавшимися в результате проградного метаморфизма вмещающих толщ. Однако комплексные исследования показывают, что в жилообразовании могут быть задействованы флюиды как метаморфического, так и магматического происхождения ([20] и ссылки в этой работе). Ранее было показано, что жилы в метабазах Северной Карелии образовались при участии флюидов углекислотно-водно-солевого состава в период наиболее позднего ретроградного раннепротерозойского этапа метаморфизма, связанного с становлением Лапландско-Кольского орогена 1.8–1.9 млрд лет назад [2, 3, 5]. Цель настоящей работы – охарактеризовать возможные источники жилообразующих флюидов этого этапа метаморфизма в Беломорье, для чего были изучены изотопные (C, O и Sr) характеристики 20 образцов жильных карбонатов (кальцит, доломит), а также определён изотопный состав Sr в 5 валовых пробах вмещающих пород (гнейсы, метабазиты). В трёх образцах, представляющих основные типы жильных ассоциаций, выделяемых по изотопным характеристикам карбонатов, проведён изотопный анализ кислорода силикатных фаз (кварц, биотит) и анализ изотопного состава водорода в биотите для оценки изотопных параметров водной составляющей флюидной фазы. Изотопные исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по опубликованным методикам (приложение 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

На побережье Белого моря Северной Карелии и прилегающих островах в пределах Чупинского сектора Беломорского подвижного пояса (БПП) Балтийского щита распространены выходы архейских гнейсов и амфиболитов, среди которых залегают тела раннепротерозойских метабазитов (рис. 1) [4, 7].

Изученные в настоящей работе карбонатно-силикатные жилы приурочены к телам метабазитов, а также к их контактам с вмещающими гнейсами. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а их простира-ние прослеживается на десятки метров ([2, 3]

и ссылки в этих работах). Главные жильные минералы – плагиоклаз, кварц и карбонаты. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, хлорит, минералы титана (ильменит, титанит, рутил, анатаз), эпидот, скаполит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также сульфиды железа, меди и молибдена ([2, 3] и ссылки в этих работах). Формирование жил связывают с наиболее поздним раннепротерозойским ретроградным этапом метаморфизма 1.8–1.9 млрд лет назад [3, 5].

По нашим данным в ходе эволюции изучаемых жил выделены две главные стадии жилообразования: ранняя, связанная с формированием кварц-плагиоклазовой ассоциации внешних зон при 550–650°C; поздняя – кристаллизация крупных кварц-карбонатных агрегатов ($\pm$ биотит, турмалин, титанит, эпидот) при температурах до 540°C с последующим формированием более мелкозернистых хлорит-кварц-карбонатных агрегатов и сульфидной минерализации при 350–220°C [2, 3]. Карбонат представлен кальцитом и доломит-анкеритом (см. электронное приложение, табл. 1s–4s) и образует кристаллы размером от первых сантиметров до 20 см (рис. 2). В данной работе изучены образцы с крупнокристаллическими карбонатами. В жилах с зональным строением крупнокристаллический карбонат образует сростки с кварцем, реже с биотитом и кварцем в осевых зонах жил, тогда как внешние зоны сложены плагиоклазом и кварцем $\pm$ биотит (рис. 2 а). В осевых зонах также может быть проявлен крупнокристаллический карбонат в эпидот-хлоритовом агрегате (рис. 2 в). В других случаях карбонат-кварцевые сростки образуют отдельные жилы (рис. 2 г). По результатам изучения флюидных включений в кварце формирование жил на поздней стадии произошло при участии водно-солевого, а также сосуществующих углекислотного и углекислотно-водно-солевого флюидов [2].

В БПП проявления карбонатов, помимо изучаемых жил, редки. В северной части БПП, за пределами Чупинского сектора встречаются массивы и небольшие дайки щелочных пород с ассоциирующими карбонатитами палеозойской Кольской щелочной провинции [10], а в районе исследования нами встречены только единичные маломощные дайки щелочных базитов. Известны единичные проявления карбонатных пород в Энгозерском секторе БПП (рис. 1) [7, 12]: (1) у села Гридино – жильные карбонатные тела, ассоциирующие с пироксен-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами; (2) в районе рек Сигма и Поньгома – линзы карбонатов образуют

тектонический меланж совместно с глинозёмистыми и мигматизированными гранат-амфиболовыми гнейсами; (3) на о. Мраморный — крупное линзовидное тело мраморов среди амфиболитов и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. По мнению авторов работ [7, 12] карбонатные жилы Гридино относятся к карбонатам без указаний возраста, карбонаты о. Мраморный — к карбонатам раннепротерозойского возраста (2.4 млрд лет), а карбонаты в районе рек Сигма и Поньгома — к докембрийским первично осадочным.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные жильные карбонаты обнаруживают гетерогенный изотопный состав как углерода, так и кислорода (электронное приложение 2). При этом 18 из 20 проанализированных карбонатов, вне зависимости от состава и формы проявления (кальцит, доломит, или их сростки), формируют три группы по соотношениям величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3). Группа 1 характеризуется низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$

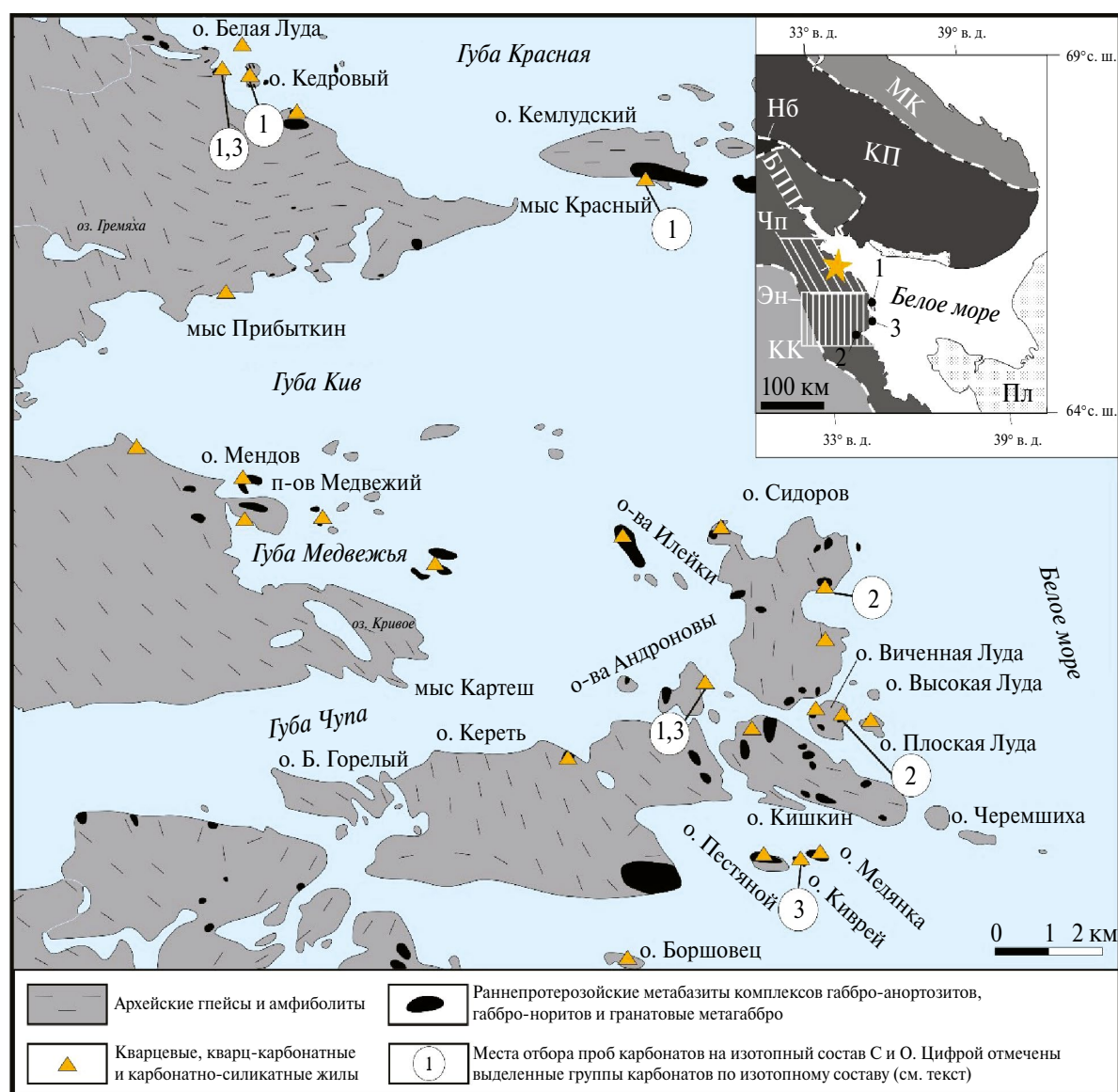


Рис. 1. Геологическая схема района исследования (модифицировано из [3]). На врезке расположение района исследований (звездочка) в восточной части Балтийского щита. Главные террейны в восточной части Балтийского щита по [7] и сектора Беломорского подвижного пояса по [4]: БПП — Беломорский подвижный пояс, Чп — Чупинский сектор БПП, Эн — Энгозерский сектор БПП; МК — Мурманский кратон; КК — Карельский кратон; КП — Кольская провинция; Нб — провинция Норрботтен; Пл — платформенный чехол. Проявления карбонатных пород Энгозерского сектора по [7, 12]: 1 — село Гридино, 2 — реки Поньгома и Сигма, 3 — остров Мраморный.

и $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{18}\text{O} = 7.1\ldots 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -6.3\ldots -4.5\text{‰}$), группа 2 — высокими значениями этих величин ($\delta^{18}\text{O} = 21.9\ldots 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -2.2\ldots -2\text{‰}$), а в группу 3 попадают карбонаты, близкие по изотопному составу углерода к карбонатам группы 2, а по изотопному составу кислорода — к карбонатам группы 1 ($\delta^{18}\text{O} = 6\ldots 12\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -1.7\ldots -0.9\text{‰}$). Карбонаты жил содержат 17–521 ppm Sr (см. электронное приложение, табл. 1s–4s). Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) в карбонатах группы 1 составляет 0.70518–0.708225 (3 определения), группы 2 — ~ 0.7095 (3 определения). Карбонаты группы 3 обнаруживают гетерогенный изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706214\text{--}0.716897$, 3 определения).

Содержания Sr в метабазитах (3 определения) варьирует от 129 до 263 ppm, а Rb — от 15 до 25 ppm. Вмещающие гнейсы (2 определения) содержат 502–628 ppm Sr и 53–61 ppm Rb.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вмещающих пород, пересчитанные на возраст жилобразования (1814 млн лет [5]) для метабазитов составляют 0.7036–0.7051, а для гнейсов 0.7050–0.7079.

Из жильных крупнокристаллических агрегатов с карбонатами, относящимися к трём выделяемым группам (рис. 3), были проанализированы ассоциирующие кварц ($\delta^{18}\text{O}$) и биотит ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) (табл. 1). Составы биотита приведены в электронном приложении 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Помимо изучаемых карбонатно-силикатных жил в метабазитах Чупинского сектора, в метаморфической толще БПП ранее были установлены другие проявления карбонатных пород — в Энгозерском секторе [7, 12] (рис. 1). К.И. Лохов с соавторами [12], изучавшие эти

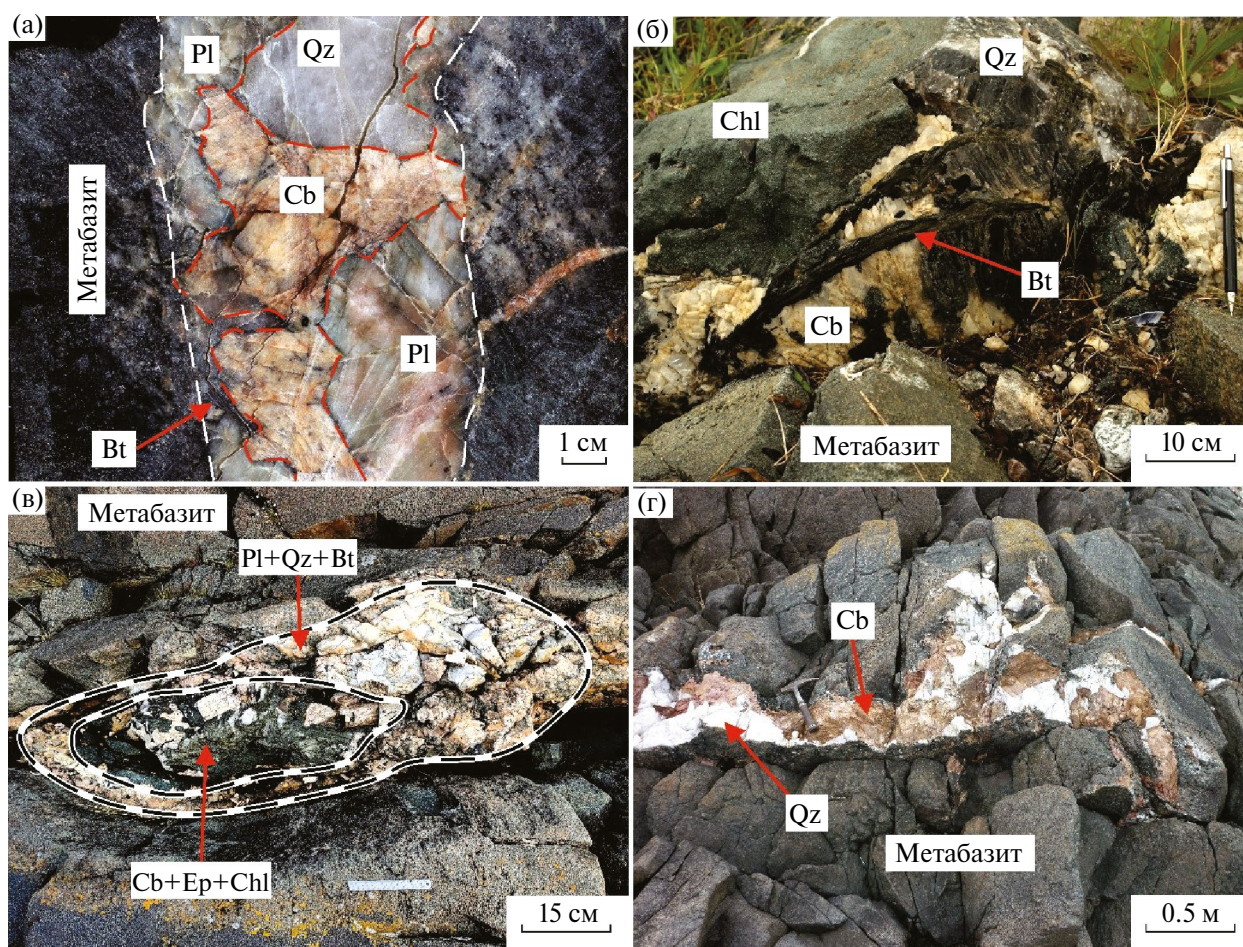


Рис. 2. Жильные проявления крупнокристаллических карбонатов с изученным изотопным составом O и C: (а) кальцит-доломит-биотит-кварцевая жила, обр. КР-30; (б) кальцит-биотит-кварцевые сростки, обр. СИД-21; (в) зональная жила с биотит-кварц-плагиоклазовой внешней зоной и кальцит-доломит-эпидот-хлоритовой внутренней зоной, обр. СИД-9; (г) кварц-кальцит-доломитовая жила, обр. КР-19а. Подписи минералов: Bt — биотит; Cb — карбонат; Chl — хлорит; Ep — эпидот; Pl — плагиоклаз; Qz — кварц.

проявления, выделяют три группы карбонатных пород по изотопному составу углерода и кислорода (рис. 4): (1) жилы, ассоциирующие с пироксен-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами (низкие $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$); (2) линзы в тектоническом меланже (высокие $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$); (3) крупное линзовидное тело мраморов в амфиболитах и кианит-гранат-биотитовых гнейсах (низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ при высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$). Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах

этих трёх групп аналогично установленному нами в жильных карбонатах групп 1–3 соответственно (рис. 3), что было учтено нами при интерпретации результатов.

К.И. Лохов с соавторами [12] отнесли первую группу к первично магматическим карбонатам, вторую – к мраморизованным архейским осадкам, а вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах третьей группы были объяснены изотопным фракционированием углерода в первично-магматическом

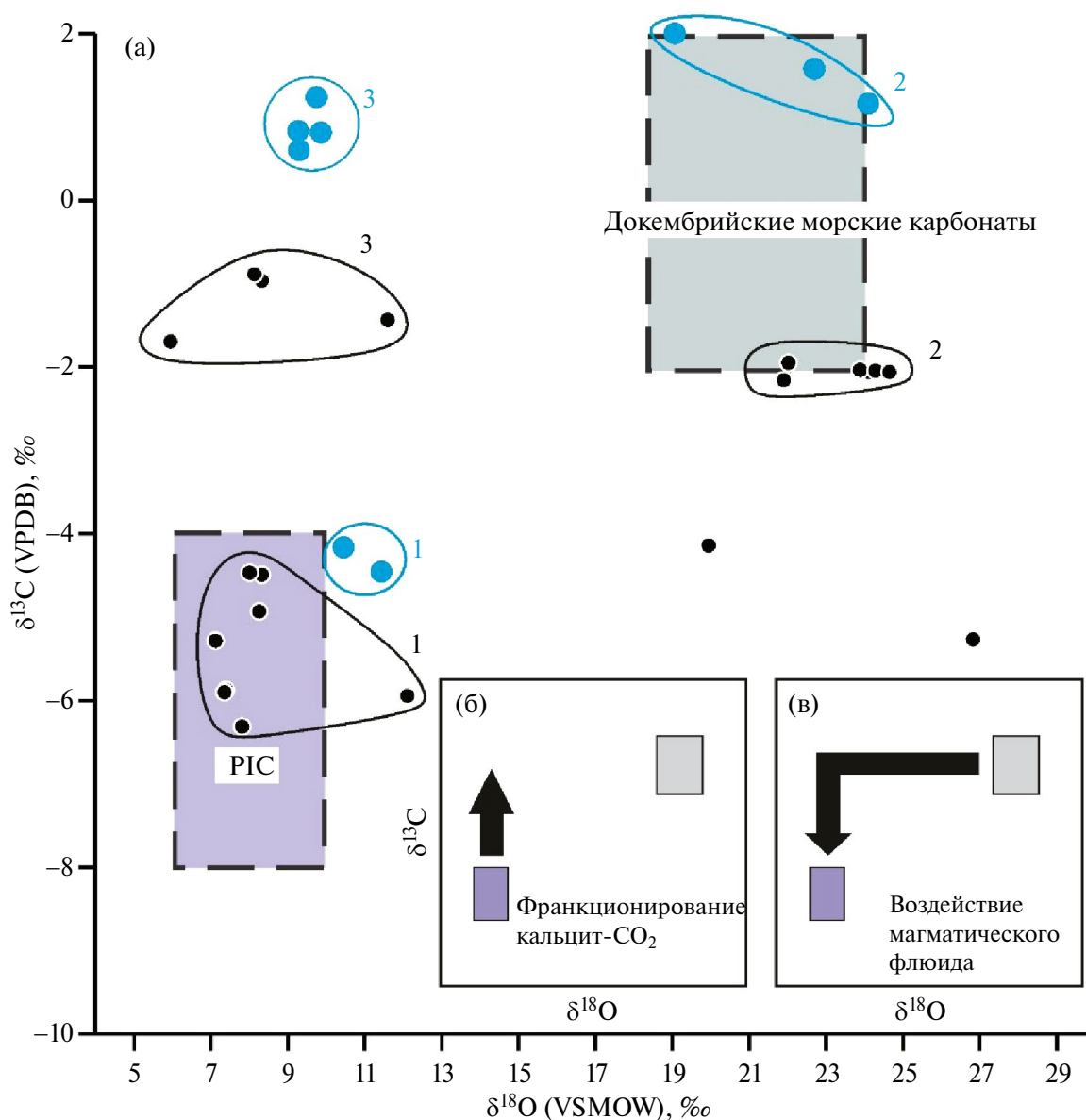


Рис. 3. (а) Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов. Чёрные кружки — жильные карбонаты Чупинского сектора БПП, настоящая работа; синие кружки — составы карбонатных пород Энгозерского сектора БПП по данным [12]. Пунктиром ооконтурены поля, характерные для первично магматических карбонатов PIC [11] и для докембрийских морских карбонатов [17]. Цифрами отмечены выделяемые группы карбонатов по изотопным характеристикам С и О. На врезках (б) и (в) показаны варианты интерпретации наблюдаемых изотопных параметров (см. обсуждение).

карбонате в системах кальцит+доломит или кальцит+CO₂ (рис. 3 б). Следует отметить, что фракционирование изотопов углерода в системе кальцит+доломит не превышает десятых долей промилле при магматических (>600°C) температурах [16]. Фракционирование изотопов углерода в системе карбонат+CO₂ или расплав+CO₂ при 600–1000°C, в принципе, может достигать величин 3–4‰ [13, 14], но для того, чтобы получить сдвиг фигуративных точек группы 1 ($\delta^{13}\text{C} < -4$) до положения в области группы 3 ($\delta^{13}\text{C} > 2$), требуется либо полная переработка, либо перекристаллизация карбонатов с участием флюида, состоящего из чистой углекислоты с изотопными характеристиками, отвечающими высокотемпературному равновесию с магматическими карбонатами. Кроме того, ограниченные литературные данные не позволяют с уверенностью говорить о первично-магматическом (карбонатитовом) происхождении пород первой и третьей групп, как это предполагали К.И. Лохов с соавторами [12].

Можно предложить альтернативную интерпретацию происхождения карбонатов третьей группы. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ при низких $\delta^{18}\text{O}$ в этих карбонатах как из жил Чупинского сектора, так и из пород Энгозерского сектора могут быть объяснены взаимодействием первично-осадочного карбонатного материала (высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) с другим

углекислотно-водным флюидом, имеющим низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Воздействие такого флюида, имеющего “магматические” характеристики (“PIC”, рис. 3 а), на осадочные карбонаты может привести сначала к наблюдаемому изотопному сдвигу величины $\delta^{18}\text{O}$ при незначительном изменении величины $\delta^{13}\text{C}$, а затем — к снижению величины $\delta^{13}\text{C}$ по мере возрастания отношения флюид/порода (рис. 3 в). Подобный механизм при мольной доле CO₂ < 0.5 во флюиде неоднократно обсуждался для карбонатов при контактовом метаморфизме [8].

В любом случае, сам факт наличия разных типов изотопных характеристик карбонатов карбонатно-силикатных жил свидетельствует о неоднородности источников CO₂. Общее соответствие выделяемых нами групп жильных карбонатов известным проявлениям карбонатных пород во вмещающей метаморфической толще [12] позволяет предположить разные механизмы формирования изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) карбонатов. Первый механизм — отделение CO₂ от карбонатных пород с изначально разными величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в ходе метаморфизма и последующая кристаллизация соответствующих жильных карбонатов на ретроградной стадии метаморфизма. Второй механизм — проработка первично-осадочных карбонатных пород и жильных карбонатов углекислотно-водным флюидом с магматическими

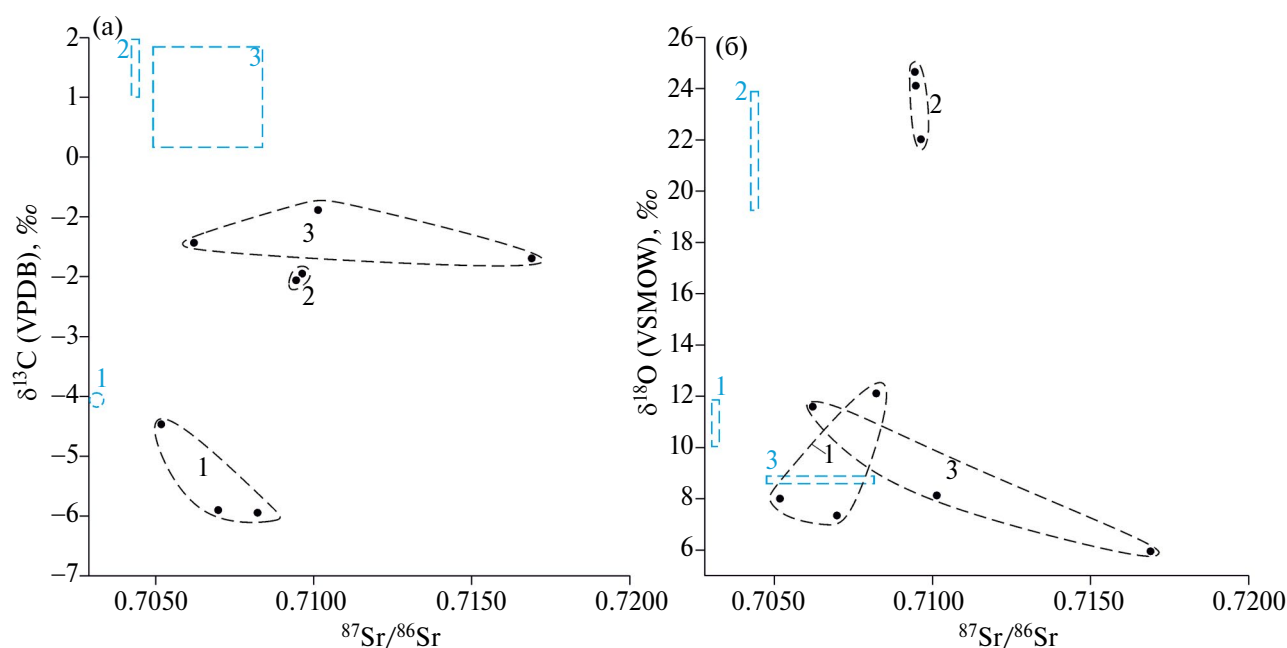


Рис. 4. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в жильных карбонатах Чупинского сектора БПП, (настоящая работа, чёрный цвет), а также карбонатных пород Энгозерского сектора БПП по данным [12] (синий цвет). Группы 1–3 выделены по соотношению величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3).

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава кислорода и водорода силикатных минералов и изотопного состава О ассоциирующих карбонатов

№ образца (*)	Измеренные величины, ‰				Расчётные величины			
	$\delta^{18}\text{O}$ Qz	$\delta^{18}\text{O}$ Bt	$\delta^{18}\text{O}$ Cb	δD Bt	T(Qz-Bt), °C	$\delta^{18}\text{O}$ Cb (равн.), ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$, ‰	$\delta\text{D}(\text{H}_2\text{O})$, ‰
КР-30 (1)	8.9	3.6	8.2	–76	470	8	6	–32.5
СИД-9 (2)	9.7	4.3	23.8	–64	450	8.7	6.5	–18.3
СИД-21 (3)	8.9	4.1	8.2	–53	520	8.1	6.6	–14.5

Примечание. (*) — группа, к которой был отнесен образец по результатам изучения карбонатов (рис. 3); T(Qz-Bt) — температура равновесия кварц-биотит [19]; $\delta^{18}\text{O}$ Cb (равн.) (‰) расчёт по равновесию с кварцем карбоната при T(Qz-Bt) [19]; Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD (‰) водного компонента флюида рассчитаны по [18, 19].

характеристиками. Нет противоречий и в том, что оба процесса могли протекать одновременно. Вместе с тем, происхождение углекисотно-водного флюида с магматическими характеристиками остаётся неясным.

Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, определённые для карбонатов групп 1 и 2, попадают в перекрывающиеся диапазоны значений, определённых для гнейсов и метабазитов, вмещающих жилы, что может говорить о наследовании $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в жильных карбонатах от вмещающих пород. Значительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах третьей группы могут указывать на дополнительный привнос Sr с более высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такой привнос мог происходить либо при взаимодействии флюид/порода, либо при переносе и отложении вещества, формирующего жильные тела.

Температуры равновесного распределения изотопов кислорода между биотитом и кварцем [19] составляют 450–520°C, что согласуется с оценками по кальцит-доломитовому термометру (до 540°C) для наиболее ранних крупнокристаллических жильных карбонатов [3]. Для двух проанализированных биотит-карбонат-кварцевых ассоциаций из трёх (1 и 3, табл. 1; рис. 2 а, б) величина $\delta^{18}\text{O}$ карбоната отвечает изотопному равновесию с кварцем при температурах равновесия биотит-кварц (470 и 520°C соответственно, табл. 1). Однако карбонат образца из группы 2 не показывает изотопного равновесия кислорода с кварцем и биотитом и, по-видимому, образовался при более позднем формировании карбонат-эпидот-хлоритового агрегата осевой зоны жилы (рис. 2 в). Расчёт величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водном компоненте флюида при температуре равновесия биотит-кварц [18, 19] (табл. 1) приводит к оценкам 6...7 ‰ и –33...–15 ‰ соответственно, что полностью отвечает составу метаморфических флюидов [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные вариации изотопного состава кислорода и углерода жильных карбонатов указывают на сочетание разных источников CO_2 в флюиде. Осадочные характеристики (высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) согласуются с данными о присутствии первично-осадочных мраморизованных карбонатных пород во вмещающей метаморфической толще. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и/или $\delta^{13}\text{C}$ могут быть связаны с воздействием флюида предположительно магматического происхождения как на первично осадочные, так и на жильные карбонаты.

По изотопному составу кислорода выявлены равновесные ассоциации крупнокристаллических карбонатов с биотитом и кварцем при температурах 520–450°C. Однако крупнокристаллические карбонаты в поздних карбонат-эпидот-хлоритовых агрегатах осевых зон жил могут быть неравновесны с кварцем и биотитом. Изотопные параметры О и Н водного компонента характерны для флюида равновесного с метаморфическими породами.

Таким образом, поздний ретроградный этап раннепротерозойского метаморфизма в БПП с формированием карбонатно-силикатных жил связан с активностью неоднородных по изотопному составу О и С углекислотно-водных флюидов. Наиболее ранняя кристаллизация жильных карбонатов происходила в равновесии с кварцем и биотитом при температурах 520–450°C. Водная составляющая флюидов соответствует равновесию с метаморфическими породами, а углекислотная — сочетанию осадочного и предположительно магматического источников.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны главному редактору журнала Н.С. Бортникову и рецензентам за критический обзор и конструктивные замечания при подготовке рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН (FMMN-2024-0017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л. Я., Бортников Н. С., Бушмин С. А., Викентьева О. В., Дубинина Е. О., Козловский В. М., Лебедева Ю. М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415–436.
2. Волков И. С., Прокофьев В. Ю., Козловский В. М., Перцев А. Н. Сульфидная минерализация карбонатно-силикатных жил в раннепротерозойских метабазитах Северной Карелии: минеральные ассоциации, формы проявления серебра, флюидные включения // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 6. С. 551–578.
3. Волков И. С., Козловский В. М. Стадийность и условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожильных ореолов в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2023. Т. 31. № 5. С. 531–551.
4. Глебовицкий В. А. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
5. Козловский В. М., Травин В. В., Саватенков В. М., Терентьева Л. Б., Сальникова, Е. Б., Курдюков Е. Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.
7. Слабунов А. И., Лохов К. И., Богомолов Е. С., Прилепский Э. Б., Сибелев О. С., Пресняков С. И., Сергеев С. А., Ронькин Ю. Л. Палеопротерозойские мантийные карбонаты о. Мраморный (Беломорская провинция Балтийского щита) / Матер. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии Изотопные системы и время геологических процессов. 2009. Т. 1. С. 173–176.
8. Baumgartner L. P., Valley J. W. Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2001. V. 43. № 1. P. 415–467.
9. Bons P. D., Elburg M. A., Gomez-Rivas E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures // J. Structur. Geol. 2012. V. 43. P. 33–62.
10. Bulakh A. G., Ivanikov V. V., Orlova M. P. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola alkaline province in the context of a Scandinavian North Atlantic alkaline province. In' Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province. The Mineralogical Society Series. Vol. 10. London: Mineralogical Society, 2004. P. 1–43.
11. Kyser T. K. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes / In: Valley J. W., Taylor H. P., O'Neil J. R. (Eds.). Chelsea, MI: Book Crafters, MI, 1986. P. 141–164.
12. Lokhov K. I., Sibelev O. S., Slabunov A. I., Bogomolov E. S., Prilepsky E. B. Endogenous and sedimentary carbonate rocks from the Belomorian province: new geochemical, isotopic and geochronological data // Geochemistry of Alkaline rocks: mater. scientific conf. Moscow: GEOKHI RAS, 2009. P. 93–94.
13. Petschnig P., Schmidt M. W., Kueter N., Sartori G., Bernasconi S. M. An almost universal CO₂-CO₃ carbon isotope fractionation function for high temperatures // Earth and Planetary Science Letters. 2024. V. 627. P. 118552.
14. Scheele N., Hoefs J. Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO₂: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 112. № 1. P. 35–45.
15. Sheppard S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Reviews in mineralogy. 1986. V. 16. P. 165–184.
16. Sheppard S. M. F., Schwarcz H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1970. V. 26. P. 161–198.
17. Shields G., Veizer J. Precambrian Marine Carbonate Isotope Database: Version 1.1 // Geochem. Geophys. Geosys. (G3). 2002. V. 3. P. U1–U12.
18. Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. V. 40. № 10. P. 1229–1240.
19. Vho A., Lanari P., Rubatto D. An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // Journal of Petrology. 2019. V. 60. № 11. P. 2101–2129.
20. Yardley B. W. D., Bodnar R. J. Fluids in the continental crust // Geochemical perspectives. 2014. V. 3. № 1. P. 1–2.

ISOTOPE ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) CHARACTERISTICS OF BIOTITE-CARBONATE-QUARTZ ASSOCIATIONS OF HYDROTHERMAL VEINS IN METABASITES OF NORTH KARELIA

I. S. Volkov[#], Corresponding Member of the RAS **E. O. Dubinina**, **S. A. Kossova**,
Y. N. Chizhova, **Y. O. Larionova**, **V. M. Kozlovskii**, **A. N. Pertsev**

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

[#]*E-mail: ivanvolkov19@yandex.ru*

On the White sea islands and coast of North Karelia, in the Loukhi region, carbonate-silicate and quartz veins are widespread, confined to bodies of Early Proterozoic metabasites and their contacts with host gneisses. The isotopic characteristics of coarsely crystalline vein carbonates ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$), as well as associated quartz ($\delta^{18}\text{O}$) and biotite ($\delta^{18}\text{O}$ and δD), were studied. The isotopic composition of oxygen suggests biotite-quartz-carbonate equilibria during the formation of veins at temperatures of 520–450°C. The O and H isotopic characteristics of biotite correspond to the equilibrium of the fluid with metamorphic rocks. At the same time, the isotopic compositions of O and C carbonates indicate different sources of CO_2 in fluids. There are three groups of carbonates according to $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. The first group has “magmatic” isotopic characteristics of the CO_2 source ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 7.1 \dots 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -6.3 \dots -4.5\text{‰}$). Carbonates of the second group have high $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, characteristic of Precambrian sedimentary carbonates ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 21.9 \dots 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -2.2 \dots -2\text{‰}$), similar to those described earlier in the neighboring Engozero sector of the Belomorian mobile belt. In the third group, the $\delta^{13}\text{C}$ values are similar to the carbonates of the first group, and $\delta^{18}\text{O}$ – to the second group ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -1.7 \dots -0.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 6 \dots 12\text{‰}$). The O and C isotopic compositions of carbonates of the third group can be obtained from the action of a putative magmatic fluid on both the primary sedimentary source of metamorphic fluids and redeposited vein carbonates.

Keywords: carbonates, carbonate-silicate veins, fluids, isotopes of oxygen and carbon, Belomorian mobile belt

УДК 552.11

СОСТАВ ВТОРИЧНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГНЕЗИОХРОМИТЕ КСЕНОЛИТА МАНТИЙНОГО ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ им. В. ГРИБА (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН) КАК ИНДИКАТОР НИЗКИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ H_2O В КИМБЕРЛИТОВОМ РАСПЛАВЕ

© 2024 г. А. А. Тарасов*, А. В. Головин, Е. В. Агашева,
Академик РАН Н. П. Похиленко

Поступило 26.02.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 02.05.2024 г.

Представлены результаты исследований вторичных раскристаллизованных расплавных включений в магнезиохромите ксенолита лерцолита из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Показано, что включения являются микропорциями расплава, связанного с магматизмом, впоследствии сформировавшим эту кимберлитовую трубку. Ассоциация дочерних минералов включений в магнезиохромите включает Na–K–Ca-, Na–Mg-, Ca–Mg-, Mg-, Ca-содержащие карбонаты, Na–Mg-карбонаты с дополнительными анионами PO_4^{3-} , Cl^- , SO_4^{2-} , хлориды, сульфат, фосфат и силикат. Минеральная ассоциация дочерних фаз, содержание карбонатов (77 об. %) и силиката тетраферрифлогопита (15 об. %), а также соотношение Ca:Na:K в валовом составе включений (1.1:1:0.1 в ат. %) указывают на то, что этот расплав представлял собой обогащённую щелочами карбонатную жидкость с низкими содержаниями SiO_2 (≤ 6 мас. %) и H_2O (≤ 0.6 мас. %). Как известно, серпентин в кимберлитах является главным водосодержащим минералом, но проблема источников воды при серпентинизации кимберлитов и истинных концентраций воды в кимберлитовых расплавах остаётся весьма дискуссионной. Отсутствие серпентина и низкие концентрации воды (≤ 0.6 мас. %) в изученных расплавных включениях в сравнении с таковыми в кимберлитах трубки им. В. Гриба (10–14 мас. %) указывают на определяющую роль внешних флюидов при серпентинизации этих кимберлитов.

Ключевые слова: кимберлитовые расплавы, расплавные включения, литосферная мантия, карбонатитовые расплавы, серпентинизация кимберлитов, Архангельская алмазоносная провинция

DOI: 10.31857/S2686739724090082

ВВЕДЕНИЕ

Основной из нерешённых проблем петрогенезиса кимберлитов является вопрос о вариациях составов и трендах эволюции кимберлитовых расплавов в пространстве и времени, важным аспектом этой проблемы является определение роли воды в петрогенезисе кимберлитов [1, 2]. Решение этого вопроса может прояснить различные дискуссионные аспекты петрогенезиса этих пород, начиная от условий генерации примитивных кимберлитовых жидкостей [2], заканчивая

особенностями постмагматических гидротермальных изменений кимберлитов [2–5].

Одним из подходов к реконструкции составов кимберлитовых расплавов является изучение реликтов этих расплавов – расплавных включений в минералах кимберлитов и ксенолитов из этих пород [1]. При этом, включения в минералах мантийных ксенолитов вызывают наибольший интерес, так как являются микропорциями кимберлитовых расплавов на наиболее ранних (мантийных) этапах эволюции магматических систем [1]. Ранее расплавные включения изучались только в пороодообразующих оливинах ксенолитов перидотитов из кимберлитов всего лишь четырёх трубок [6–9]. Изучение вторичных расплавных включений в частично

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева

СО РАН, Новосибирск, Россия

*E-mail: tarasov.alexey@igm.nsc.ru

Тел.: +7-961-992-5744

серпентинизированных оливинах ксенолитов перидотитов показало присутствие до 17 об. % серпентина в этих включениях [7, 8]. Однако, проблемы генезиса серпентина и источников воды при его формировании в таком типе включений являются весьма дискуссионными [7].

Почти все кимберлиты мира и ксенолиты из этих пород в различной степени серпентинизированы [2, 3, 10]. Серпентин может замещать первично-магматические и ксеногенные минералы кимберлитов при их взаимодействии с водными флюидами или кристаллизоваться непосредственно из таких флюидов [2, 4, 10]. При этом, проблема источников этих флюидов не решена [1–3]. Согласно традиционным моделям [4, 5], флюиды, за счёт которых формируется серпентин, имеют позднемагматическое происхождение, а содержание магматической воды в кимберлитовых расплавах может достигать 9 мас. % [5]. Альтернативные модели [3, 11–13] предполагают низкие концентрации воды (менее 1 мас. %) в кимберлитовых расплавах и формирование серпентина в кимберлитах за счёт внешних (метеорных и/или захоронённых в коровых породах) флюидов. Таким образом, проблема серпентинизации кимберлитов напрямую связана с вопросом о концентрациях H_2O в кимберлитовых расплавах.

В работе представлены первые в мире результаты изучения вторичных расплавных включений в Сг-шпинели ксенолита мантийного лерцолита из кимберлита и показано, что эти включения являются реликтами расплава, связанного с магматизмом, впоследствии сформировавшим трубку им. В. Гриба. Одной из задач исследования являлось определение содержания H_2O в кимберлитовом расплаве для решения проблемы источников флюидов, вызывающих серпентинизацию кимберлитов, на примере трубки им. В. Гриба. В отличие от оливина, который реагирует с низкотемпературными водными растворами [10], Сг-шпинель более устойчива к вторичным гидротермальным изменениям [14], поэтому включения в Сг-шпинели в меньшей степени подвержены постзахватным изменениям и их состав может быть использован для определения концентраций воды в кимберлитовых расплавах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Изучение минерального состава включений проводилось

следующим образом: вначале дочерние минералы включений были идентифицированы методом КР-спектроскопии на спектрометрах “Horiba Jobin Yvon” LabRAM HR800 и WITec alpha 300R; затем были получены BSE-изображения, элементные карты включений и анализы химического состава дочерних минералов на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA3 LMU с ЭДС приставкой Aztec Energy X-Max 50+ (SEM-EDS). Валовые химические анализы расплавных включений были также получены методом SEM-EDS растяжением области сканирования электронным пучком по площади вскрытого включения. С помощью программного обеспечения ImageJ измерялись площади дочерних минералов в расплавных включениях. Химические составы магнезиохромита были определены на рентгеноспектральном микроанализаторе “Jeol” JXA-8100 (SEM-WDS). Моделирование диффузии Fe^{2+} между различными составами магнезиохромита производилось на основе законов Фика [15] с использованием программного обеспечения Wolfram Mathematica 13. Подробное описание методов исследования представлено в дополнительных материалах (1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученный ксенолит (G1-25) является зернистым шпинель-гранатовым лерцолитом (рис. 1 а). РТ-параметры последнего минерального равновесия этого образца составляют 3.3 ГПа (101 км) и 750°C. Детальная характеристика образца представлена в [7].

Состав порообразующей Сг-шпинели ксенолита G1-25, соответствует магнезиохромиту (табл. 1). Порообразующий магнезиохромит (FeO_t 18.86 мас. %; Al_2O_3 15.09 мас. %) ксенолита G1-25 содержит залеченные трещины, маркированные эпигенетическим магнезиохромитом второй генерации (FeO_t 19.70 мас. %; Al_2O_3 14.19 мас. %) (рис. 1 б, табл. 1). В залеченных трещинах были обнаружены вторичные расплавные включения. Всего было изучено 50 включений (см. электронное приложение, табл. 2S). Размер индивидуальных включений не превышает 5 мкм, размер дочерних фаз составляет 0.2–3 мкм (рис. 2 б, 3–4). КР-спектры дочерних минералов включений соответствуют различным карбонатам, сульфату, фосфату и силикату (см. электронное приложение, табл. 3S), EDS-анализы дочерних минералов и карты распределения элементов в расплавных

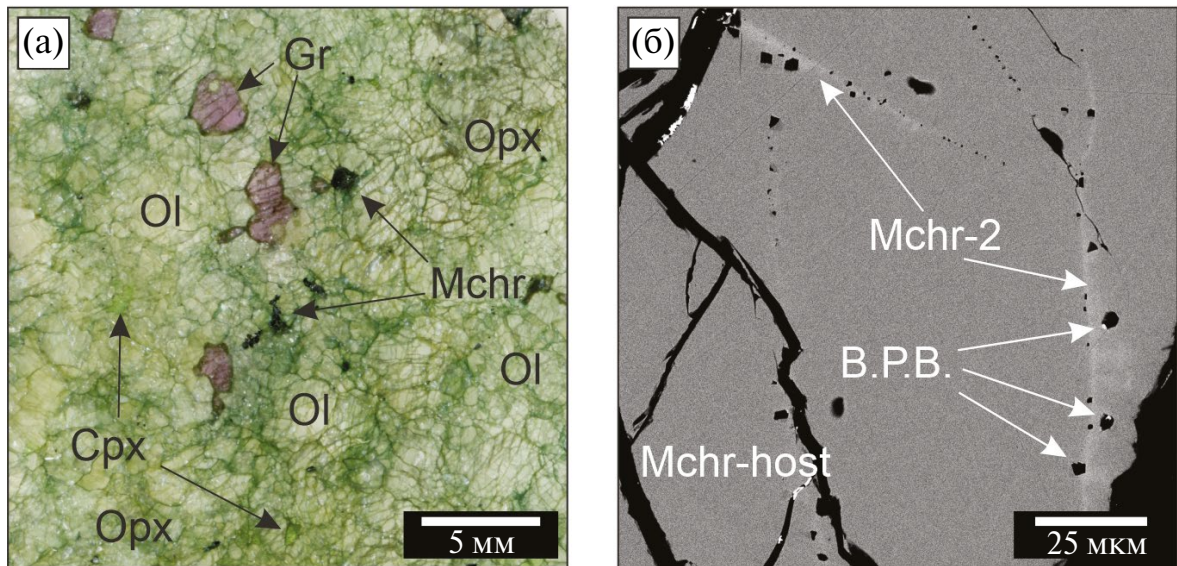


Рис. 1. (а) ксенолит G1-25, фотография шлифа в проходящем свете. (б) BSE-изображение вторичных расплавных включений (В.Р.В.) в залеченных трещинах, маркированных эпигенетическим магнезиохромитом (Mchr-2) в зерне породообразующего магнезиохромита (Mchr-host). Ol – оливин, Gr – гранат, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Mchr – магнезиохромит.

включениях подтверждают результаты КР-спектроскопии, кроме того, методами SEM-EDS среди дочерних фаз дополнительно идентифицированы галит, сильвин и магнетит (табл. 2, рис. 2–4). Анализ КР-карт, BSE-изображений и элементных карт 50 расплавных включений показал, что содержание карбонатов и карбонатов с дополнительными анионами во включениях составляет 77 об. %, силиката (тетраферрифлогопита) – 15 об. %. EDS-анализы относительно крупных кристаллов доломита (преобладающего карбоната во включениях, 50 об.%) показывают, что этот дочерний минерал содержит примесь Na до 0.3 ф.е. Соотношение Ca:Na:K в веществе включений составляет 1.1:1:0.1 в ат. % (среднее по 50 включениям), что свидетельствует о высоких концентрациях щелочей в расплаве, реликтами которого являются включения. В КР-спектрах тетраферрифлогопита не выявлено каких-либо линий, соответствующих колебаниям OH^- -группы, кроме линии на 3715 см^{-1} , соответствующей колебаниям OH^- -группы в позиции (OH, Cl, F) в структуре тетраферрифлогопита [16]. Это позволяет предполагать, что OH^- -группы не входят ни в какие дополнительные позиции, и концентрация воды в изученном дочернем тетраферрифлогопите не превышает максимально возможную её концентрацию, рассчитанную из формулы тетраферрифлогопита, т.е. 4.3 мас. %, а концентрация кремнезёма не превышает 43.3 мас. % (см. электронное приложение 1S). Максимальные концентрации SiO_2 и H_2O

в валовом составе вещества включений могут быть оценены как произведения максимального содержания этих компонентов в дочернем тетраферрифлогопите на установленное объёмное содержание тетраферрифлогопита во включениях (15 мас. %) и составляют ~6 мас. % SiO_2 и ~0.6 мас. % H_2O .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Неоднородности химического состава мантийных минералов по главным компонентам не могут существовать долгое время при

Таблица 1. Химические составы магнезиохромитов

	Породообразующий магнезиохромит	Эпигенетический магнезиохромит в залеченных трещинах
Cr_2O_3	52.59 (0.15)	52.45 (0.46)
TiO_2	0.71 (0.02)	0.83 (0.06)
Al_2O_3	15.09 (0.06)	14.19 (0.41)
FeO	18.86 (0.05)	19.70 (0.10)
MgO	12.29 (0.04)	12.15 (0.04)
MnO	0.18 (0.01)	0.18 (0.01)
V_2O_3	0.30 (0.01)	0.31 (0.01)
ZnO	0.23 (0.02)	0.23 (0.01)
NiO	0.10 (0.01)	0.09 (0.01)
Сумма	100.35	100.13

Примечание. Указано среднее по 5 анализам и в скобках стандартное отклонение (1σ). Данные микрозондового анализа.

PT-параметрах литосферной мантии. Моделирование диффузии Fe^{2+} между различными составами породообразующего и эпигенетического магнезиохромита показывает, что при *PT*-условиях последнего равновесия ксенолита G1-25 (3.3 ГПа, 750°C) не более чем за 5 лет состав эпигенетического магнезиохромита перестанет отличаться от состава породообразующего. Такое короткое время возможного присутствия залеченных трещин с расплавленными включениями в мантии Земли (≤ 5 лет) указывает на то, что расплавленные включения представляют собой микропорции расплава, связанного с магматизмом, впоследствии сформировавшим кимберлитовую трубку им. В. Гриба.

Состав эпигенетического магнезиохромита характеризуется высоким содержанием Cr_2O_3 (52.45 мас. %) и низким содержанием TiO_2 (0.83 мас. %), что характерно для наиболее ранних генераций шпинелидов, кристаллизующихся из кимберлитовых расплавов [17]. Это исключает возможность формирования эпигенетического магнезиохромита и расплавленных включений на поздних этапах эволюции магматической

кимберлитовой системы, для которой характерна кристаллизация ульвошпинели, магнезиоферрита или магнетита [17].

Происхождение вторичных расплавленных включений в магнезиохромите может быть рассмотрено в рамках двух моделей. Первая модель предполагает, что включения формируются *in situ* при инфильтрации порций протокимберлитового (по времени) расплава через породы литосферной мантии [6]. Вторая модель связывает образование вторичных расплавленных включений с декомпрессионным растрескиванием минералов ксенолитов при быстром подъёме ксенолитов к поверхности [18]. Согласно численному моделированию, оливин в мантийных ксенолитах растрескивается через 15–25 км после попадания мантийного нодуля в кимберлитовую магму [18]. Хотя для Cr-шпинелей подобных моделей не опубликовано, сходство объёмных модулей упругости, вязкости и пределов прочности на растяжение позволяет предполагать, что для магнезиохромита эти оценки не будут существенно отличаться.

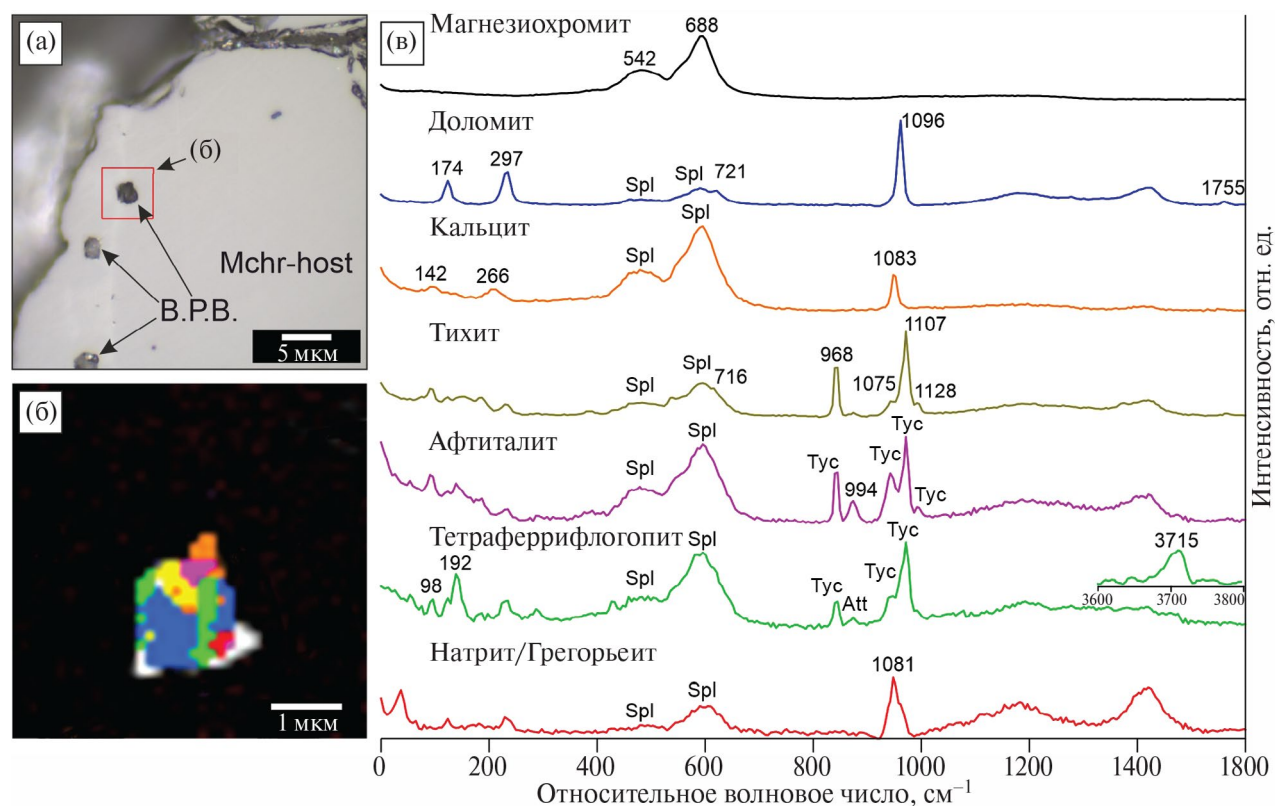


Рис. 2. (а) группа вторичных расплавленных включений (В.Р.В.) в залеченной трещине в зерне породообразующего магнезиохромита (Mchr-host), фотография в отражённом свете. Красный прямоугольник на рисунке (а) ограничивает площадь рисунка (б). (б) КР-карта распределения фаз во вторичном расплавленном включении. (в) КР-спектры минерала-хозяина и дочерних минералов в этом включении. Цвет КР-спектров на рисунке (в) соответствует цвету фаз на карте (б).

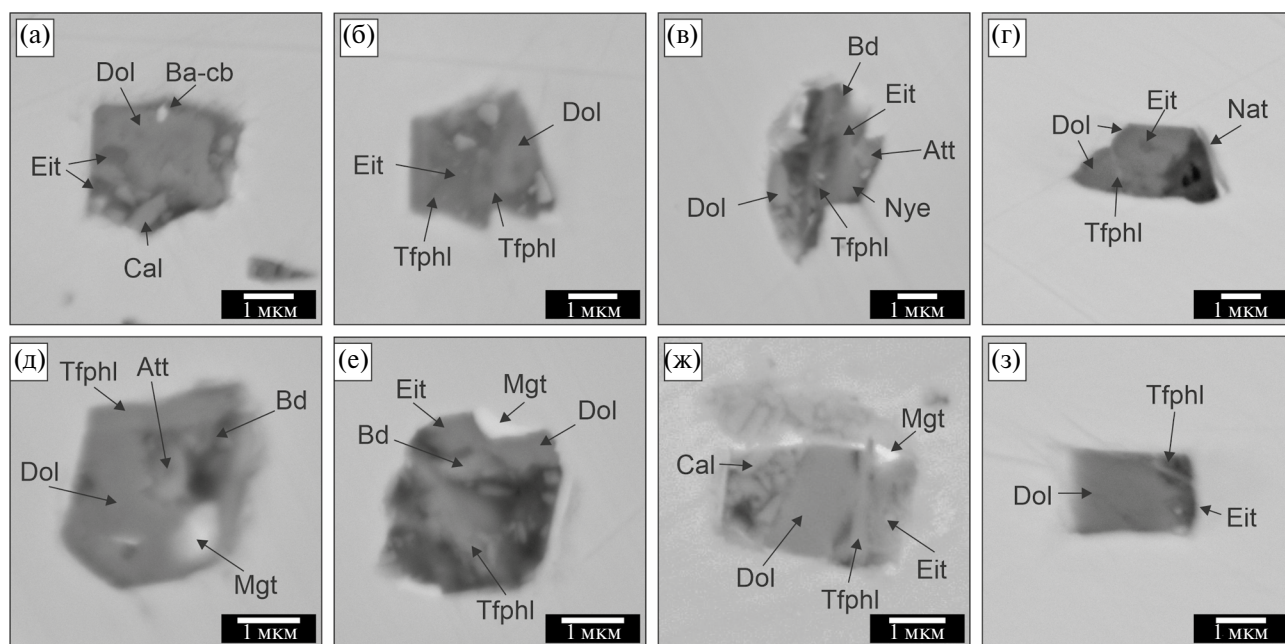


Рис. 3. BSE-изображения индивидуальных вторичных расплавных включений из залеченных трещин в магнезиохромите. Символы дочерних минералов приведены в таблице 2.

Минеральный (табл. 2) состав изученных включений и соотношения Ca:Na:K в валовом составе включений указывают на то, что кимберлитовый расплав, законсервированный в магнезиохромите, представлял собой обогащенную щелочами карбонатную жидкость с преобладанием натрия над калием, содержащую P_2O_5 и такие летучие как Cl и S. Концентрации SiO_2 и H_2O в этом расплаве не превышали ~6 и ~0.6 мас. %, соответственно. Полученные результаты близки к оценкам содержания SiO_2 (6 мас. %) и H_2O (0.5 мас. %) в примитивном расплаве, связанном с формированием несерпентинизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная [1].

Согласно предыдущим исследованиям [19], серпентинизированные кимберлиты трубки им. В. Гриба содержат от ~10 до ~14 мас. % H_2O , что более чем в 16 раз превышает представленную оценку концентрации H_2O (≤ 0.6 мас. %) в расплаве, связанном с магматизмом, сформировавшим эту трубку. Сравнение полученных результатов, по нашему мнению, является прямым свидетельством определяющей роли внешних флюидов при серпентинизации этих кимберлитов.

В пороодообразующем оливине ксенолита G1-25 ранее были изучены вторичные расплавные включения, которые, аналогично включениям в магнезиохромите, расположены

в залеченных трещинах, маркированных эпигенетическим оливином [7]. Формирование включений в оливине происходило менее чем за 1 год до или сразу после попадания ксенолита G1-25 в кимберлитовую магму [7]. Таким образом, можно предполагать, что включения в оливине и магнезиохромите сформировались в ходе одного и того же процесса и являются реликтами одного и того же кимберлитового расплава. В целом, минеральные ассоциации вторичных расплавных включений в магнезиохромите и оливине (табл. 2) можно назвать подобными, также как и соотношения Ca:Na:K (в оливине это соотношение составляет 1.2:1:0.2 в ат. % [7]), но есть некоторые различия.

Первым отличием является присутствие во включениях в оливине серпентина и брусита и отсутствие этих фаз во включениях в магнезиохромите, что объясняет более высокие содержания H_2O во включениях в оливине (~2.6 мас. % [7]), превышающие таковые во включениях в магнезиохромите (≤ 0.6 мас. %) более, чем в 4 раза. Эти данные показывают, что формирование серпентина во вторичных расплавных включениях в оливинах происходит из-за привноса внешних растворов, вероятно, через микротрещины и другие дефекты в неустойчивом при серпентинизации оливине ксенолитов [7].

Таблица 2. Содержания дочерних минералов (в об. %) во вторичных расплавных включениях в магнезиохромите и оливине мантийного ксенолита G1-25 из трубки им. В. Гриба

Минерал	Формула	Символ	Включения в магнезиохромите		Включения в оливине [7]	
Карбонаты						
Ньеререит	(Na,K) ₂ Ca(CO ₃) ₂	Nye	4*	КР, ЭДС	46*	КР, ЭДС
Шортит	Na ₂ Ca ₂ (CO ₃) ₃	Sot		КР		КР, ЭДС
Грегориит / Натрит	(Na,K,Ca) ₂ CO ₃	Gge/Nat	2	КР	—	КР, ЭДС
Эйтелит	Na ₂ Mg(CO ₃) ₂	Eit	12	КР, ЭДС	1	КР, ЭДС
Брэдлиит	Na ₃ Mg(PO ₄)(CO ₃)	Bd	5	ЭДС	2	КР, ЭДС
Нортупит	Na ₃ Mg(CO ₃) ₂ Cl	Nup	1	КР, ЭДС	<1	КР
Тихит	Na ₆ Mg ₂ (CO ₃) ₄ (SO ₄)	Tyc	<1	КР, ЭДС	—	—
Беркеит	Na ₆ CO ₃ (SO ₄) ₂	Bke	—	—	<1	КР
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	Dol	50	КР, ЭДС	8	КР, ЭДС
Магнезит	MgCO ₃	Mgs	<1	КР, ЭДС	<1	КР, ЭДС
Кальцит	CaCO ₃	Cal	3	КР, ЭДС	4	КР, ЭДС
Сумма карбонатов			77		62	
Сульфаты						
Афтиталит	K ₃ Na(SO ₄) ₂	Att	<1	КР	7	КР, ЭДС
Аркинит	K ₂ SO ₄	Arc	—	—	<1	КР
Фосфаты						
Апатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH)	Ap	3	КР, ЭДС	<1	КР, ЭДС
Галогениды						
Сильвин	KCl	Slv	<1	ЭДС	3	ЭДС
Галит	NaCl	Hlt	1	ЭДС	2	ЭДС
Оксиды						
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	Mgt	2	ЭДС	3	КР, ЭДС
Силикаты						
Тетраферрифлогопит	KMg ₃ FeSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	Tfphl	15	КР, ЭДС	2	КР, ЭДС
Вторичные гидротермальные минералы						
Серпентин	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	Srp	—	—	17	КР, ЭДС
Брусит	Mg(OH) ₂	Brc	—	—	2	КР

Примечание. КР — минерал идентифицирован методом КР-спектроскопии; ЭДС — минерал идентифицирован методом SEM-EDS; «—» — минерал не идентифицирован в данном типе включений. Содержания дочерних минералов во включениях в магнезиохромите были оценены при анализе BSE-изображений (среднее по 50 включениям) (см. электронное приложение, табл. 2S). *Na–Ca-карбонаты часто невозможно отличить на BSE-изображениях и при КР-картировании.

Второе отличие заключается в большем содержании обогащённых магнием карбонатов — доломита, эйтелита и брэделеита во включениях в магнезиохромите, по сравнению с таковыми в оливине (табл. 2). Это различие может быть объяснено большей степенью контаминации карбонатного расплава, проникающего в трещины в магнезиохромите, веществом минерала-хозяина по сравнению со степенью контаминации изначально аналогичного по составу карбонатного расплава, проникающего в трещины в оливине. Предположение о низкой растворимости оливина в карбонатных расплавах при высоких давлениях по сравнению с магнезиохромитом может подтверждаться так же экспериментальными данными [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведённых исследований можно сформулировать следующим образом: (1) расплавные включения в магнезиохромите мантийного ксенолита G1-25 представляют собой реликты расплава, генетически связанного с магматизмом, сформировавшим кимберлитовую трубку им. В. Гриба; (2) этот расплав был щелочно-карбонатным ($\text{Na} \gg \text{K}$),

с низкими концентрациями SiO_2 (≤ 6 мас. %) и H_2O (≤ 0.6 мас. %); (3) серпентинизация кимберлитов трубки им. В. Гриба происходила главным образом за счёт внешних, а не магматических, водных флюидов; (4) валовый состав вторичных расплавных включений в залеченных трещинах в магнезиохромите и оливине мантийного ксенолита не в полной мере соответствует первоначальному составу родительского расплава; в случае с включениями в магнезиохромите из-за контаминации веществом минерала-хозяина, а в случае с включениями в оливине — из-за взаимодействия с внешними водными флюидами.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018 (<https://rscf.ru/project/20-77-10018>). Отбор образцов кимберлитов из трубки им. В. Гриба был выполнен в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головин А. В., Каменецкий В. С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных

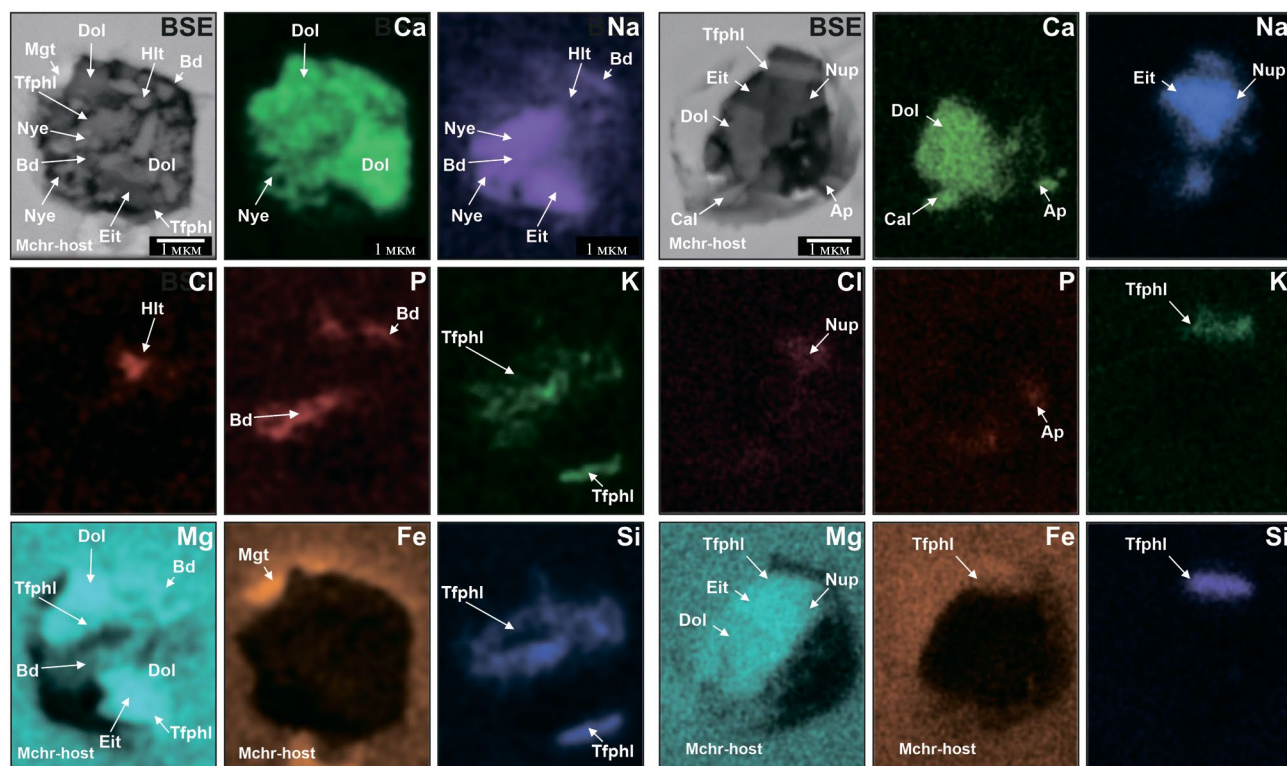


Рис. 4. BSE-изображения и элементные карты индивидуальных вторичных расплавных включений в магнезиохромите. Символы дочерних минералов приведены в таблице 2.

- включений в минералах кимберлитов // Петрология. 2023. Т. 31. № 2. С. 115–152.
2. *Giuliani A., Schmidt M. W., Torsvik T. H., Fedortchouk Y.* Genesis and evolution of kimberlites // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2023. № 4. P. 738–753.
 3. *Kamenetsky V. S., Golovin A. V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M. B., Weiss Y.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.
 4. *Mitchell R. H.* Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. № 1. P. 1–8.
 5. *Kopylova M. G., Matveev S., Raudsepp M.* Searching for parental kimberlite melt // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. № 14. P. 3616–3629.
 6. *Golovin A. V., Sharygin I. S., Kamenetsky V. S., Korsakov A. V., Yaxley G. M.* Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.
 7. *Golovin A. V., Tarasov A. A., Agasheva E. V.* Mineral Assemblage of Olivine-Hosted Melt Inclusions in a Mantle Xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe: Direct Evidence for the Presence of an Alkali-Rich Carbonate Melt in the Mantle Beneath the Baltic Super-Craton // *Minerals*. 2023. V. 13. № 5. P. 645.
 8. *Sharygin I. S., Golovin A. V., Tarasov A. A., Dymshits A. M., Kovaleva E.* Confocal Raman spectroscopic study of melt inclusions in olivine of mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite pipe (Kimberley cluster, South Africa): Evidence for alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath Kaapvaal Craton // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2022. V. 53. № 3. P. 508–524.
 9. *Sharygin I. S., Golovin A. V., Dymshits A. M., Kalugin A. D., Solovov K. A., Malkovets V. G., Pokhilenko N. P.* Relics of Deep Alkali–Carbonate Melt in the Mantle Xenolith from the Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe (Upper Muna Field, Yakutia) // *Doklady Earth Sciences*. 2021. V. 500. № 2. P. 842–847.
 10. *Stripp G. R., Field M., Schumacher J. C., Sparks R. S. J., Cressey G.* Post-emplacement serpentinization and related hydrothermal metamorphism in a kimberlite from Venetia, South Africa // *Journal of Metamorphic Geology*. 2006. V. 24. № 6. P. 515–534.
 11. *Afanasyev A. A., Melnik O., Porritt L., Schumacher J. C., Sparks R. S. J.* Hydrothermal alteration of kimberlite by convective flows of external water // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 168. № 1. P. 1038.
 12. *Golovin A. V., Sharygin I. S., Korsakov A. V., Kamenetsky V. S., Abersteiner A.* Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. № 9. P. 1849–1867.
 13. *Sparks R. S. J.* Kimberlite Volcanism // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2013. V. 41. № 1. P. 497–528.
 14. *Barnes S. J., Roeder P. L.* The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
 15. *Ganguly J.* Diffusion kinetics in minerals: Principles and applications to tectono-metamorphic processes // *Energy Modelling in Minerals*. 2002. № 4. P. 271–309.
 16. *Korsakov A., Golovin A., Sharygin I.* Raman Spectroscopic Study of Micas from Ultra-Fresh Udachnaya-East Kimberlites Chemical Geology. 2014. V. 1783. P. 5035.
 17. *Roeder P. L., Schulze D. J.* Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // *Journal of Petrology* 2008. V. 49. № 8. P. 1473–1495.
 18. *Brett R. C., Russell J. K., Andrews G. D. M., Jones T. J.* The ascent of kimberlite: Insights from olivine // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 424. № 15. P. 119–131.
 19. *Kononova V. A., Golubeva Y. Y., Bogatkov O. A., Kargin A. V.* Diamond resource potential of kimberlites from the Zimny Bereg field, Arkhangel'sk oblast // *Geology of Ore Deposits*. 2007. V. 49. № 6. P. 421–441.
 20. *Sharygin I. S., Litasov K. D., Shatskiy A. M., Golovin A. V., Ohtani E., Pokhilenko N. P.* Melting phase relations of the Udachnaya-East Group-I kimberlite at 3.0–6.5 GPa: Experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. № 4. P. 1391–1414.

**COMPOSITION OF SECONDARY MELT INCLUSIONS
WITHIN MAGNESIOCHROMITE OF MANTLE LHERZOLITE
XENOLITH FROM V. GRIB KIMBERLITE (EAST EUROPEAN CRATON)
AS AN INDICATOR OF LOW H₂O CONTENT
IN THE KIMBERLITE MELT**

A. A. Tarasov[#], A. V. Golovin, E. V. Agasheva, Academician of the RAS N. P. Pokhilenko

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy,
Siberian Branch Russian Academy of Science,
Novosibirsk, Russian Federation*

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

This paper describes secondary crystallized melt inclusions entrapped in magnesiochromite of lherzolite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province). The inclusions represent snapshots of the melt, associated with magmatic processes that subsequently formed the V. Grib kimberlite pipe. Various Na-K-Ca-, Na-Mg-, Ca-Mg-, Mg-, Ca-carbonates, Na-Mg-carbonates with additional anions PO_4^{3-} , Cl^- , SO_4^{2-} , chlorides, sulphate, phosphate and silicate were identified among the daughter phases. The mineral assemblage of daughter phases, carbonate (77 vol. %) and silicate (15 vol. %) content and Ca : Na : K ratios within the inclusions show that inclusions' parental melt was an alkali-rich carbonate liquid with low amounts of SiO_2 (≤ 6 wt%) and H_2O (≤ 0.6 wt%). Serpentine is known to be the main water-rich mineral in kimberlites, however the water sources during serpentinization of kimberlites and the H_2O content in kimberlite melts remains controversial issue. The absence of serpentine and low water content in the studied melt inclusions in comparison with those in the kimberlites of the V. Grib pipe (10–14 wt. %) indicate predominance of external fluids in the serpentinization of these kimberlites.

Keywords: kimberlite melts, melt inclusions, lithospheric mantle, carbonatite melts, serpentinization of kimberlites, East European craton

УДК 552.3:550.93:55(234.853)

БАЗАЛТЫ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ^{147}Sm – ^{143}Nd - И Rb – Sr ID-TIMS-ИЗОТОПНЫЕ-ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН В. Н. Пучков¹, Ю. Л. Ронкин^{1,*}, Н. Д. Сергеева²

Поступило 12.01.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Представлены первые результаты ^{147}Sm – ^{143}Nd - и Rb – Sr ID-TIMS-изотопно-геохронологического сравнительного изучения двенадцати образцов вулканитов Башкирского мегантиклинория, для которых ранее по цирконам, выделенным из этих образцов, было осуществлено U–Pb SHRIMP-II-датирование, выявившее доминирование палеозойских возрастов среди трёх событийно-стратиграфических уровней в рифее Южного Урала. Новые ^{147}Sm – ^{143}Nd - и Rb – Sr ID-TIMS-изотопные данные показали, что эволюция вулканитов происходила, в результате корово-мантийного взаимодействия. В Тараташском антиклинории Nd-модельные возрасты (T_{DM}) 2302–2540 млн лет) вулканитов расцениваются как возрасты протолита, характеризующегося величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$: от –17.4 до –20.5. В Ямантауском антиклинории значение T_{DM} (2033 млн лет) палеозойских вулканитов свидетельствует о более молодом (палеопротерозойском) субстрате. Минимальные Nd-модельные возрасты ($T_{\text{DM}} = 1160$ – 1233 млн лет) определены для палеозойских вулканитов, пространственно связанных с метабазами и игонинского магматического события (707–732 млн лет) в Тирлянкой синклинали. Наименьшие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (–3.2, –0.9, –0.7), свидетельствующие о снижении доли корового компонента по отношению к мантийному веществу, получены в метабазах палеозоя в Тирлянкой синклинали на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, что, возможно, связано с активизацией плюмовых процессов на востоке горно-складчатого сооружения. Таким образом, Rb – Sr - и ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS-изотопные систематики изученных вулканитов дают возможность расширить понимание мантийно-коровых явлений в пределах трёх событийно-стратиграфических уровней рифея Южного Урала.

Ключевые слова: вулканиты Башкирского мегантиклинория, Rb – Sr - и ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS изотопная систематика, мантийно-коровые процессы

DOI: 10.31857/S2686739724090098

ВВЕДЕНИЕ

О значительном развитии палеозойских магматических (вулканических) процессов в поле развития рифейских толщ на Южном Урале свидетельствует появление большого количества соответствующих U–Pb SHRIMP-II датировок по циркону из магматических пород, считавшихся ранее докембрийскими [1]. Было установлено [1–3], что вулканиты навышского комплекса, объединяющие нижнерифейские (1750 млн лет)

и палеозойские (450 млн лет) образования, различаются и по минералогическим, и по геохимическим (U, Th, P3Э) свойствам, подтверждая полихронную систему комплекса и гетерогенность первичных источников. Та же ситуация отмечена для машакского (средний рифей) и игонинского (завершающий рифей) вулканогенных комплексов. Неоднократное проявление во временном интервале от 1752 до 450 млн лет магматизма (вулканизма) в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале, согласно представлениям [1], могло быть обусловлено повторяющимися плюмовыми процессами, которые вызывали повторное плавление магматических очагов.

Как видно из табл. 1, в некоторых образцах по циркону получен только U–Pb SHRIMP-II палеозойский возраст, а в части проб наряду

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

²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра Российской Академии наук, Уфа, Россия

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

с этими значениями присутствуют и более древние датировки. Существуют особенности и в характере распространения палеозойских базальтоидов (рис. 1): на западном крыле Башкирского мегантиклинория в Тараташском антиклинории по р. Ушат (пробы П-16, П-17, П-19 и П-103, см. рис. 1) палеозойские metabазальты находятся в полосе распространения осадочных (песчаники и конгломераты) отложений нижней (навышской) подсвиты айской свиты нижнего рифея, а в районах гор Большой и Малый Миасс (пробы: П-10, П-63, П-88, П-90) — среди вулканогенных пород навышской подсвиты (см. рис. 1). На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Ямантауском антиклинории палеозойские metabазальты (проба П-13, см. рис. 1) расположены в поле развития вулканитов машакской свиты среднего рифея, а в Тирлянской синклинали (П-33, П-34, П-59, см. рис. 1) — среди игонинских вулканитов завершающего (терминального) рифея. Непосредственного контакта палеозойских вулканогенных образований с вмещающими породами в перечисленных обнажениях не наблюдалось. Для уточнения представлений о плюмовом характере палеозойского магматизма (вулканизма), продукты которого распространены в поле развития осадочно-вулканогенных образований рифея Башкирского мегантиклинория, проведено изучение Rb–Sr и ^{147}Sm – ^{143}Nd (ID-TIMS) изотопных систематик палеозойских вулканитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав изученных вулканогенных пород, распространённых в полосе развития осадочно-вулканогенных образований рифея Башкирского мегантиклинория, определялся в аналитической лаборатории Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, методом RFA, на сканирующем спектрометре VRA-30 Carl Zeiss AG.

Определение концентраций Rb, Sr, Sm, Nd и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), предусматривающим кислотное разложение смеси исходного образца со смешанными спайками $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$, $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$, ионообменную хроматографию и последующий анализ результирующих реагентов с помощью мультиколлекторного твердофазного масс-спектрометра Triton (TIMS) в статическом режиме. Для оптимизации параметров изотопного разбавления,

производилось предварительное измерение содержания Rb, Sr, Sm и Nd методом HR/ICP-MS. Более подробное описание аналитических процедур приведено в [7].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

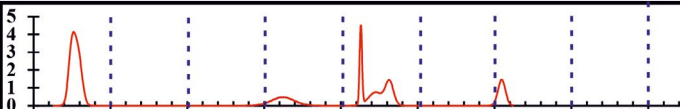
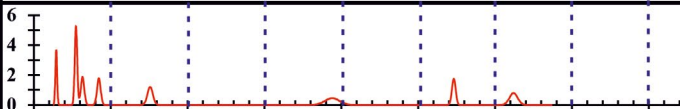
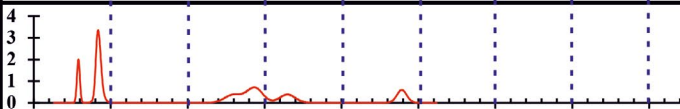
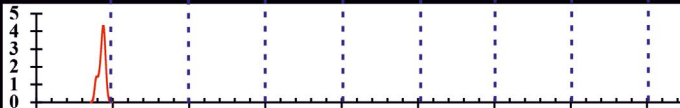
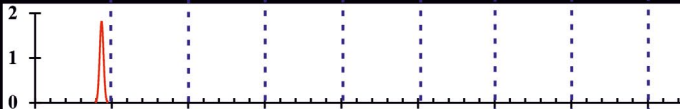
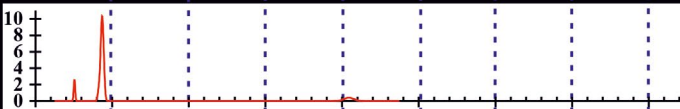
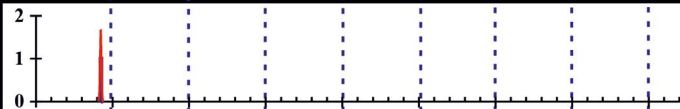
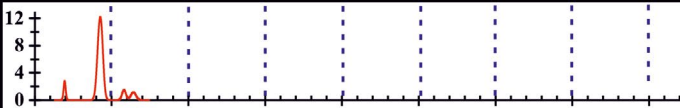
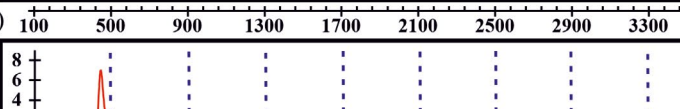
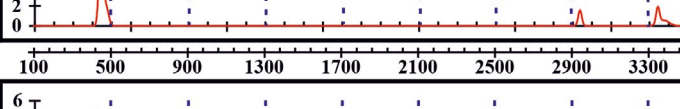
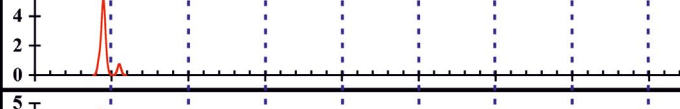
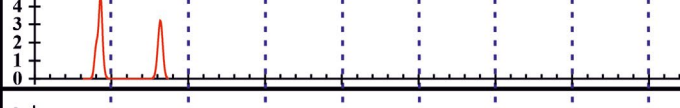
Вулканиты, для которых были получены по циркону U–Pb SHRIMP-II методом датировки, в том числе, палеозойские (см. табл. 1), расположены в поле развития рифейских толщ Башкирского мегантиклинория в пределах Тараташского и Ямантауского антиклинориев и Тирлянской синклинали (см. рис. 1).

В Тараташском антиклинории в области развития отложений айской свиты нижнего рифея вулканиты (образцы П-16, П-17, П-19, П-103, П-10, П-63, П-88, П-90) представлены пироксен-плагиоклазовыми метатрахибазальтами и плагиоклазовыми метатрахидолерито-базальтами с миндалекаменной и флюидальной текстурами соответственно. Основными минералами являются: плагиоклаз (от 50–55% до 58%) с ортоклазовой составляющей, альбитизированным и неравномерно калишпатизированным; клинопироксеном (от 15–18% до 25%), неравномерно замещённым хлоритом и реже эпидотом; основная ткань (12–15%), хлоритизированная с неравномерно замутнённым лейкоксенизированным титанистым (микровключения сфена и ильменита) минералом (10–12%) и карбонатом. В породе присутствуют оливин (3–5%), замещённый хлоритом и магнетитом; кремнистый материал и мелкозернистый кварц, выполняющий тонкие (около 0.05 мм) извилистые прожилки.

В Ямантауском антиклинории на западном склоне хр. Большой Шатак в урочище Матвеев Залавок (проба П-13) metabазальты, сопряжённые с вулканитами машакского магматического комплекса среднего рифея, в значительной степени хлоритизированы, эпидотизированы и амфиболитизированы.

В Тирлянской синклинали по р. Аша в районе горы Игонин Камень (П-33) и по руч. Половинный в районе горы Крутой (П-34) в полосе распространения игонинских metabазальтов терминального рифея присутствуют палеозойские metabазальты, с ориентированной или миндалекаменной и флюидальной текстурами. Преобладающие минералы, альбитизированный плагиоклаз (48–50%) и основная ткань (50–52%), хлоритизированы, серицитизированы, иногда

Таблица 1. Список изученных проб, координаты мест отбора и гистограммы U—Pb SHRIMP-II конкордантных возрастов циркона из вулканогенных образований Башкирского мегантиклинория

№ образца/ порода	Координаты	U-Pb конкордантный* возраст, млн лет (SHRIMP-II, циркон)
Тараташский антиклинорий (RF ₁ ai)		
П-10/ трахибазальт	N55°29'48.74" E59°39'44.85"	
П-16/ трахибазальт	N55°43'32.7" E59°49'51.06"	
П-17/ трахибазальт	N55°43'30.48" E59°49'56.7"	
П-19/ трахибазальт	N55°43'32.4" E59°49'53.16"	
П-103/ метабазальт	N55°43'30.3" E59°49'57.42"	
П-63/ метабазальт	N55°25'39.12" E59°38'27.72"	
П-88/ трахибазальт	N55°27'30.3" E59°37'26.3"	
П-90/ трахибазальт	N55°27'22.9" E59°37'41.2"	
Ямантауский антиклинорий (RF ₂ ms)		
П-13/ метабазальт	N53°39'51.18" E57°35'28.62"	
Тирлянская синклиналь (RF ₄ ig)		
П-33/ метабазальт	N54°16'46.03" E58°34'18.72"	
П-34/ метабазальт	N54°18'9.08" E58°40'42.97"	
П-59/ метабазальт	N54°10'51.24" E58°24'12.67"	

Примечание. * – пересчитанные данные из [1–3]. Стратиграфические индексы: RF – рифей: RF₁ – нижний (бурзяний), RF₂ – средний (юрматиний), RF₄ – завершающий, или терминальный (аршиний). Свиты: ai – айская, ms – машакская, ig – игонинская. Колонка “U—Pb конкордантный возраст*...” содержит гистограммы плотностей вероятности [4]. Оси: абсциссы – возраст (млн лет); ординаты – количество изученных кристаллов циркона.

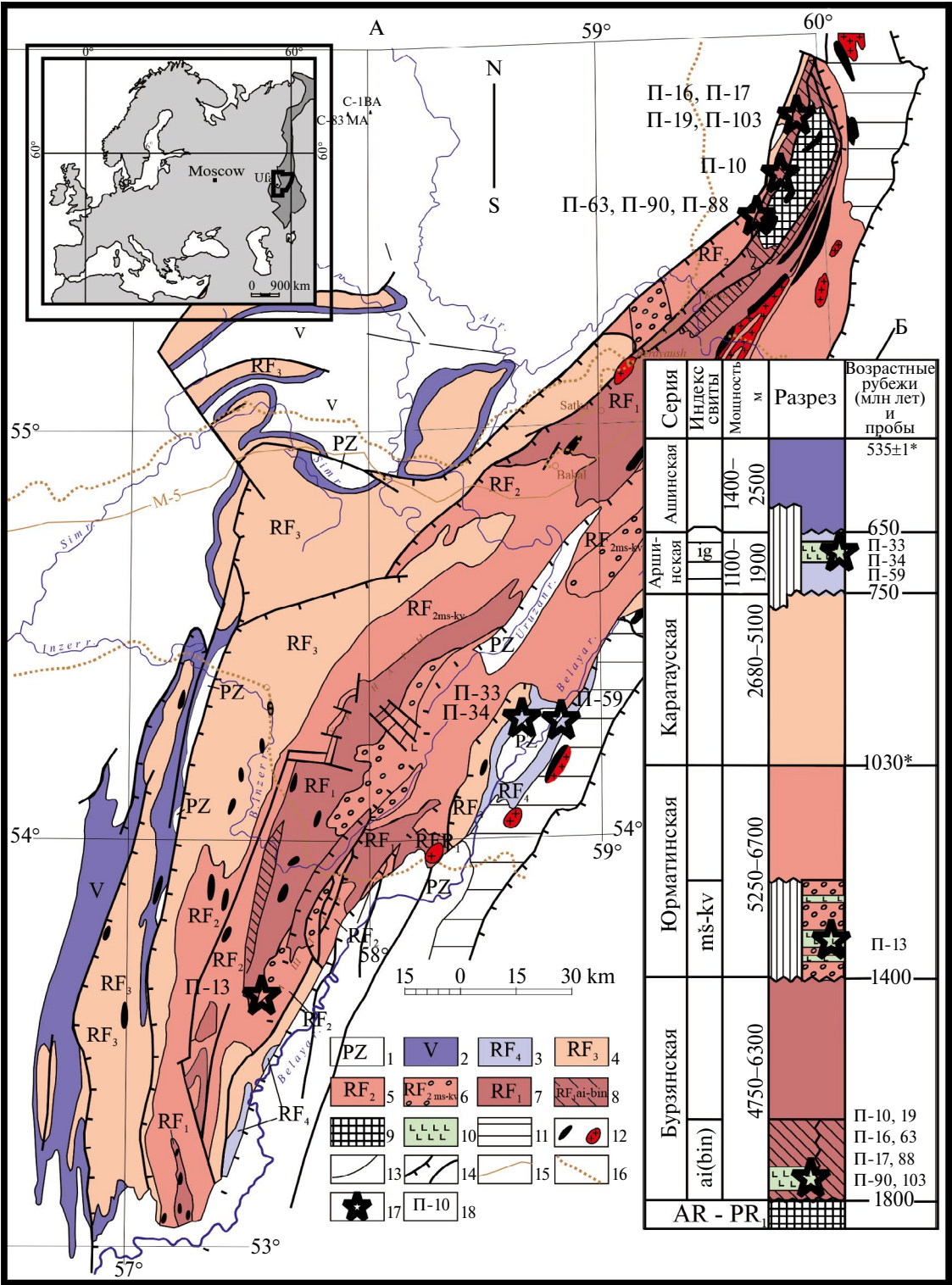


Рис. 1. Геологическая карта (А) и сводный разрез верхнего докембрия (Б) Башкирского мегантиклинория [5]. 1–8 нерасчленённые отложения: 1 – палеозоя, 2 – венда; 3–8 – рифея: 3 – завершающего, 4 – верхнего, 5 – среднего; 6 – машакской и куважской свит среднего рифея; 7 – нижнего; 8 – айской и большеинзерской свит нижнего рифея; 9 – тараташский комплекс (AR-PR₁); 10 – вулканогенные породы основного состава; 11 – метаморфический комплекс Уралтау; 12 – габбродолериты (а) и граниты (б); 13 – границы: стратиграфические; 14 – тектонические нарушения: надвиги, разломы; 15 – автомагистрали; 16 – железные дороги; 17 – местоположение обнажений, из которых отбирались образцы, изученные в этой работе; 18 – номера образцов. Возрастные рубежи (последняя колонка на вкладке) [5] и 1030* [6].

ожелезнены. Основная масса метабазальтов сложена микрозёрнами альбита, эпидота, кварца, хлорита и серицита. В вулканитах присутствует лавобрекчия (проба П-59, правый берег р. Белая в 14.5 км северо-восточнее пос. Тирлян) с литокластической и агломератовой структурой. Лавобрекчия состоит из оплавленных обломков лавы базальтового состава, которые цементируются также лавой, состоящей из хлоритизированной основной массы с микровключениями лейкосенизированного сфена и пластинчатого ильменита.

По химическому составу (табл. 2) вулканиты, расположенные в поле развития отложений айской свиты нижнего рифея Тараташского антиклинория, на диаграмме TAS (рис. 2) соответствуют трахибазальтам, и единичные образцы отвечают щелочным пикро-базальтам (П-103). Вулканиты, распространённые в Ямантауском антиклинории среди изверженных пород машакской свиты среднего рифея, занимают на диаграмме TAS (см. рис. 2) поле базальтов нормального

щелочного ряда. Среди метабазальтов игонинской свиты в Тирлянской синклинали вулканиты локализуются на диаграмме TAS в поле базальтов, трахибазальтов и андезито-базальтов (П-34).

Согласно петрохимическим данным, изученные вулканиты претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации хлорит-эпидотовой субфации.

Rb-Sr- и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для получения Rb-Sr- и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS-изотопных ограничений в рамках настоящей работы, выполнены соответствующие аналитические работы по 12 образцам пород в целом, из них 8, 1 и 3 представлены вулканогенными разностями Тараташского ($\text{RF}_{1\text{ai}}$), Ямантауского ($\text{RF}_{2\text{ms}}$) антиклинориев, а также Тирлянской синклинали ($\text{RF}_{4\text{ig}}$), соответственно (см. табл. 2). Результаты приведены в табл. 3 и рис. 3, 4.

Таблица 2. Химический состав (вес. %) изученных вулканогенных пород, распространённых в полосе развития осадочно-вулканогенных образований рифея Башкирского мегантиклинория.

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Тараташский антиклинорий ($\text{RF}_{1\text{ai}}$)														
1	П-10	45.00	2.61	13.50	17.60		0.13	1.20	10.60	0.20	6.40	0.74	4.96	99.94
2	П-16	47.50	2.37	13.12	14.60		0.11	3.12	8.20	3.60	1.00	1.00	5.34	99.96
3	П-17	47.50	2.37	13.13	14.00		0.08	2.27	7.80	3.60	2.50	1.11	5.94	99.79
4	П-19	49.00	2.37	13.43	13.40		0.15	2.04	7.80	3.59	1.20	0.96	6.04	99.98
5	П-103	42.00	3.61	16.30	6.36	9.19	0.13	0.85	10.60	2.70	2.18	1.03	5.40	100.35
6	П-88	47.00	2.00	16.00	8.00	7.08	0.07	1.44	7.00	1.02	5.00	0.66	5.00	100.19
7	П-90	47.00	2.00	16.00	8.20	7.05	0.08	1.42	7.00	1.10	5.00	0.72	5.00	100.57
8	П-63	46.20	2.50	14.60	9.40	7.18	0.12	2.27	8.40	3.20	1.25	0.75	3.95	99.82
Ямантауский антиклинорий ($\text{RF}_{2\text{ms}}$)														
9	П-13	49.20	1.46	12.80	4.70	9.05	0.21	11.36	6.60	2.70	0.15	0.12	1.60	99.95
Тирлянская синклиналь ($\text{RF}_{4\text{ig}}$)														
10	П-33	50.40	3.24	16.90	10.30	5.75	0.27	0.85	4.20	2.02	1.00	0.52	5.02	100.16
11	П-34	57.05	1.17	16.90	5.08	3.09	0.11	3.00	6.00	3.37	1.88	0.15	2.00	99.80
12	П-59	47.00	2.46	15.40	9.80	6.03	0.26	5.11	4.40	5.80	0.25	0.41	3.18	100.20

Примечание. Пределы обнаружения для SiO₂ и Al₂O₃ составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас. %), TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO, K₂O, P₂O₅ и S_{общ} — 0.01%, MgO — 0.2%.

Таблица 3. Rb-Sr- и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS-данные для метабазальтов Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал)

№ образца	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)	T _{DM}	±δ	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	IR
	(ppm)	(ppm)					(млн лет)		(ppm)	(ppm)		(ppm)	
Тараташский антиклинорий (RF _{1ai})													
П-10	9.15	47.5	0.1166	0.511423±6	-23.7	-20.5	2540	17	38.0	32.6	3.38	0.755518±65	0.740365
П-16	10.5	44.2	0.1164	0.511517±6	-21.8	-18.8	2384	16	15.5	70.2	0.638	0.711618±17	0.708940
П-17	9.83	54.3	0.1095	0.511464±3	-22.9	-18.0	2302	12	20.1	44.2	1.32	0.720773±47	0.712575
П-19	8.68	45.7	0.1149	0.511509±3	-22.0	-17.4	2360	15	22.0	48.5	1.32	0.717217±37	0.717197
П-103	12.5	63.4	0.1192	0.511479±5	-22.6	-18.2	2520	17	35.3	52.4	1.95	0.725323±49	0.712878
П-88	9.56	50.7	0.114	0.511481±5	-22.5	-17.9	2382	15	34.7	35.9	2.80	0.749583±49	0.732074
П-90	8.88	44.5	0.1206	0.511513±5	-21.9	-17.7	2502	17	66.7	70.4	2.75	0.742935±32	0.725739
П-63	9.11	48.4	0.1138	0.511490±5	-22.4	-17.5	2363	15	20.8	156	0.386	0.710423±45	0.707904
Ямантауский антиклинорий (RF _{2ms})													
П-13	4.82	19.6	0.1491	0.512174±6	-9.0	-6.3	2038	25	2.00	247	0.0239	0.710982±16	0.71083
Тирлянская синклиналь (RF _{4ig})													
П-33	6.37	29.7	0.1296	0.512399±4	-4.6	-0.7	1163	10	27.8	131	0.616	0.710832±25	0.706839
П-34	8.18	43.2	0.1146	0.512236±4	-7.8	-3.2	1236	9	50.3	244	0.595	0.710704±25	0.707000
П-59	6.54	30.3	0.1304	0.512395±8	-4.7	-0.9	1181	12	19.0	315	0.175	0.710183±11	0.709071
Стандарты													
BCR-2 (n = 42)	6.54	28.6	0.1382	0.512638±9					48.1	343	0.3989	0.705015±12	
La Jolla (n = 51)				0.511856±5									
Eimer & Amend (n = 84)												0.708002±20	
SRM-987 (n = 88)												0.710242±26	

Примечание. Обозначения стратиграфических индексов (RF_{1ai}, RF_{2ms}, RF_{4ig}) в примечании к рис. 2. IR = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀. Погрешности отношений: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 0,5%; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr последние значащие одна и две цифры соответственно. T_{DM} по [9]. IR = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀. IR рассчитаны исходя из параметров CHUR: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 и U-Rb SHRIMP-II-возрастов (t, млн лет) 315, 295, 437, 442, 448, 439, 439, 458 для образцов П-10, П-16, П-17, П-19, П-103, П-88, П-90, П-63; 447 для П-13; 455, 437, 447 для П-33, П-34, П-59, соответственно [1–3]. Погрешности (±d) для TDM [10].

(53.9%); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.710183–0.710832 (0.048%) соответственно.

Вычисление начальных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t для RF_{1ai} с учётом стратиграфического возраста 1750 млн лет, определяет диапазон значений от 0.670473 (образец П-10) до 0.695565 (П-16), что статистически меньше аналогичного параметра для Basaltic Achondrite Best Initial = 0.69899±0.00005 [11]. Исключением является образец П-63, демонстрирующий ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₁₇₅₀ = 0.00711. Наблюдаемый факт, свидетельствует об явном несоответствии априорной величины стратиграфического возраста 1750 млн лет и параметров Rb–Sr-изотопной системы изученных образцов Тараташского антиклинория.

Аналогичная процедура для метатрахибазальтов, представляющих RF_{1ai}, с учётом U–Pb SHRIMP-II палеозойских цирконовых возрастов, выявляет значительные вариации IR (табл. 3) от 0.707904 (проба П-63) до 0.740365 (П-10). Относительно высокие значения измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (к примеру, для пробы П-10 достигающего величины 0.755518±0.000065) могут быть интерпретированы контаминацией веществом Тараташского полиметаморфического комплекса, для которого, диапазон ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t для метапелита, диафторита и милонитов характеризуется значениями 0.7482±0.0025, 0.737596±0.000040, 0.729±0.012 и 0.741445±0.000043, при *t*(млн лет) 1539, 1801, 1666, 301 соответственно [18].

Рассмотрение Rb–Sr-систематики восьми образцов RF_{1ai} в рамках модели Николайсена с использованием современных алгоритмов обработки Isoplot/EX ver 3.6 [4] позволяет выявить эррохронную зависимость (линия 1, рис. 3) определяющую возраст 1114±240 млн лет и начальное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.7002±0.0071.

Для сравнения, на этот же график нанесены Rb–Sr-данные изверженных пород навашской подсыты айской свиты [12]. Линия регрессии под номером 2 (рис. 3), представлена дифференцированной серией от базальтов (их состав зафиксирован в покровах, минимально затронутых метасоматическими преобразованиями) до андезитов и дацитов (повышенные содержания кремнезёма в некоторых пробах до 70–71% — обусловлены кварцевым метасоматозом). Геохимические параметры этого тренда близки известково-щелочной серии и совпадают со средними составами соответствующих магматических пород [13]. Аппроксимирующая линия регрессии 2, по восьми образцам на графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3) имеет

наклон (slope = 0.0231±0.0013 95% conf. limit), соответствующий возрасту 1607±92 млн лет и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70172±0.00083.

Вторая группа пород навашской подсыты айской свиты (846±68 млн лет, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.7045±0.0040), представляющая тренд “бостонитизации” (линия 3, рис. 3), включает бостонитовые порфиры, бостониты и различные метасоматиты (гибридные микроклинизированные вулканы). Детальное описание причин объединения этого сообщества фигуративных точек можно обнаружить в работе [12].

Как видно из рис. 3, Rb–Sr-эррохрона для изученных в рамках настоящего исследования образцов Тараташского антиклинория, на графике занимает промежуточное положение между дифференцированной серией базальтов и трендом “бостонитизации” вулканических навашской подсыты айской свиты [12], в общем перекрываясь по величине ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в пределах наблюдаемых погрешностей (см. диапазоны envelope в начале координат графика рис. 3) и фиксируя

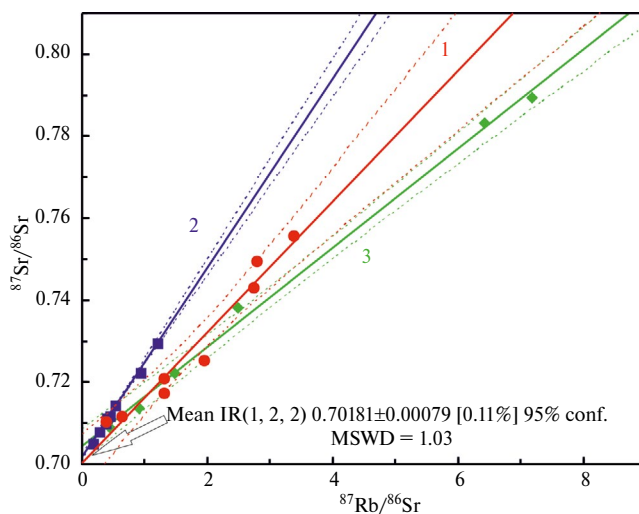


Рис. 3. Rb–Sr ID-TIMS-эволюционная диаграмма для образцов RF_{1ai} Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): 1 – настоящая работа 1114±240 млн лет, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.7002±0.0071, MSWD>>1 свидетельствует об отсутствии полной гомогенизации Rb–Sr-систематики и наличии геохимической дисперсии; 2, 3 – тренды “дифференциации” 1607±92 млн лет, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70172±0.00083 и “бостонитизации” 846±68 млн лет, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.7045±0.0040 навашского комплекса айской свиты [12]. Пунктирными линиями обозначены пределы (envelope) ±2σ погрешностей для соответствующих линий регрессий. Средневзвешенная величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ для трёх регрессионных линий 0.70181±0.00079 [0.11%] 95% conf. MSWD = 1.03.

средневзвешенное значение 0.70181 ± 0.00079 [0.11%] 95% conf. MSWD = 1.03.

Однако, соизмеримые величины MSWD (KB = 27.8%) эволюционных зависимостей на графиках в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $1000/\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, позволяют рассматривать наблюдаемую локализацию фигуративных точек вдоль линии регрессии 1 (рис. 3) как результат, вероятно, корово-мантийного двухкомпонентного смещения (см далее ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS-систематику), в силу чего соответствующий возраст 1114 ± 240 млн лет не отражает реальное событие. В пользу этого аргумента, свидетельствуют и наблюдаемые палеозойские U–Pb SHRIMP-II-возраста цирконов, выделенных из метатрахибазальтов RF_{1ai}.

В изученной коллекции образцов (табл. 3), Ямантауский антиклинорий (RF_{2ms}) представлен единственным метабазальтом П-10, для которого сравнительно низкие значения величин $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0239$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710982$, по сути определяют первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7120 \pm 0.0043$, если нанести эту фигуративную точку на график в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ совместно с Rb–Sr-изотопными данными ($n = 7$), опубликованными в [14]², и произвести соответствующие вычисления, посредством Isoplot/EX.

Наконец, формальная аппроксимация Rb–Sr-данных трёх метабазальтов игонинской свиты Тирлянкой синклинали (образцы П-33, П-34, П-59), из которых Rb–Sr-изотопный состав двух проб (П-33, П-34) практически идентичен (KB $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 2.5%, 0.013%, соответственно), в связи с чем, корректное определение Rb–Sr-возраста не представляется возможным.

^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS-СИСТЕМАТИКА

Восемь образцов вулканитов Тараташского антиклинория (RF_{1ai}), характеризуются размахом значений Sm 8.68–12.5 ppm (KB 12.7%); Nd 44.2–63.4 ppm (12.9%); $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.1095–0.1206 (3.0%); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.511423–0.511517 (0.0061%) соответственно. Для метабазальта Ямантауского антиклинория (образец П-13) концентрации Sm 4.82, Nd 19.6 ppm, отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1491$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512174$. Три метабазальта Тирлянкой синклинали (П-33, П-34, П-59) демонстрируют содержания Sm

от 6.37 до 8.18 ppm (14.2%); Nd 29.7–43.2 ppm (22.2%); $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.1146–0.1304 (7.1%); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512236–0.512399 (0.018%).

Для образцов Тараташского антиклинория (RF_{1ai}) вариации вычисленных с учётом U–Pb SHRIMP-II данных, Nd-модельных возрастов; характеризуются диапазоном 2302–2540 млн лет (KB = 3.7%). В сопоставлении с палеозойскими U–Pb SHRIMP-II возрастными цирконов, T_{DM} расценивается как возраст корового протолита метабазальтов, вовлеченного в образование базальтового расплава наряду с мантией. Причём в общем случае T_{DM} может быть и результатом суперпозиции, смещения вещества, отделившегося от деплетированной мантии в разное время [15]. Иными словами, по мнению этих авторов, T_{DM} возрасты могут быть интерпретированы как время корово-мантийной сегрегации только в том случае, если они подтверждаются другой геологической и/или геохронологической информацией.

Другим, не менее важным параметром изученной ^{147}Sm – ^{143}Nd системы являются величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, отражающие [9], генетические аспекты материала, в первом приближении, его принадлежность к мантийным ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$) или коровым ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$) образованиям. Для вулканитов Тараташского антиклинория значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ограничены довольно узким диапазоном от –17.4 до –20.5 (KB = 5.5%), идентифицируя значительный вклад корового материала³, тогда как для вулканитов, пространственно сближенных с базальтами машакского и игонинского комплексов среднего и верхнего рифея доля коровой составляющей последовательно уменьшается ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)_{\text{ms}} -6.3$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)_{\text{ig}} -3.2$, –0.9, –0.7). Эта тенденция может быть интерпретирована и как комплементарное увеличение объема мантийного вещества за счёт плюмовой активности, являющейся частью общего механизма конвекции внутри планеты. Как известно [16], вместе с тектоническим механизмом плит подобные явления образуют глобальный процесс, в котором плюмо- и плитные тектонические движения активно взаимодействуют. Более подробные сведения о плюмовом магматизме на Урале, в том числе обсуждаемого в рамках настоящего изыскания, трёх событийно-стратиграфических уровней: навышского, машакского и игонинского,

²В этой работе изучался изотопный состав Rb–Sr проб, по составу соответствующим липарито-дацитам и дацитам (69–75% SiO₂), с отчётливым “натриевым” уклоном (Na/K > 1).

³Источником которого, вероятно, служило архейско-протерозойское вещество Тараташского полиметаморфического комплекса.

соответственно нижнего, среднего и завершающего рифея, можно обнаружить в [16].

В некоторых образцах, к примеру П-10, наблюдается идентичность, в пределах погрешностей, Nd-модельных возрастов $T_{DM}=2703\pm 17$ млн лет и U-Pb SHRIMP-II (П-10, кратер 8) 2634 ± 130 млн лет [3]. В свое время Арндт и Гольдштейн [15] утверждали, что Nd-модельный возраст следует интерпретировать как истинный возраст протолита только в том случае, “если он совпадает с возрастом циркона U-Pb- или другими независимыми доказательствами орогенного события”. Позже автором работы [19] этот тезис был объявлен заблуждением, мотивируя тем, что орогенные события чаще всего являются коллизионными и могут не быть значимыми в смысле образования значительного объёма коры. В этом смысле, показательным примером является Гренвилльский орогенез, во время которого из мантии практически не было извлечено существенного объёма новой коры [19]. В таких обстоятельствах может быть сгенерировано какое угодно количество U-Pb-возрастов, которые значительно позже формирования земной коры (например, [20]).

Для сравнения $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ -данных, на этот же график нанесены линии эволюции изотопного состава Nd гнейсов архейско-протерозойского Тараташского метаморфического комплекса, T_{DM} которых соответствуют интервалу 3455–3490 млн лет [17, 18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ ID-TIMS изотопные данные для базальтов, развитых среди вулканогенных образований навьшского, машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней рифея Башкирского мегантиклинория, показали, что формирование вулканитов, вероятно, происходило в результате взаимодействия мантийных магматических расплавов с коровым веществом. Rb-Sr ID-TIMS данные оказались противоречивыми, что предопределило определённые ограничения при интерпретации результатов.

В Тараташском антиклинории для вулканитов, выделенных среди пород навьшского событийно-стратиграфического уровня, возрастной диапазон которого 1750–1770 млн лет, Nd-модельные возрасты (T_{DM}) определены во временном интервале 2302–2540 млн лет (табл. 3, рис. 4) и расцениваются как возрасты протолита metabазальтов, а величина $\epsilon_{Nd}(t)$ (от –17.4 до

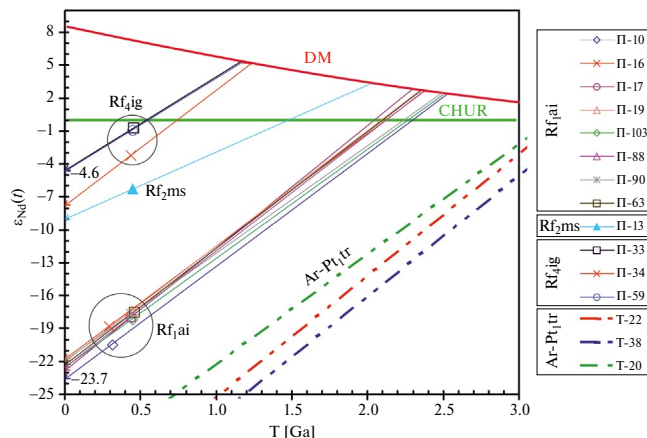


Рис. 4. Эволюционная диаграмма в координатах $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. T [млрд лет] для вулканитов Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Параметры линий эволюции изотопного состава Nd рассчитаны по [9]. Обозначения стратиграфических индексов, значения U-Pb SHRIMP-II возрастов и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопные сигнатуры CHUR и DM для соответствующих пересчетов $\epsilon_{Nd}(t)$ указаны в примечании к табл. 3. Ar-Pt₁ tr — архейско-протерозойский Тараташский комплекс [17, 18].

–20.5, см. табл. 3) свидетельствует о значительной роли вещества коры. Учитывая Nd-модельный возраст вулканитов, протолитом для них могли быть архей-нижнепротерозойские образования Тараташского комплекса.

В Ямантауском антиклинории для вулканитов, сопряжённых с породами машакского событийно-стратиграфического уровня, стратиграфические возрастные границы которого 1380–1385 млн лет, значение T_{DM} составило 2033 млн лет, что свидетельствует о вовлечении в исходный магматический очаг сравнительно более молодого (палеопротерозойского) субстрата.

Минимальные Nd-модельные возрасты ($T_{DM} = 1160-1233$ млн лет) определены для вулканитов, развитых среди metabазальтов игонинского магматического события (707–732 млн лет) в Тирлянкой синклинали.

Для вулканитов, пространственно близких с базальтами машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней среднего и терминального рифея, доля коровой составляющей последовательно уменьшается ($\epsilon_{Nd}(t)_{ms} -6.3$, $\epsilon_{Nd}(t)_{ig} -3.2$, -0.9 , -0.7). Редукция корового компонента по отношению к объёму мантийного вещества в изученных вулканических комплексах, возможно, связано с плюмовой активностью [16], возрастающей в регионе в юго-восточном направлении (см. рис. 1, пробы: П-13, П-33, П-34, П-59).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны К.Н. Шатагину и В.М. Саватенкову за ценные замечания и рекомендации позволившие существенно улучшить исходную рукопись.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800014-3, 123011800013-6) и ИГ УФИЦ РАН (тема гос. задания FMRS-2022-0013)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В. Н., Козлов В. И., Краснобаев А. А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегаантиклинория // Геологический вестник. 2011. № 9. Юбилейный выпуск. Институт геологии УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. С. 36–43.
2. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 101–112 <https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.101-112>
3. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 1. С. 15–25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
4. Ludwig K. R. User's manual for *Isoplot* 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft. Excel. 2008. № 4. 77 p.
5. Puchkov V. N., Krasnobayev A. A., Sergeeva N. D. The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2014. № 2. P. 108–116
6. Стратиграфический кодекс России. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК России, ВСЕГЕИ)
7. Ronkin Y. L., Karaseva T. V., Maslov A. V. The First ^{147}Sm – ^{143}Nd Data on Rocks from the 6925.2- to 8250-m Interval of the SG-7 Super-deep Borehole (West Siberian Oil-and-Gas Province) // Dokl. Earth Sc. 2021. 496. 130–134. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2102015X>
8. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
9. DePaolo D. J. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Minerals and Rocks Series. 1988. № 20. xi + 187 pp.
10. Ронкин Ю. Л., Хойман К. Определение погрешностей Sm-Nd модельных датировок // Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. 2009. Выпуск 156 (Ежегодник 2008). Екатеринбург. С. 334–336.
11. Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects // Earth Planet. Sci. Let. 1969. 5: 361–376.
12. Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Ронкин Ю. Л., Козлов В. И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Известия АН СССР, серия геологическая. 1992. № 6. С. 25–40.
13. Магматические горные породы (кислые и средние породы). Отв. ред. В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко. М.: Наука, 373 с.
14. Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Степанов А. И., Курнозова Т. И., Ронкин Ю. Л., Макаров В. А., Ленихина О. П., Кравцов А. В. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема изотопно-геохронологической границы нижний-средний рифей / В книге: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: “Наука”, 1985. С. 162–175.
15. Arndt N. T., Goldstein S. L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. 15. P. 893–895.
16. Puchkov V. N., Ernst R. E., Ivanov K. S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research. 2021. 361. 106–186. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106186>
17. Ronkin Yu. L., Sindern S., Maslov A. V., Matukov D. I., Kramm U., Lepikhina O. P. Oldest (3.5 Ga) zircons of the Urals: U-Pb (SHRIMP-II) and T_{DM} constraints // Doklady Earth Sciences. 2007. 415(6). 860–865 <https://doi.org/10.1134/S1028334X07060074>
18. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Ленихина О. П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
19. Dickin A. P. Model Ages (Sm-Nd). Encyclopedia of Scientific Dating Methods. 2014. 1–7. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_2-2
20. McNutt R. H., Dickin A. P. A comparison of Nd model ages and U-Pb zircon ages of Grenville granitoids: constraints on the evolution of the Laurentian margin from 1.5 to 1.0 Ga // Terra Nova. 2012. 24. 7–15.

BASALTS OF THE RIPHEAN SEQUENCE OF THE BASHKIR MEGANTICLINORIUM (SOUTHERN URAL): NEW ^{147}Sm - ^{143}Nd AND Rb-Sr ID-TIMS ISOTOPIC CONSTRAINS

Corresponding member of the RAS V. N. Puchkov^a, Yu. L. Ronkin^{a, #}, N. D. Sergeeva^b

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

^b*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

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

The first results of ^{147}Sm - ^{143}Nd and Rb-Sr ID-TIMS isotope-geochronological comparative study of twelve samples of volcanic rocks of the Bashkir meganticlinorium are presented, for which U-Pb SHRIMP-II dating was previously carried out using zircons extracted from these samples, which revealed the dominance of Paleozoic ages among three event-stratigraphic levels in the Riphean of the Southern Urals. New ^{147}Sm - ^{143}Nd and Rb-Sr ID-TIMS isotope data showed that the evolution of volcanics occurred as a result of crust-mantle interaction. In the Taratash anticlinorium, Nd model ages (T_{DM}) of 2302–2540 Ma of volcanics are regarded as the ages of the protolith, characterized by $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values: from –17.4 to –20.5. In the Yamantau anticlinorium, the T_{DM} value (2033 Ma) of Paleozoic volcanics indicates a younger (Paleoproterozoic) substrate. Minimum Nd model ages ($T_{\text{DM}} = 1160–1233$ Ma) were determined for Paleozoic volcanics spatially associated with metabasalts of the Igonino magmatic event (707–732 Ma) in the Tirlyanskaya syncline. The lowest values of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (–3.2, –0.9, –0.7), indicating a decrease in the proportion of the crustal component relative to the mantle material, were obtained in Paleozoic metabasalts in the Tirlyanskaya syncline on the eastern wing of the Bashkir meganticlinorium, which may be due to activation of plume processes in the East of the folded mountain structure. Thus, Rb-Sr and ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS isotope systematics of the studied volcanics make it possible to expand the understanding of mantle-crustal phenomena within three event-stratigraphic levels of the Riphean of the Southern Urals.

Keywords: volcanics of the Bashkir meganticlinorium, Rb-Sr and ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS isotope systematics, mantle-crustal processes

УДК 550.93:552.48 (234.851)

ХАРБЕЙСКИЙ АМФИБОЛИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): Р–Т-ЭВОЛЮЦИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb LA-ICP-MS-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. Н. С. Уляшева^{1,*}, А. С. Шуйский¹, В. Б. Хубанов²

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 11.03.2024 г.

Поступило 11.03.2024 г.

После доработки 13.05.2024 г.

Принято к публикации 20.05.2024 г.

Изучение ханмейхойской свиты центральной зоны харбейского амфиболит-гнейсового комплекса показало, что распространённые здесь амфиболиты, сланцы и плагиогнейсы образуют две первично магматические серии: низкоглинозёмистых толеитовых metabазальтов нормальной щёлочности и дифференцированную серию высокоглинозёмистых пород от метатрахибазальтов до метариолитов с повышенной щёлочностью. По зональности гранатов фиксируются прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма, пиковые условия которого, согласно расчётам с помощью программы winTWQ, соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации повышенных давлений (T 690–750°C, P 8.1–9.4 кбар). Впервые в харбейском комплексе установлен метаморфический циркон из гранат-биотитового плагиогнейса с низкими значениями отношения Th/U 0,01–0,04 и слабо выраженными положительной цериевой ($Ce/Ce^* = 1.4–1.7$) и отрицательной европиевой ($Eu/Eu^* = 0.7–0.9$) аномалиями, возраст которого по результатам U–Pb LA-ICP-MS-изотопного метода оценивается ранним карбоном (359–341 млн лет). Это время характеризует, по-видимому, переход от пика метаморфизма к регрессивной стадии, связанной с эксгумацией пород. Полученные результаты свидетельствуют о формировании харбейского амфиболит-гнейсового комплекса при становлении Уральского орогена и позволяют рассматривать его в качестве индикатора палеозойских коллизионных процессов.

Ключевые слова: ханмейхойская свита, дифференцированная магматическая серия, плагиогнейсы, метаморфический циркон, U–Pb LA-ICP-MS-возраст

DOI: 10.31857/S2686739724090103

Амфиболит-гнейсовые комплексы осевой зоны Урала в отличие от эклогитсодержащих, по которым получены веские доказательства о проявлении высокobarического метаморфизма при коллизионных процессах формирования Уральского орогена [4, 8, 15], принято считать архейско-палеопротерозойскими образованиями, высокотемпературные метаморфические изменения которых завершились в докембрии [6, 9]. Для крупнейшего в северной части Урала

харбейского амфиболит-гнейсового комплекса, приуроченного к Центрально-Уральскому поднятию и в разрезе которого снизу вверх выделяются ханмейхойскую, лаптаюганскую и париквасьшорскую свиты палеопротерозойского возраста [10], в последние годы появились новые изотопно-геохронологические данные, указывающие на вероятную связь высокотемпературного метаморфизма с венд-кембрийскими и палеозойскими тектоническими событиями [3, 13]. В западной части комплекса были выявлены высокobarические образования – гранат-глаукофановые и гранат-барруазитовые породы [12] и зафиксирована тенденция увеличения температуры метаморфизма с западной границы комплекса на восток [12, 13].

¹Институт геологии Федерального Исследовательского Центра Коми Научного Центра Уральского Отделения им. Н.П. Юшкина Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

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

*E-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru

плагиогнейса (У-106) выполнен на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR ("Thermo Fisher Scientific"), соединённом с приставкой лазерного проботбора P-213 (New Wave Research), в ЦКП "Геоспектр" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Содержания REE в цирконе определены на ионном микрозонде "Самеса" IMS-4f в ЯФ ФТИАН РАН (г. Ярославль).

Профили, по которым определялись химические составы гранатов, строились в местах отсутствия включений. Аналитические данные, полученные в зонах трещин, отбраковывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрографические и минералогические особенности пород. Породы представлены амфиболитами; гранат-биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовыми (*Grt-Bi-Amf-Qz-Pl*), амфиболсодержащими гранат-биотит-кварц-плагиоклазовыми (*Grt-Amf-Bi-Qz-Pl*) сланцами; гранат-биотитовыми (*Grt-Bi*), биотитовыми (*Bi*) и амфиболовыми (*Amf*) плагиогнейсами.

Амфиболиты представлены средне- и мелкозернистыми чёрными и тёмно-серыми образованиями со слабосланцеватой и массивной текстурами. Мощность выходов пород варьирует от 1 до 30 м. Минеральный состав пород однообразен: зелёный амфибол (20–50%), плагиоклаз (40–70%), биотит (0–15%), кварц (5–10%), титаномagnetит и ильменит (1–4%), титанит (0–2%), апатит (1–2%), клиноцоизит (ед. зёрна). По составам амфибола и плагиоклаза породы делятся на две группы. Для первой группы амфиболитов, обнажающихся выше по течению р. Б. Харбей, характерны чермакиты со средней магнезиальностью ($Mg\# = 50\text{--}60$) и в основном кислые, редко средние плагиоклазы ($X_{An} = 0.14\text{--}0.37$). Для второй группы амфиболитов, в том числе и биотитсодержащих, обнажающихся ниже по течению и ассоциирующихся с рассматриваемыми в этой работе сланцами и плагиогнейсами, характерны высокомагнезиальные чермакиты и роговые обманки ($Mg\# = 81\text{--}85$) и средние плагиоклазы ($X_{An} = 0.47\text{--}0.48$). Ильменит часто обрастает титанитом. Изредка в центральных частях титанита наблюдаются микровыделения изометричного рутила.

Grt-Bi-Amf-Qz-Pl сланцы имеют чёткие контакты с амфиболитами, а мощность выходов варьирует от 5 до 25 м. Они представлены тёмно-серыми образованиями с мелко- среднезернистой нематолепидогранобластовой порфиروبластовой структурами и со сланцеватой

текстурой (рис. 2 а). В породах наблюдаются гранат (1–3%), амфибол (30–40%), биотит (15–35%), кварц (5–10%), плагиоклаз (35–40%), титаномagnetит и ильменит (1–4%), апатит (1–2%), рутил (ед. зёрна), хлорит (менее 1%). Гранат образует порфиروبласты с включениями кварца, плагиоклаза, титаномagnetита, апатита, а также замещается хлоритом. Он имеет прогрессивную зональность: от центра к краю увеличивается содержание железа и магния и уменьшается количество кальция и марганца (рис. 2 а). Центральные части представлены пироп-гроссуляр-альмандином ($Mg\# = 18\text{--}20\%$), а краевые части – гроссуляр-пироп-альмандином ($Mg\# = 24\text{--}25\%$). Коричневато-бурый биотит ($X_{Mg} = 0.59\text{--}0.62$) и зелёный амфибол (чермакит, $X_{Fe} = 0.47\text{--}0.54$) равномерно распределены по породе. Плагиоклаз представлен андезином и лабрадором ($X_{An} = 0.42\text{--}0.57$).

Grt-Amf-Bi-Qz-Pl сланцы образуют отдельные толщи мощностью до 20 м и имеют пониженные по сравнению с предыдущим типом пород содержание амфибола (до 5%). Гранат ($Mg\# = 27\text{--}29\%$) в этих породах практически не зонален и представлен гроссуляр-пироп-альмандином. Зеленовато-голубой амфибол представлен чермакитом ($X_{Fe} = 0.46\text{--}0.47$). Биотит ($X_{Mg} = 0.64\text{--}0.65$) равномерно распределён по породе, лишь редко можно увидеть огибание его вокруг порфиروبластов граната. Плагиоклаз представлен андезином ($X_{An} = 0.36\text{--}0.43$).

Grt-Bi плагиогнейсы имеют выходы мощностью 1–20 м и переслаиваются с амфиболитами и сланцами. Структура пород лепидогранобластовая, мелко- и среднезернистая, порфиروبластовая, текстура – гнейсовидная. По количеству в породе преобладает кварц, в подчинённом значении присутствуют плагиоклаз и биотит. Среди аксессуаров распространён апатит и циркон, единичные зёрна титанита. В меланократовых гнейсах с повышенным количеством плагиоклаза и биотита порфиروبласты граната ($Mg\# = 20\text{--}23\%$) гроссуляр-пироп-альмандинового ряда не зональны (рис. 2 б), изредка огибаются чешуйками коричневого биотита ($X_{Mg} = 0.55\text{--}0.58$). Плагиоклаз представлен андезином ($X_{An} = 0.37\text{--}0.40$). В лейкократовых разновидностях гнейсов с повышенным содержанием кварца гранат гроссуляр-пироп-альмандинового ряда имеет регрессивную зональность (рис. 2 в): незначительное уменьшение железа и магния от центра ($Mg\# = 21\%$) к периферии ($Mg\# = 14\text{--}15\%$) зёрна и увеличение марганца. Плагиоклаз кислый ($X_{An} = 0.20\text{--}0.31$) и представлен

олигоклазом. Зеленовато-коричневый биотит имеет пониженную магнезиальность ($X_{Mg} = 0.53-0.56$).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Согласно дискриминантной функции С.Д. Великославинского и др. [2], изучаемые породы обнаруживают магматический генезис ($DF(x) = (-0.7)-(-2.6)$), лишь лейкократовый гранат-биотитовый плаггиогнейс (обр. У-106) по значению функции располагается в области неопределённости ($DF(x) = (-0.3)$), вследствие чего мы предполагаем, что он сформировался по вулканогенно-осадочной породе.

Амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом, занимающие крайне западное положение на рассматриваемой территории, относятся к низкоглинозёмистым высокожелезистым (рис. 3) натриевым и калиево-натриевым толеитовым метабазальтам нормальной щёлочности ($SiO_2 = 48-54$ мас. %; $Na_2O + K_2O = 4-5$ мас. %). Амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом отождествляются с умеренно- и высокоглинозёмистыми натриевыми трахибазальтами и трахиандезибазальтами ($SiO_2 = 49-51$ мас. %; $Na_2O + K_2O = 5-7$ мас. %); *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцы – с калиево-натриевыми высокоглинозёмистыми трахибазальтами и андезибазальтами повышенной щёлочности ($SiO_2 = 49-53$ мас. %; $Na_2O + K_2O = 4-5$ мас. %), *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl*

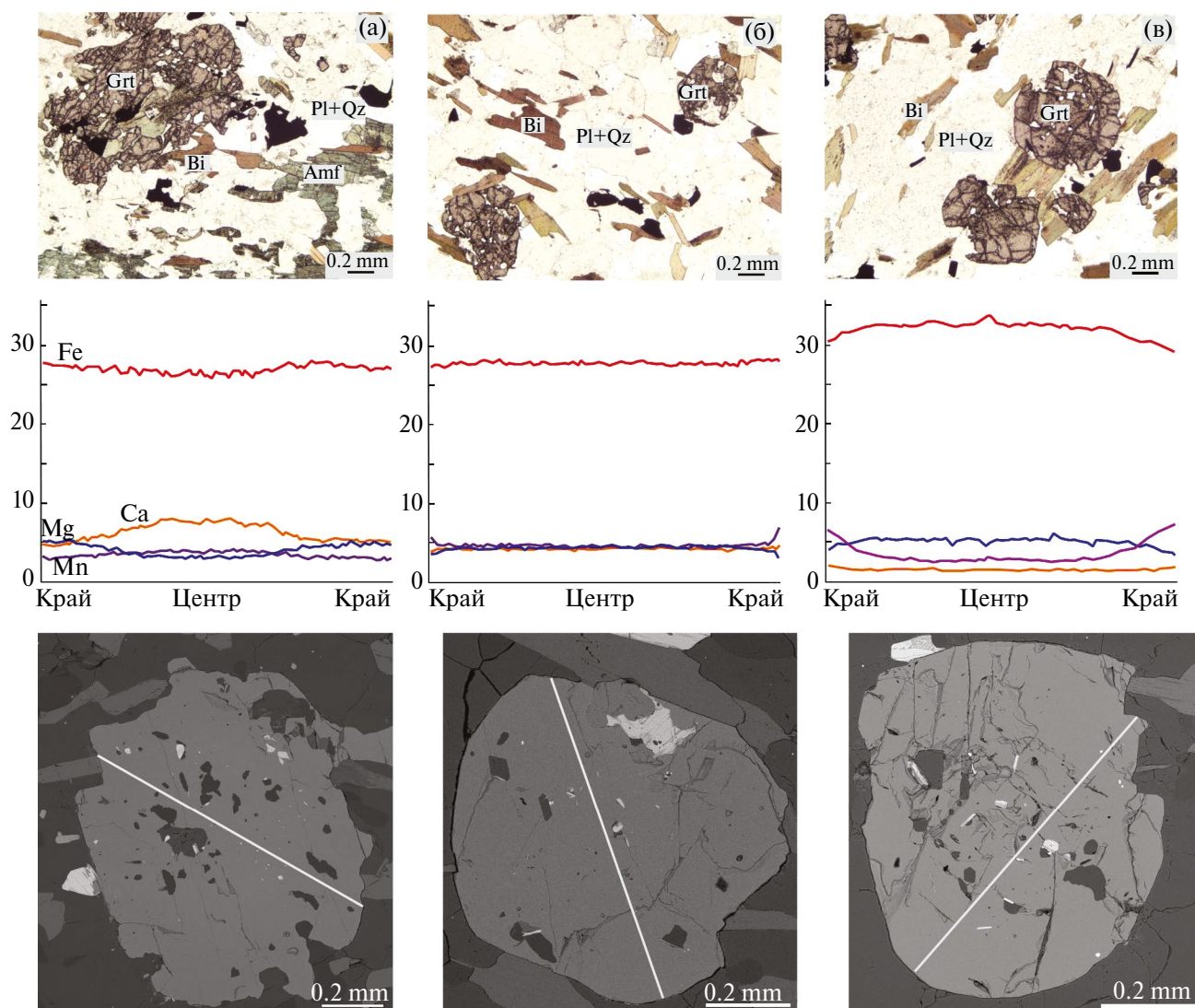


Рис. 2. Текстурные и структурные особенности *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев (а), меланократовых (б) и лейкократовых (в) *Grt-Bi* плаггиогнейсов с характерными для них распределениями элементов в гранатах по профилям. Фото шлифов сделаны при одном никеле.

сланцы — с калиево-натриевыми высокоглинозёмистыми андезибазальтами и андезитами повышенной щёлочности ($\text{SiO}_2 = 54\text{--}58$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4\text{--}5$ мас. %). Меланократовые *Grt-Bi*, *Bi* и *Amf* плагиогнейсы соответствуют калиево-натриевым и натриевым высокоглинозёмистым трахиандезитам, андезитами и дацитам повышенной щёлочности ($\text{SiO}_2 = 55\text{--}65$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5\text{--}8$ мас. %), а лейкократовый *Grt-Bi* плагиогнейс — высокоглинозёмистому риолиту ($\text{SiO}_2 = 71$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5$ мас. %). Нормативный нефелин отмечается лишь в некоторых амфиболитах, в других породах более кислого состава этой серии он отсутствует.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

При расчётах *PT*-условий метаморфизма пород учитывались, в основном, гранатсодержащие парагенезисы, на которых основаны известные надёжные геотермобарометры.

Расчёты проводились при помощи программного комплекса winTWQ [14] с использованием баз взаимно согласованных термодинамических данных (база DEC06 — для гранат-биотитовых ассоциаций, база B94 — для гранат-амфиболовых парагенезисов). В *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцах гранат имеет прогрессивную (ростовую) зональность и за пиковые условия метаморфизма принимались вычисления, полученные по краевым зонам граната с максимальной магнезиальностью и контактирующим с ним составом амфибола ($\text{Mg\#} = 62$) и биотита ($\text{Mg\#} = 59$), показывающие максимальную железистость. Для приблизительного расчёта *PT*-условий начальных стадий метаморфизма брались составы центральных частей граната с повышенной железистостью и более магнезиальные центральные части амфиболов ($\text{Mg\#} = 72$) и биотитов ($\text{Mg\#} = 62$). В *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* кристаллических сланцах и в меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсах гранат, биотит и амфибол не зональны и видимо образовались при пиковых условиях. При расчётах пиковых условий формирования лейкократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов учитывались центральные магнезиальные составы гранатов с регрессивной зональностью, а понижение термодинамических параметров фиксировалось по краевым составам зёрен.

Для *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев для минеральной ассоциации *Grt+Amf+Pl+Qz* использован геотермобарометр *PT-GAPQ* (рис. 4), основанный на двух уравнениях: $3\text{Tr} + 5\text{Alm} = 5\text{Prp} + 3\text{Fe-Tr}$ (1), $3\text{Tsc} + 4\text{Gr} + 2\text{Prp} + 12\text{Qz} = 3\text{Tr} + 12\text{An}$ (2). При расчётах учитывались и другие

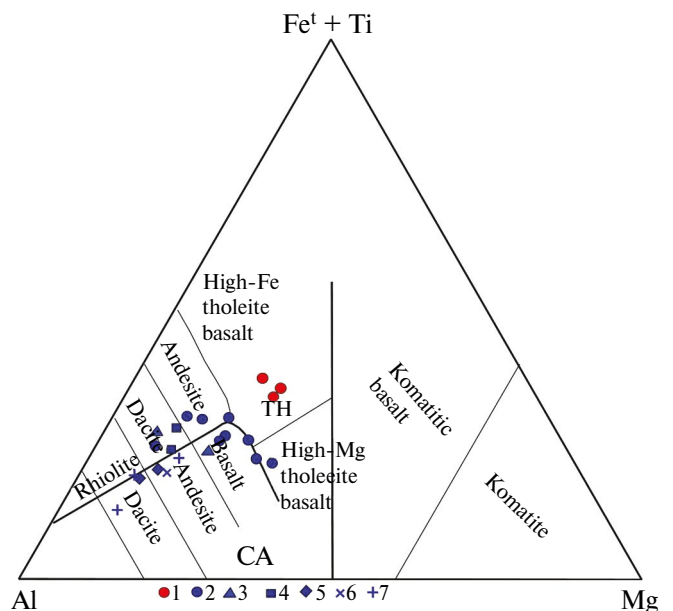


Рис. 3. Точки составов пород ханмейхойской свиты центральной зоны харбейского метаморфического комплекса на диаграмме Al-Fe-Ti-Mg [17]. Условные обозначения: 1 — амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом, 2 — амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом, 3 — *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцы, 4 — *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* сланцы, 5 — меланократовые *Grt-Bi* плагиогнейсы, 6 — лейкократовый *Grt-Bi* плагиогнейс, 7 — *Amf* и *Bi* плагиогнейсы.

реакции, линии которых пересекаются с линиями основных уравнений в одной точке или в узкой области, что доказывает равновесное состояние используемых составов минералов (рис. 4). Пиковые условия метаморфизма составляют $T = 750^\circ\text{C}$; $P = 9.4$ кбар. Начальные стадии кристаллизации минералов характеризуются значениями $T = 610^\circ\text{C}$, $P = 6.4$ кбар.

Для сланцев и *Grt-Bi* плагиогнейсов, имеющих минеральную ассоциацию *Grt+Bi+Pl+Qz*, были применены также уравнения $\text{T-GB} - \text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$ (3), $3\text{Eas} + 2\text{Alm} = 2\text{Prp} + 3\text{Sid}$ (4) и $\text{P-GBPQ} - 3\text{Sid} + 6\text{Qtz} + 2\text{Gr} + \text{Alm} = 6\text{An} + 3\text{Ann}$ (5), образующие согласованный геотермобарометр (рис. 4). Значения термодинамических параметров, полученные по этому геотермобарометру, для *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев равны $T = 720\text{--}730^\circ\text{C}$; $P = 9.2\text{--}9.4$ кбар (для пиковых условий) и $T = 650^\circ\text{C}$; $P = 8.4$ кбар (для начальных этапов кристаллизации).

Как видно по результатам расчётов, в сланцах для *Grt+Amf+Pl+Qz* и *Grt+Bi+Pl+Qz* ассоциаций полученные значения *PT*-параметров как для начального этапа метаморфизма, так и пика

хорошо сходятся, поэтому, по-видимому, все минералы находятся в равновесии.

Для *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* кристаллических сланцев и меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов значения пиковых условий метаморфизма составляют соответственно — $T = 695\text{--}705^\circ\text{C}$, $P = 8.4\text{--}8.6$ кбар и $T = 690\text{--}695^\circ\text{C}$, $P = 9.1\text{--}9.2$ кбар (рис. 4). Максимальные значения термодинамических параметров метаморфизма для лейкократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов равны: $T = 700\text{--}705^\circ\text{C}$, $P = 8.1\text{--}8.3$ кбар, на регрессивной стадии параметры понижаются до $T = 615\text{--}625^\circ\text{C}$, $P = 5.5\text{--}6$ кбар (рис. 4).

МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И U-Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНАТ- БИОТИТОВОГО ПЛАГИОГНЕЙСА

Изучение циркона из лейкократового *Grt-Bi* плагиогнейса (риолитового метатифа) показало, что минералы имеют розовую и тёмно-розовую окраску, длиннопризматическую, призматическую формы со сглаженными рёбрами, а также представлены поликристаллическими

агрегатами размером от 0.05 мм до 0.2 мм (рис. 5). На изображениях циркона в режиме катодолюминесценции (CL) наблюдаются ядра и регенерационные каймы (рис. 5). Ядра представлены призматическими, часто хорошо огранёнными кристаллами, обломками или разъеденными зёрнами размером от 0.03 до 0.1 мм с включениями кварца и фторапатита. Регенерационная кайма состоит из двух зон. Первая зона примыкает непосредственно к ядерной части и на снимках в режиме CL имеет светлую пятнистую окраску. Вторая зона тёмная однородная. Включения в каймах представлены биотитом, плагиоклазом и кварцем. Мощность регенерационных кайм до 0.06 мм.

U-Pb-методом выполнено 105 измерений: 84 — по ядрам и 21 — регенерационных зон. 42 измерения с высокой дискордантностью ($D \geq 10\%$) исключены из рассмотрения. Для интерпретации полученных данных учтены 53 значения, полученных с ядер и 10 значений — с регенерационных кайм (рис. 5).

Значения возрастов, полученные по ядрам, можно разделить на два диапазона 1951–924 (9 зё-

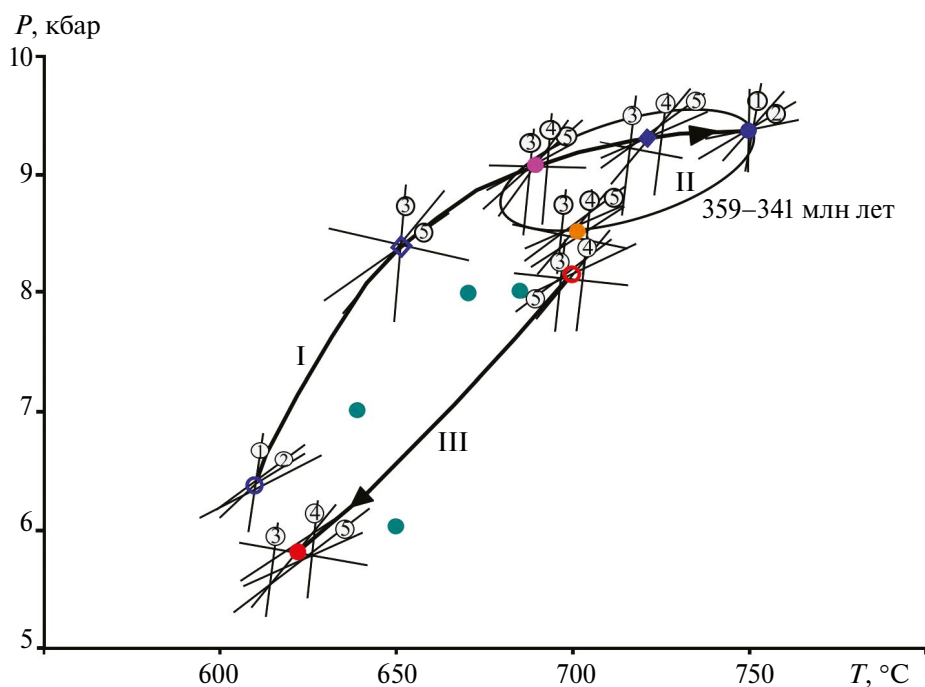


Рис. 4. P–T–t-тренд метаморфической эволюции пород центральной зоны харбейского амфиболит-гнейсового комплекса. Линии пересечений реакций получены с помощью программы winTWQ [14] (цифры на линиях соответствуют уравнениям реакций, приведённых в тексте) по центральным (незакрашенные фигуры) и краевым (закрашенные фигуры) зонам гранатов и сосуществующим с ним минералов из *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев (синие фигуры) и лейкократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов (красные фигуры). Для *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* сланцев (жёлтые фигуры) и меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов (розовые фигуры) учтены составы незональных гранатов. Зелёные фигуры соответствуют P–T параметрам формирования безгранатовых амфиболитов. Стадии метаморфизма: I — прогрессивная ветвь, II — область пиковых условий, III — регрессивная ветвь.

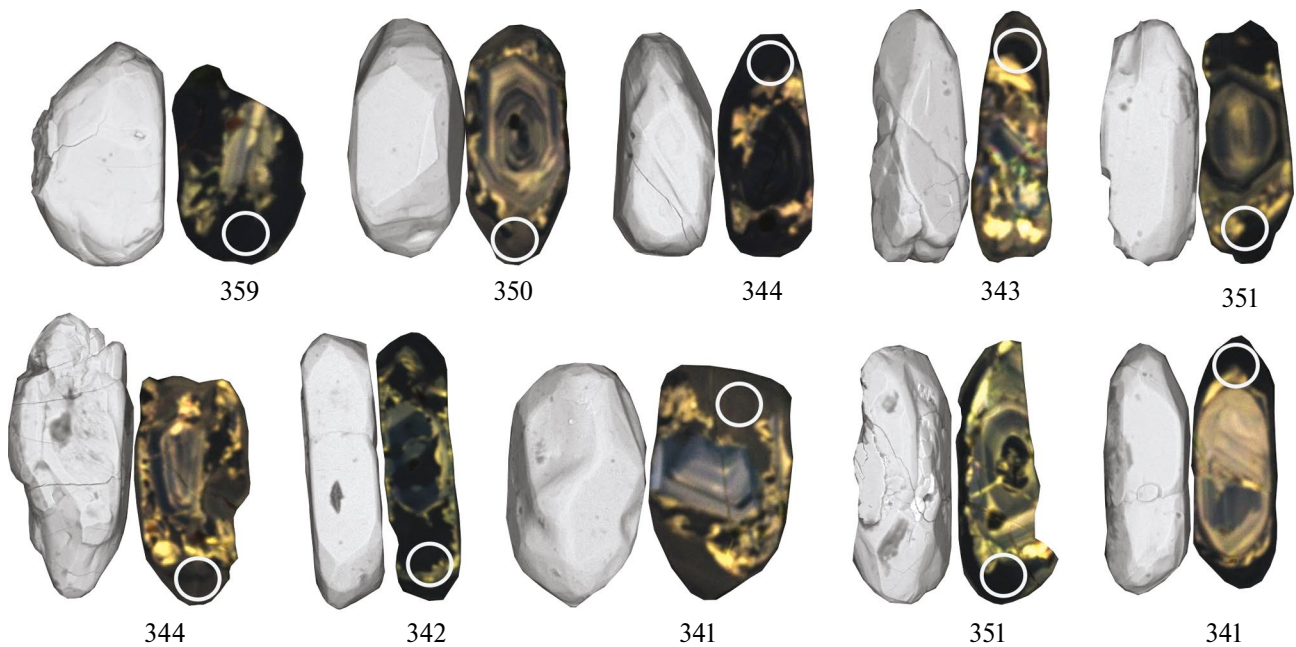


Рис. 5. Морфологические особенности и изображения в режиме CL циркона с точками U–Pb-датирования регенерационных кайм. Цифры приведены в млн лет.

рен, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст) и 731–567 (44 зерна, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст) млн лет. Древние значения (палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой) получены по изометричным зёрнам или обломкам зёрен, редко призматическим образованиям с разными типами зональности. Неопротерозойские возраста 731–567 млн лет показали призматические короткопризматические чаще хорошо огранённые зёрна или разъединенные кристаллы. Значения Th/U-отношений варьируют от 0.21 до 1.62. Возраста, полученные по 10 точкам регенерационных кайм циркона (включая обе зоны), образуют диапазон 359–341 млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст), соответствующий нижнему карбону – турнейскому и визейскому ярусам (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографические и минералогические исследования позволили выделить следующие типы пород ханмейхойской свиты в центральной части харбейского комплекса: амфиболиты ($\text{Amf} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Ap} \pm \text{Czo} \pm \text{Bi} \pm \text{Ttn} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Zrn} \pm \text{Rt}$), кристаллические сланцы ($\text{Amf} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Bi} + \text{Ap} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ttn} \pm \text{Zrn} \pm \text{Rt}$) и плагиогнейсы ($\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Ap} \pm \text{Bi} \pm \text{Amf} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ttn} \pm \text{Zrn}$).

По составу породы разделились на две первично магматические серии. Амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом образуют

серию низкоглинозёмистых толеитовых метабазальтов нормальной щёлочности. Они схожи с амфиболитами, широко распространённым в западной части харбейского комплекса по р. Б. Харбей и М. Харбей, выше устья руч. Париквасьшор [11]. Амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом, сланцы и плагиогнейсы формируют, по-видимому, впервые выявленную в харбейском комплексе дифференцированную непрерывную высокоглинозёмистую серию повышенной щёлочности от трахибазальтов до риолитов. Кислые разновидности пород этой серии образуют известково-щелочной тренд дифференциации вещества (рис. 3).

Пиковые условия метаморфизма для пород харбейского метаморфического комплекса, полученные для разных пород и разными геотермобарометрами, хорошо коррелируются и составляют $T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$, $P = 8.1\text{--}9.4$ кбар.

Магматические ядра циркона с “ёлочной” зональностью и высокими значениями Th и U имеют древние возраста 1.9–0.9 млрд лет. Они являются захваченными и их протолит не известен. Предположительный возраст протолита (риолитовый туф) плагиогнейсов 731–567 млн лет и он был определён по ядрам со схожими характеристиками. Кривые нормированных относительно хондрита составов РЗЭ в цирконе с возрастными 579, 609 и 660 млн лет имеют хорошо выраженную положительную Ce/Ce*- и отрицательную Eu/Eu*-аномалии, характерные для циркона

Таблица 1. Результаты U–Pb (La-ICP-MS)-датирования метаморфических кайм циркона из гранат-биотитового плагиогнейса

№ п/п	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Изотопные отношения ± % (1σ)		Rho	Возраст ± 1σ, млн лет		D1, %	D2, %
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		
1	40	5	699	0.01	0.4047±2.3	0.0543±1.1	0.2	373±51	341±4	1	9
2	23	19	396	0.04	0.4300±2.8	0.0573±1.2	0.2	389±62	359±4	1	8
3	13	1	231	0.01	0.4058±1.4	0.0548±0.9	0.2	363±33	344±3	1	6
4	37	11	613	0.02	0.4155±2.2	0.0559±1.1	0.2	367±50	351±4	1	5
5	20	1	208	0.01	0.4046±3.3	0.0547±1.3	0.2	358±72	343±4	0	4
6	11	1	197	0.01	0.3998±1.5	0.0543±0.9	0.1	349±36	341±3	0	2
7	18	13	305	0.04	0.4122±2.4	0.0558±1.1	0.2	356±54	350±4	0	2
8	37	5	478	0.01	0.4118±3.6	0.0560±1.4	0.3	346±78	351±5	0	–2
9	30	5	535	0.01	0.3968±1.3	0.0544±0.9	0.2	326±33	342±3	–1	–5
10	30	4	528	0.01	0.3988±2.6	0.0547±1.2	0.2	323±59	344±4	–1	–6

Примечание. D1 = 100{[возраст (²⁰⁷Pb/²³⁵U)]/[возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U)] – 1}. D2 = 100{[возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶U)]/[возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U)] – 1}. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

магматического генезиса (рис. 6 в). Полученный диапазон возрастов хорошо коррелируется с данными U–Pb (SHRIMP II) датирования циркона из амфиболитов и гнейсов ханмейхойской свиты западных зон харбейского гнейсо-амфиболитового комплекса (582 и 577 млн лет) и марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (675, 623 и 599 млн лет) и, по мнению авторов [3], показывает время формирования протолита метаморфитов.

Интерес в связи с целью данной работы представляют регенерационные каймы, которые, судя по всему, являются метаморфическими образованиями. Они имеют включения таких же породообразующих минералов, что наблюдаются в основной массе плагиогнейса, и низкие значения Th/U-отношений (0.01–0.04). На идентификационной диаграмме U–Th/U точки составов располагаются в области метаморфического циркона (рис. 6 а). В спектрах распределения РЗЭ наблюдаются (рис. 6 в) слабо выраженные по сравнению с ядрами положительная цериевая (Ce/Ce* = 1.4–1.7) и отрицательная европиевая (Eu/Eu* = 0.7–0.9) аномалии, характерные для циркона эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [5, 19]. По отношениям Eu/Eu* и Pr/Nd_n (0.6–1.3) точки состава циркона располагаются в области пограничной между амфиболитовой и эклогитовой фациями метаморфизма (рис. 6 б), что хорошо коррелируется с полученными по породообразующим минералам *PT*-параметрами.

Полученные возрастные данные по регенерационным каймам циркона хорошо сопоставляются с результатами геохронологических исследований породообразующих минералов из амфиболитов ханмейхойской свиты центральной части харбейского комплекса – 346±5 млн лет (⁴⁰Ar–³⁹Ar-метод по амфиболу), 367±40 млн лет (Sm–Nd-метод по амфиболу, плагиоклазу и породе) [13].

Временной интервал, соответствующий раннему карбону, по-видимому, отвечает пиковым условиям метаморфизма верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений или же началу декомпрессии и эксгумации комплекса. Известно, что эти процессы максимально сближены. По-видимому, метаморфический циркон в плагиогнейсе рос в близосидусных условиях в присутствии монацита, на что указывают частично оплавленные границы циркона, находящегося в ядрах зёрен, и слабо выраженная цериевая аномалия.

Полученные данные по термобарометрии и изотопно-геохронологическому исследованию пород центральной части харбейского комплекса нанесены на диаграмму *P–T–t*, где отчётливо распознаётся прогрессивная и регрессивная ветви, а также область пиковых условий метаморфизма (рис. 4), по-видимому, проявленные в один тектонический цикл. На *PT*-область нанесены также результаты расчётов по крайевым зонам амфиболов и плагиоклазов из безгранатовых

амфиболитов, полученные методом классической термобарометрии [13], которые коррелируются, судя по всему, с регрессивным трендом. Схожий *PT*-тренд эволюции имеют высокobarические породы расположенного севернее марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса [7], формирование которого объясняется горячим режимом субдукции континентальной окраины Балтики под островную дугу. Возраста, полученные по каймам метаморфического циркона из кианитовых эклогитов U–Pb-методом составляют 370–360 млн лет [18] и 360–350 млн лет [16], по метаморфическим минералам Rb/Sr-методом — 360–352 млн лет [15]. Более древние значения интерпретируются как время прогрессивного эклогитового метаморфизма, а средневзвешенный возраст 355 млн лет [15] — как декомпрессии и начало быстрой эксгумации комплекса.

По-видимому, породы центральной зоны харбейского комплекса были подвержены более высокотемпературным изменениям по сравнению с породами западной части и эксгумация их происходила довольно быстро, о чем можно судить

по отсутствию (изредка единичные зёрна) в этих метаморфитах минералов эпидот-амфиболитовой фации: эпидота и мусковита. Замещение граната и биотита хлоритом происходило, скорее всего, в верхних горизонтах земной коры.

ВЫВОДЫ

В центральной части харбейского метаморфического комплекса установлены амфиболиты; гранат-биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовые, гранат-амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы; амфиболовые, биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, образующие две первично магматические серии: низкоглинозёмистых высокожелезистых толеитовых базальтов нормальной щёлочности и непрерывную дифференцированную высокоглинозёмистую трахибазальт-трахиандезит-андезит-дацит-риолитовую серию с повышенной щёлочностью. Комплексные петрографо-минералогические, термобарометрические и изотопно-геохимические исследования породообразующих минералов и акцессорного циркона фиксируют один этап высокотемпературного метаморфизма с

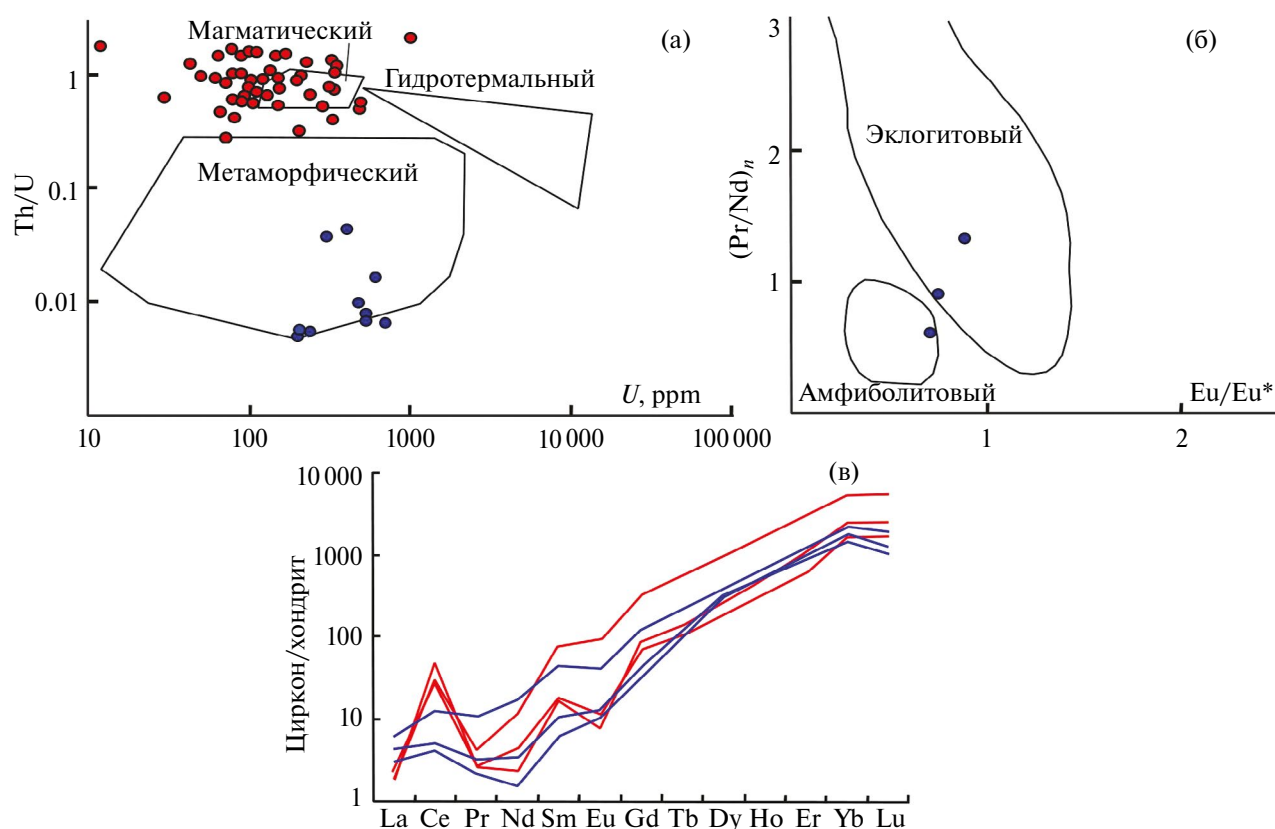


Рис. 6. Точки составов ядер (красные) и регенерационных кайм (синие) циркона из *Grt-Bi* плагиогнейса на идентификационных диаграммах U–Th/U (а [1]) и Eu/Eu*–(Pr/Nd)_n (б [5]), а также нормированные на состав хондрита [20] спектры содержаний РЗЭ ядер и кайм (в, цвета линий соответствуют цветам точек).

проградным и ретроградным ветвями, пиковые условия которого достигали верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$, $P = 8.1\text{--}9.4$ кбар). Время инверсии от прогрессивной ветви к регрессивной, связанной, по-видимому, с началом эксгумации комплекса, фиксируется по регенерационным каймам впервые установленного в этом комплексе метаморфического циркона с низкими Th/U-отношениями и, согласно данным U-Rb-исследования, соотносится с ранним карбоном. Полученные результаты свидетельствуют о формировании харбейского амфиболит-гнейсового комплекса во время становления уральского орогена и его можно рассматривать в качестве индикатора палеозойских коллизионных процессов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
2. Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
3. Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42. Салехард. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
4. Иванов К. С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии в происхождении Урала // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.
5. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.
6. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
7. Лю И., Перчук А. Л., Арискин А. А. Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. № 2. С. 136–157.
8. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
9. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
10. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
11. Уляшева Н. С. Геохимия амфиболитов харбейского раннепротерозойского метаморфического комплекса // Труды Карельского научного центра РАН. № 10. 2020. С. 1–11. <https://doi.org/10.17076/geo1266>
12. Уляшева Н. С. Высокобарический метаморфизм в харбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) // Вестник геонаук. 2023. № 6. С. 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.6.1>
13. Уляшева Н. С., Серов П. А., Травин А. В. Sm/Nd-и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН. Науки о земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601016>
14. Berman R. G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833–856.
15. Glodny J., Pease V., Austreim H., et al. Rb-Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. P. 4353–4371.
16. Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A. I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northern European continental margin. In: Gee D. G., Pease V. (Eds.), The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. London: Geological Soc. (Memoirs), 2004. 30. P. 87–105.
17. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks: Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 66, 1976. 22 p.
18. Meng F., Fan Y., Schmelev V. R. Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 187. 104087.
19. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123–138.
20. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the oceanic basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

KHARBHEY AMPHIBOLITE-GNEISS COMPLEX (POLAR URAL): P-T EVOLUTION AND RESULTS OF U-Pb LA-ICP-MS ISOTOPIC STUDIES OF METAMORPHIC ZIRCON

N. S. Ulyasheva^{a, #}, A. S. Schujski^a, V. B. Khubanov^b

Presented by Academician of the RAS A.M. Askhabov March 11, 2024.

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

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

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

The study of the Khanmeykhoy Formation of the central zone of the Kharbey amphibolite-gneiss complex showed that the amphibolites, shales and plagiogneisses common here form two primary igneous series: low-alumina tholeiitic metabasalts of normal alkalinity and a differentiated series of high-alumina rocks from metatrachybasalts to metarhyolites with high alkalinity. According to the zoning of garnets, progressive and regressive branches of metamorphism are recorded, the peak conditions of which, according to calculations using the winTWQ program, correspond to the high-temperature stage of the amphibolite facies at high pressures ($T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$, $P = 8.1\text{--}9.4$ kbar). For the first time, metamorphic zircon from Grt-Bi plagiogneiss with low Th/U ratios of 0.01–0.04 and weakly expressed positive cerium ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.4\text{--}1.7$) and negative europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.9$) has been identified in the anomalies, the age of which, according to the results of the U-Pb LA-ICP-MS isotope method, is estimated to be Early Carboniferous (359–341 Ma). This time apparently characterizes the transition from the peak of metamorphism to the regressive stage associated with the exhumation of rocks. The results obtained indicate the formation of the Kharbey amphibolite-gneiss complex during the formation of the Ural orogen and allow us to consider it as an indicator of Paleozoic collision processes.

Keywords: Khanmeykhoy Formation, differentiated igneous series, plagiogneisses, metamorphic zircon, U-Pb LA-ICP-MS age

УДК: 24.550

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО И ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

© 2024 г. М. В. Лучицкая^{1,*}, М. В. Герцева²,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹, И. В. Сысоев²

Поступило 05.04.2024 г.

После доработки 03.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

Представлены новые U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические, петро-геохимические и Sr–Nd-изотопные данные для гранитоидов трёх плутонических комплексов (саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского), распространённых в области сочленения двух крупных батолитовых поясов Верхояно-Колымской складчатой области, Главного и Северного. Установлен валанжин-готеривский возраст гранитоидов всех трёх комплексов. Показано сходство гранитов и лейкогранитов омчикандинского и саханьинского комплексов с I-S-типом гранитов, а гранитоидов арга-эмнекенского — с гранитами I-типа. Особенности петро-геохимического состава гранитоидов указывают на метаосадочный источник для гранитов и лейкогранитов омчикандинского и саханьинского комплексов и метамагматический (амфиболитовый) для гранитоидов арга-эмнекенского комплекса. Sr–Nd-изотопные данные показывают, что гранитоиды выплавлялись из различных коровых источников, в которых присутствовала разная доля зрелого материала континентальной коры. Совокупность геологических и полученных новых геохронологических, петро-геохимических и изотопных данных позволяет предполагать коллизионную обстановку их формирования на завершающем валанжин-готеривском этапе коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента.

Ключевые слова: гранитоиды, Главный и Северный батолитовые пояса, циркон, коллизия, Колымо-Омолонский микроконтинент, Сибирский континент, Верхояно-Колымская складчатая область, ранний мел

DOI: 10.31857/S2686739724090112

Северный и Главный пояса гранитоидов субширотного и субмеридионального простирания маркируют коллизионную структуру Верхояно-Колымской складчатой области, сформированную в результате столкновения Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента на рубеже поздней юры—раннего мела [7, 9]. Несмотря на длительную историю изучения гранитоидных комплексов Северного и Главного батолитовых поясов продолжается дискуссия о возрасте основных этапов и геодинамической обстановке формирования гранитоидного магматизма [7, 9, 13]. Обобщение

геохронологических U–Pb SIMS-данных по гранитоидам обоих батолитовых поясов указывает на интервал возрастов 158–144 млн лет с пиком 150±3 и 140–129 млн лет для гранитоидов Главного и Северного поясов соответственно [1, 13]. Геодинамическая природа гранитоидов Главного пояса многими авторами рассматривается как коллизионная [3, 7, 9–11]. Однако в последнее время появляются альтернативные модели, предполагающие окраинно-континентальное происхождение гранитоидов на основании совпадения возрастов (U–Pb SIMS) гранитоидов и вулканитов среднего–кислого состава Уяндино-Ясачненского вулканического пояса, протягивающегося восточнее и параллельно Главному батолитовому поясу, их пространственного совмещения и геохимических особенностей гранитоидов [5, 13]. Гранитоиды Северного пояса относят либо к надсубдукционным образованиям,

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия,

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Московский филиал, Москва, Россия

*E-mail: luchitskaya@ginras.ru

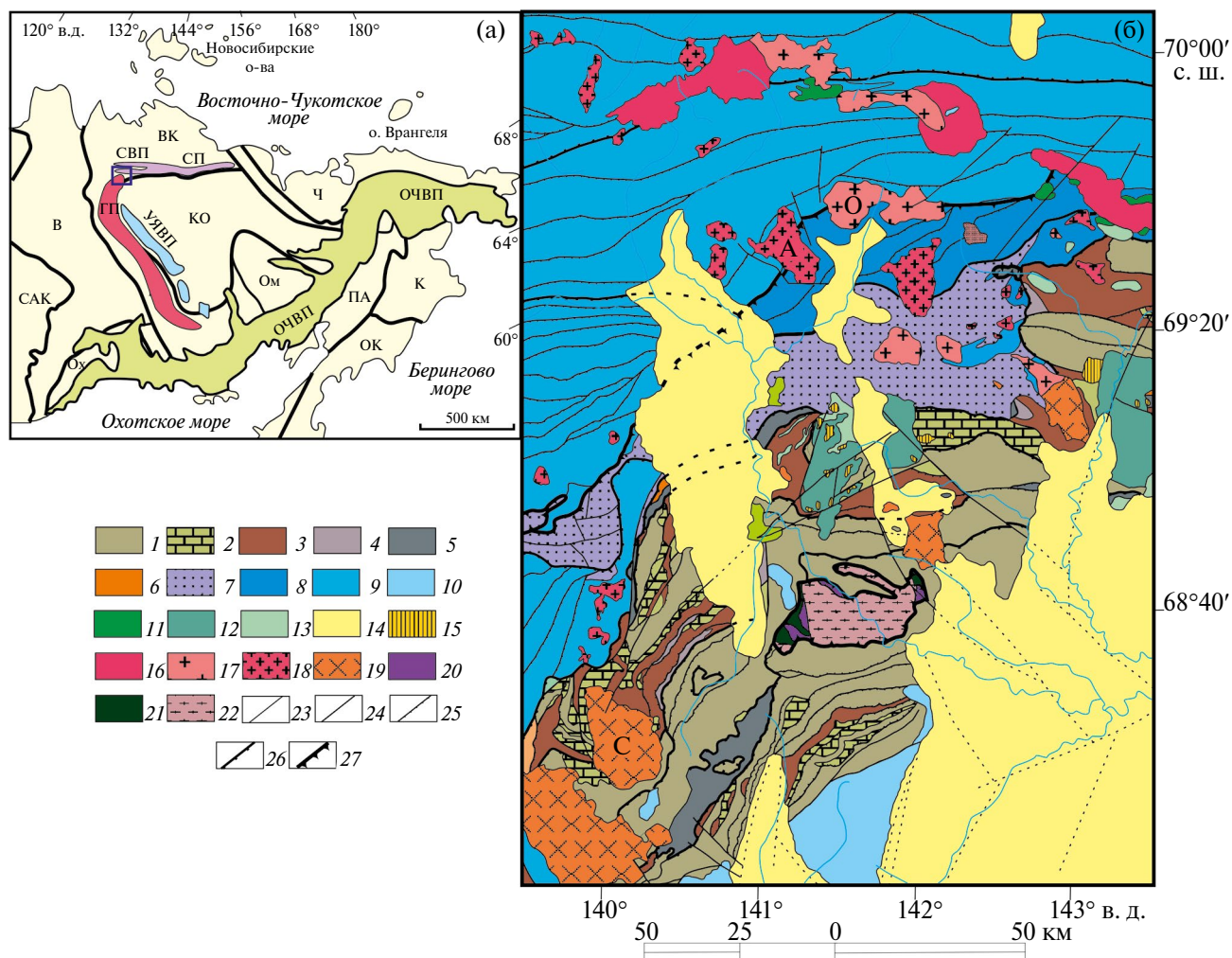


Рис. 1. Схема орогенных поясов (по данным [8], с изменениями) (а) и геологическая карта области сочленения Главного и Северного батолитовых поясов, Верхояно-Колымская складчатая область, (по данным [4], с изменениями) (б). (а) В — Верхоянский складчатый-надвиговый пояс. *Орогенные пояса:* ВК — Верхояно-Колымский, Ч — Чукотский; ЮА — Южно-Ануйский; К — Корякский; ПА — Пенжинско-Анадырский; ОК — Олюторско-Камчатский. САК — Северо-Азиатский кратон. *Кратонные террейны:* Ох — Охотский; Ом — Омолонский. КО — Колымо-Омолонский супертеррейн. *Вулканические пояса:* УЯВП — Уяндино-Ясачненский, ОЧВП — Охотско-Чукотский, ГП — Главный батолитовый; СП — Северный батолитовый, СВП — Северный вулканоплутонический. (б) 1 — терригенно-карбонатные отложения ордовика; 2 — терригенно-карбонатные отложения силура; 3 — карбонатные отложения нижнего-среднего девона; 4 — терригенно-карбонатные отложения верхнего девона — нижнего карбона; 5 — вулканогенно-терригенные отложения карбона; 6 — кремнистые отложения перми; 7 — терригенные отложения верхнего триаса; 8 — туфотерригенные отложения нижней юры; 9 — терригенные отложения средней юры; 10 — туфогенно-терригенно-вулканогенные отложения основного, среднего, кислого состава верхней юры; 11 — туфогенно-вулканогенные отложения среднего-кислого состава нижнего мела (тумусская толща); 12 — вулканогенные отложения основного-среднего-кислого состава нижнего мела (джахтардахская свита); 13 — туфогенно-вулканогенные отложения кислого состава нижнего мела (сасыл-тиннахская толща); 14 — неоген-четвертичные отложения; 15 — экструзивные купола трахиандезитов позднего мела; 16–19 — раннемеловые интрузии: 16 — эликчанского комплекса, 17 — омчикандинского комплекса, 18 — арга-эмнекенского комплекса, 19 — саханьинского комплекса; 20, 21 — Калгынский офиолитовый массив: 20 — дуниты-гарцбургиты, 21 — габбро-амфиболиты, амфиболиты; 22 — палеозойские (?) отложения — сланцы, амфиболиты, гнейсы, кварциты, мраморы; 23 — геологические границы; 24–27 — разломы: 24 — взбросы, сбросы, 25 — второстепенные надвиги, 26 — главные надвиги, 27 — шарьяжи. Буквами обозначены массивы: А — Арга-Эмнекенский, О — Омчикандинский, С — Саханьинский.

либо связывают их внедрение с обстановкой растяжения после закрытия Оймяконского океана и коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента, возможно в режиме трансформной окраины [6, 13, 17, 20].

Северный пояс раннемеловых гранитоидных батолитов простирается на ~600 км вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна и образует две ветви, северо- и юго-западную, расходящиеся в западном направлении (рис. 1 а). Гранитоиды и пространственно ассоциирующие с ними одновозрастные раннемеловые вулканиты и субвулканические образования северо-западной ветви были отнесены авторами статьи к Северному вулcano-плутоническому поясу и становление гранитоидов связывалось и постколлизийным растяжением [6].

Целью данной статьи является анализ новых полученных данных U–Pb SIMS-датирования, петро-геохимического и изотопного состава гранитоидов области сочленения Северного и Главного батолитовых поясов, включающей юго-западную ветвь Северного пояса и северную часть Главного для установления геодинамической обстановки формирования гранитоидного магматизма в контексте позднеюрско-раннемеловой тектоно-магматической эволюции Верхояно-Колымских мезозоид.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В рассматриваемой в статье области сочленения Северного и Главного батолитовых поясов присутствуют массивы трёх раннемеловых гранитоидных комплексов: омчикандинского лейкогранит-гранитового, арга-эмнекенского гранит-диорит-гранодиоритового и саханьинского гранит-лейкогранитового.

Гранитоиды омчикандинского комплекса образуют серию массивов, самый крупный из которых петротипический Омчикандинский массив площадью около 250 км² (рис. 1 б). Гранитоиды массивов прорывают и метаморфизуют триасовые и юрские терригенные отложения (рис. 1 б). Породы комплекса представлены биотитовыми, реже амфибол-содержащими гранитами, которые в эндоконтактах переходят в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, а также лейкогранитами. Жильные образования — аплиты и пегматиты.

Гранитоиды омчикандинского комплекса прорываются гранитоидами эликчанского комплекса с возрастом 121–125 млн лет (рис. 1) [6].

Гранитоиды арга-эмнекенского комплекса входят в состав большого числа массивов, образующих ряды северо-западного простираения, петротипическим является Арга-Эмнекенский массив, имеющий площадь выхода гранитоидов в современном эрозионном срезе около 160 км² (рис. 1 б). Массивы сложены биотит-амфиболовыми, пироксен-биотит-амфиболовыми гранодиоритами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, кварцевыми диоритами, диоритами. Гранитоиды секутся дайками кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, аплитовидных гранитов, аплитов. В Арга-Эмнекенском и других массивах установлено, что породы от кварцевых диоритов до гранитов связаны постепенными переходами.

Гранитоиды саханьинского комплекса локализованы в северной части Главного батолитового пояса. Петротипический Саханьинский массив представляет собой крупный лакколитоподобный плутон с площадью выхода около 420 км², в плане имеет очертания овала с северо-западной ориентировкой большой оси (рис. 1 б). Гранитоиды комплекса представлены биотитовыми амфибол-содержащими, биотитовыми гранитами, лейкогранитами, редко гранодиоритами. С ними ассоциируют дайки аплитовидных гранитов, аплитов и жилы пегматитов.

Гранитоиды арга-эмнекенского и саханьинского комплексов прорывают и метаморфизуют палеозойские, триасовые и юрские отложения (рис. 1 б).

В магнитном поле и поле силы тяжести крупные массивы всех комплексов выражены отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью до –50 нТл и отрицательными аномалиями силы тяжести от –50 до –80 мГал соответственно [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования локальным U–Th–Pb-методом (SIMS, SHRIMP-II) выполнены в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [16].

Цирконы выделены из 3 образцов гранодиоритов и кварцевых диоритов арга-эмнекенского

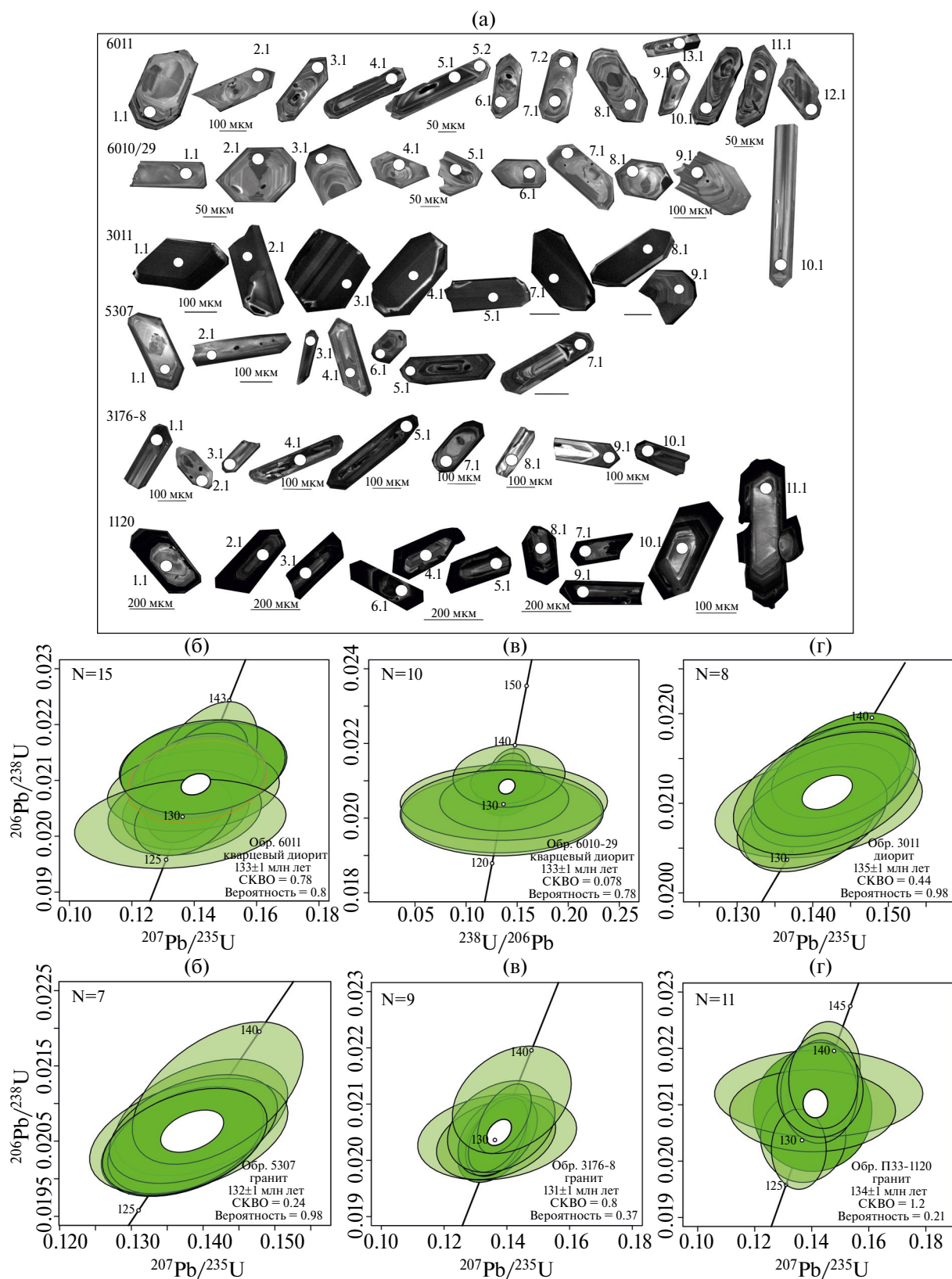


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолуминесценции (а) и диаграммы с конкордией (б–ж) для циркона из гранитоидов арга-эмнекенского (обр. 6011, 6010-29, 3011), омчикандинского (обр. 5307, 3176-8) и саханьинского (обр. П33-1120) комплексов. Номера точек соответствуют номерам в таблице 1.

комплекса, 2 образцов гранитов омчикандинского комплекса и 1 образца гранита саханьинского комплекса.

Кристаллы циркона из гранитоидов всех массивов на микрофотографиях, выполненных в режиме катодолюминесценции, обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов варьируют от 120 до 520 мкм (Кудл = 1.5–6) (рис. 2 а). Циркон характеризуется хорошо выраженной осцилляторной зональностью, а величина Th/U-отношения изменяется от 0.23 до 0.7 (табл. 1), что свойственно цирконам магматического генезиса [15]. Унаследованные древние ядра в цирконе не выявлены.

Конкордатные возрасты циркона из кварцевых диоритов и диоритов арга-эмнекенского комплекса составляют 135 ± 1 , 133 ± 1 млн лет; гранитов омчикандинского комплекса — 132 ± 1 млн лет, гранита саханьинского комплекса — 134 ± 1 млн лет (рис. 2 б, табл. 1). Ранее гранитоиды саханьинского комплекса из других массивов

были датированы (U–Pb SIMS) в интервале 135 ± 1 – 140 ± 1 млн лет [4]. Полученные оценки возраста для гранитоидов всех трёх комплексов рассматриваются как возрасты кристаллизации циркона, отражают возраст пород и соответствуют раннему мелу (валанжину–началу готерива).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Анализ породообразующих элементов и элементов-примесей осуществлялся в аккредитованной Центральной лаборатории ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского.

Гранитоиды омчикандинского комплекса по соотношению суммы щелочей и кремнезёма относятся к породам нормальной щёлочности, гранитам и лейкогранитам, редко гранодиоритам, а гранитоиды саханьинского комплекса — к лейкогранитам и умеренно-щелочным

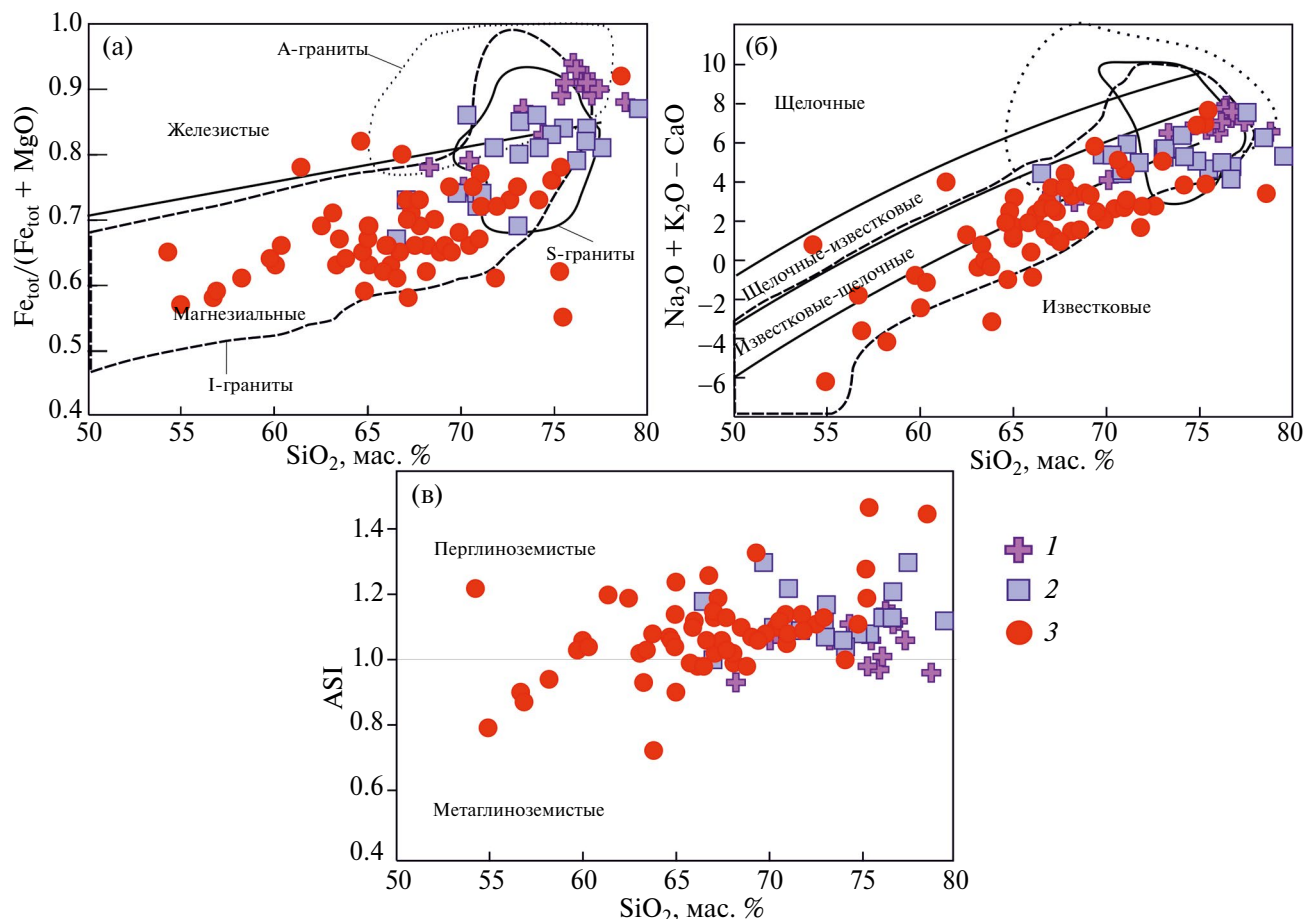


Рис. 3. Диаграммы $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ – SiO_2 (а), $Na_2O + K_2O - CaO$ – SiO_2 (б), ASI – SiO_2 (в) для гранитоидов саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов. 1–3 — гранитоиды: 1 — саханьинского, 2 — омчикандинского, 3 — арга-эмнекенского комплексов.

лейкогранитам (табл. 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи). Гранитоиды арга-эмнекенского комплекса отличаются более широким набором пород нормальной и низкой щёлочности от диоритов кварцевых диоритов до гранитов, лейкогранитов. Гранитоиды омчикандинского и саханьинского комплексов являются преимущественно высококалиевыми породами, а гранитоиды арга-эмнекенского — умеренно- и высококалиевыми. По нормативному составу породы омчикандинского и саханьинского комплексов являются корунд-нормативными, а породы арга-эмнекенского — диопсид-нормативными.

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами (2001), гранитоиды омчикандинского и саханьинского комплексов относятся к магнезиальным и железистым ($Fe^* = 0.62–0.93$), известковым и известково-щелочным образованиям, характеризуются преимущественно повышенной глинозёмистостью ($ASI = 1.00–1.32$) (рис. 3). Гранитоиды арга-эмнекенского комплекса соответствуют преимущественно магнезиальным ($Fe^* = 0.61–0.78$), известковым и известково-щелочным образованиям, для них характерна как низкая, так и повышенная глинозёмистость ($ASI = 0.92–1.16$) (рис. 3).

Граниты и лейкограниты омчикандинского комплекса имеют фракционированные

распределения РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, горизонтальным распределением ТРЗЭ, ($La_N/Yb_N = 4.02–14.46$; $Gd_N/Yb_N = 1.08–1.70$) и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.14–0.57$) (рис. 4 а). Распределение РЗЭ сходно с таковым для коллизионных гранитоидов [2]. Распределение РЗЭ гранитов и лейкогранитов саханьинского комплекса отличается более глубокой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.05–0.64$) (рис. 4б), отражающей процесс фракционирования плагиоклаза. Гранитоиды арга-эмнекенского комплекса характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 6.04–20.9$) с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ и слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.68–0.93$) (рис. 4в), сходным с таковым субдукционных гранитоидов [2].

Спайдер-диаграммы гранитов и лейкогранитов омчикандинского и саханьинского комплексов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами (КИЛ) относительно высоkozарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti (рис. 4 г, д). Спайдер-диаграммы гранитоидов арга-эмнекенского комплекса отличаются меньшей степенью обогащения КИЛ-элементами и менее глубокими минимумами по тем же элементам (рис. 4 е). Граниты и лейкограниты омчикандинского и саханьинского

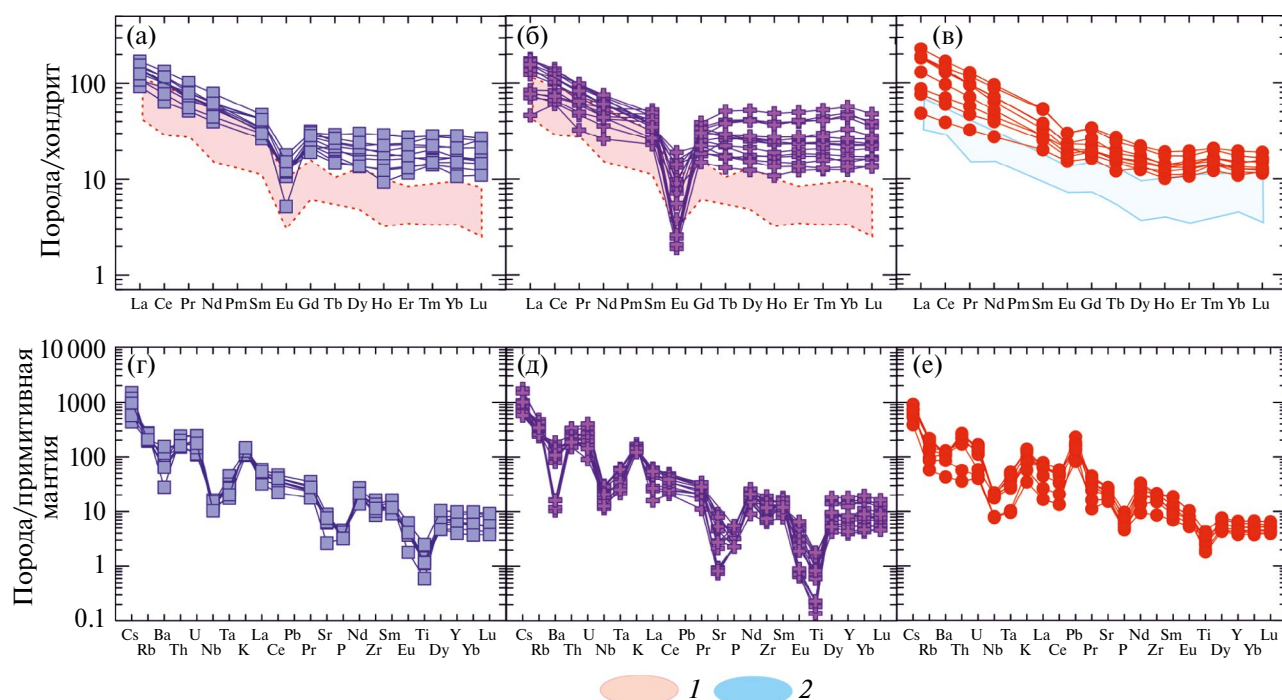


Рис. 4. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, (г–е) гранитоидов саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов. 1, 2 — гранитоиды по [1]: 1 — коллизионные, 2 — субдукционные.

комплексов имеют более высокие отношения Rb/Zr и Rb/Hf , чем гранитоиды арга-эмнекенского комплекса, свойственные коллизионным гранитам.

На диаграмме $F1-F2$ [2], разделяющей гранитоиды в связи с геодинамической обстановкой формирования точки составов гранитоидов всех комплексов расположены преимущественно в поле коллизионных гранитов (рис. 5а). На аналогичных диаграммах $Hf-Rb/30-Ta*3$ и $Rb-Y+Nb$ точки составов гранитов и лейкогранитов омчикандинского и саханьинского комплексов приурочены к границе полей син- и

постколлизийных гранитов, а гранитоиды арга-эмнекенского комплекса — к полям островодужных и постколлизийных (рис. 5 б, в).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd

Изотопный состав Sr и Nd был определён в Центре изотопных исследований ФГБУ Всероссийского научно-исследовательского института им. А.П. Карпинского на термоионизационном масс-спектрометре TRITON.

Гранитоиды всех комплексов характеризуются отрицательными рассчитанными значениями

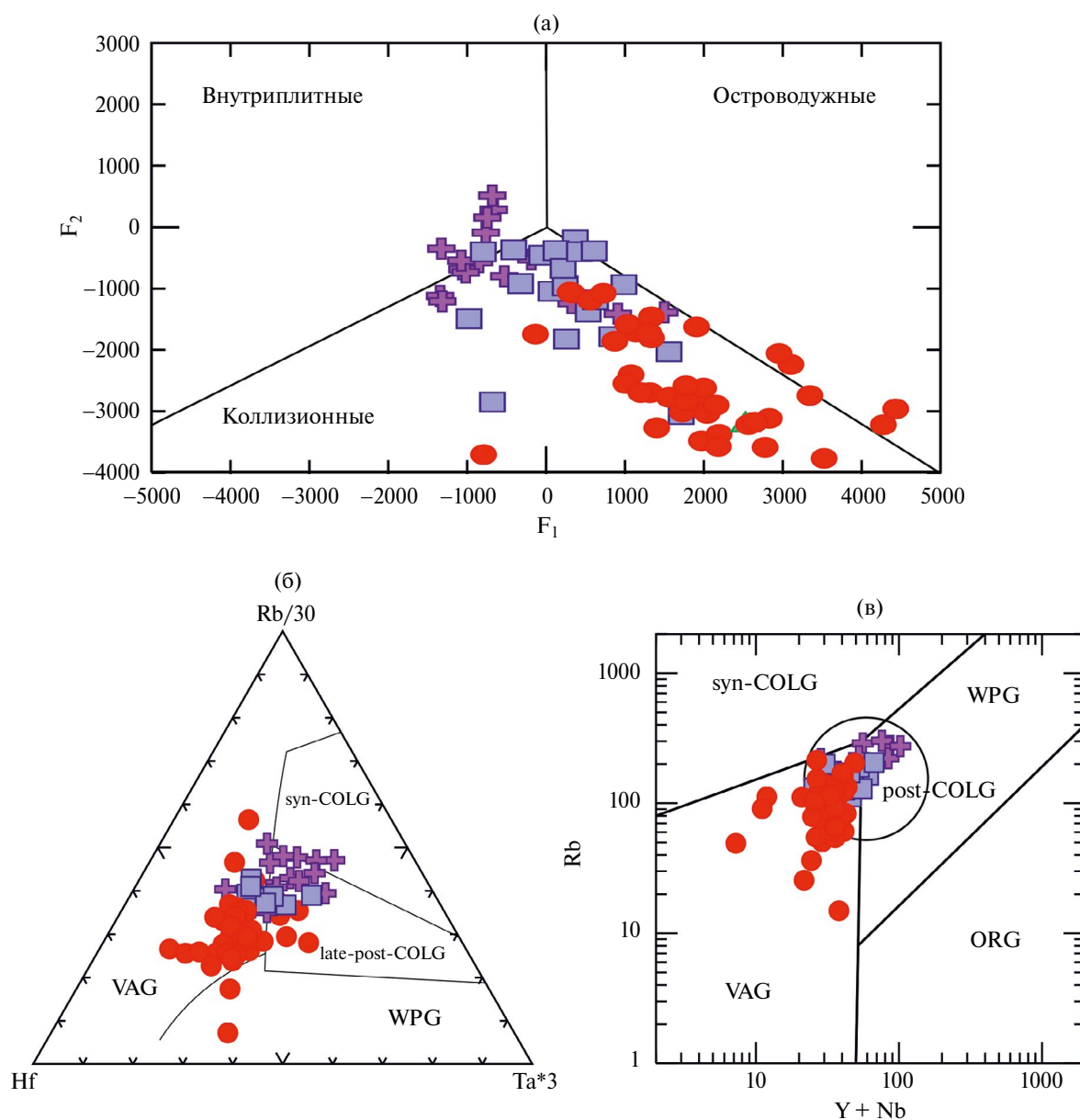


Рис. 5. Диаграммы $F1-F2$ (а) [2], $Hf-Rb/30-Ta*3$ (б), $Rb-Y+Nb$ (в) для гранитоидов саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов. Условные обозначения см. рис. 3.

$\epsilon_{Nd}(T)$ в интервале от -0.95 до -4.15 , за исключением лейкогранита саханьинского комплекса, имеющего значение $\epsilon_{Nd}(T) -11.58$ и гранодиорита арга-эмнекенского комплекса с небольшим положительным значением $\epsilon_{Nd}(T) 0.24$ (табл. 2). $T_{Nd}(DM-2st)$ -модельные возрасты для гранитоидов саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов близки, составляют 951–1219, 981–1190; 920–1287 млн лет и отвечают неопротерозою–мезопротерозою. Единственный палеопротерозойский $T_{Nd}(DM-2st)$ -модельный возраст имеет упомянутый выше лейкогранит саханьинского комплекса. Рассчитанные первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах можно использовать только для тех образцов, в которых отношение $^{87}Rb/^{86}Sr$ не превышает 1.0; они варьируют от 0.70607 до 0.70706 (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Новые U–Pb-оценки возраста по цирконам, в совокупности с полученными ранее, для гранитоидов омчикандинского, саханьинского и арга-эмнекенского комплексов показывают, что они внедрялись в валанжин-готеривское время (131–140 млн лет), соответствующее завершающему этапу коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента [3].

Сопоставление изученных гранитоидов с петро-геохимическими типами гранитов показывает, что граниты и лейкограниты омчикандинского и саханьинского комплексов имеют

ряд черт, характерных для гранитов S-типа, такие как высокая глинозёмистость, отсутствие роговой обманки среди темноцветных минералов, наличие нормативного корунда, высокие содержания Rb и низкие Sr, при варьирующих содержаниях P_2O_5 , Rb/Zr, Rb/Hf, соотношение индикаторных CaO/Na_2O и Al_2O_3/TiO_2 [19]. Однако в них отсутствуют мусковит и кордиерит, поэтому правильнее относить их к I-S типу гранитов, учитывая рассмотренные ниже изотопные характеристики. Гранитоиды арга-эмнекенского комплекса сопоставляются с гранитами I-типа. Они отличаются широким рядом пород от кварцевых диоритов до гранитов, являются преимущественно магнезиальными, мета- или умеренно-глинозёмистыми, имеют роговую обманку и редко пироксен среди темноцветных минералов, для них характерны высокие содержания CaO, Sr, Ba, V, Cr, умеренные и пониженные Zr, Nb.

Составы биотитов из гранитоидов всех комплексов также подчеркивают различие гранитов и лейкогранитов омчикандинского, саханьинского комплексов и гранитоидов арга-эмнекенского комплекса. Первые имеют сходство с биотитами перглинозёмистых гранитов, включающих граниты S-типа, а вторые — с биотитами известково-щелочных гранитов I-типа (рис. 6 а, б).

Особенности химического состава гранитоидов и анализ диаграмм с использованием главных и редких элементов для оценки возможного протолита гранитоидных магм, позволяют

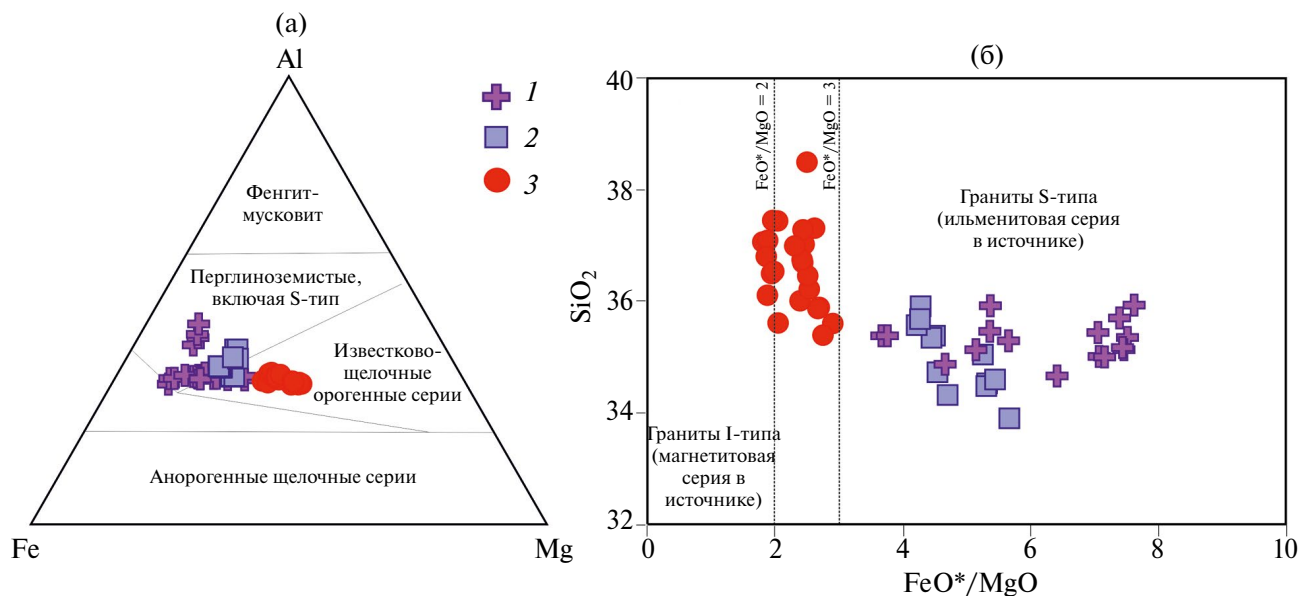


Рис. 6. Диаграммы Fe–Al–Mg ф.е.(а) [11] и SiO_2 – FeO^*/MgO мас. % (б) [17] для биотитов из гранитоидов саханьинского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов. Условные обозначения см. рис. 3.

предполагать метаосадочный источник для гранитов и лейкогранитов омчикандинского и саханьинского комплексов и метамагматический (амфиболитовый) для гранитоидов арга-эмнекенского комплекса (рис. 7 а, б). Исходя из различных соотношений Rb/Sr и Rb/Ba в гранитах и лейкогранитах саханьинского комплекса метаосадочный источник мог быть как обогащённый глинистыми минералами, так и обеднённый ими; для гранитов омчикандинского комплекса предполагается обеднённый глинистыми минералами метаосадочный источник (рис. 7 г). Частичное плавление метаосадочного протолита (биотитовых гнейсов) могло происходить в водонасыщенных условиях (рис. 7 в).

Преимущественно отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов всех комплексов в

интервале от -0.95 до -4.15 , умеренные величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, пограничные между характерными для гранитов I- и S-типов, нео-мезопротерозойские модельные возрасты гранитоидов свидетельствуют о том, что они выплавлялись из различных коровых источников с разной долей зрелого материала континентальной коры. Наиболее низкие отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ -11.58 , полученные для лейкогранита саханьинского комплекса могут свидетельствовать о метapelитовом источнике для части гранитов этого комплекса.

Таким образом, совокупность полученных данных для гранитоидов омчикандинского, саханьинского и арга-эмнекенского комплексов позволяет предполагать коллизионную обстановку

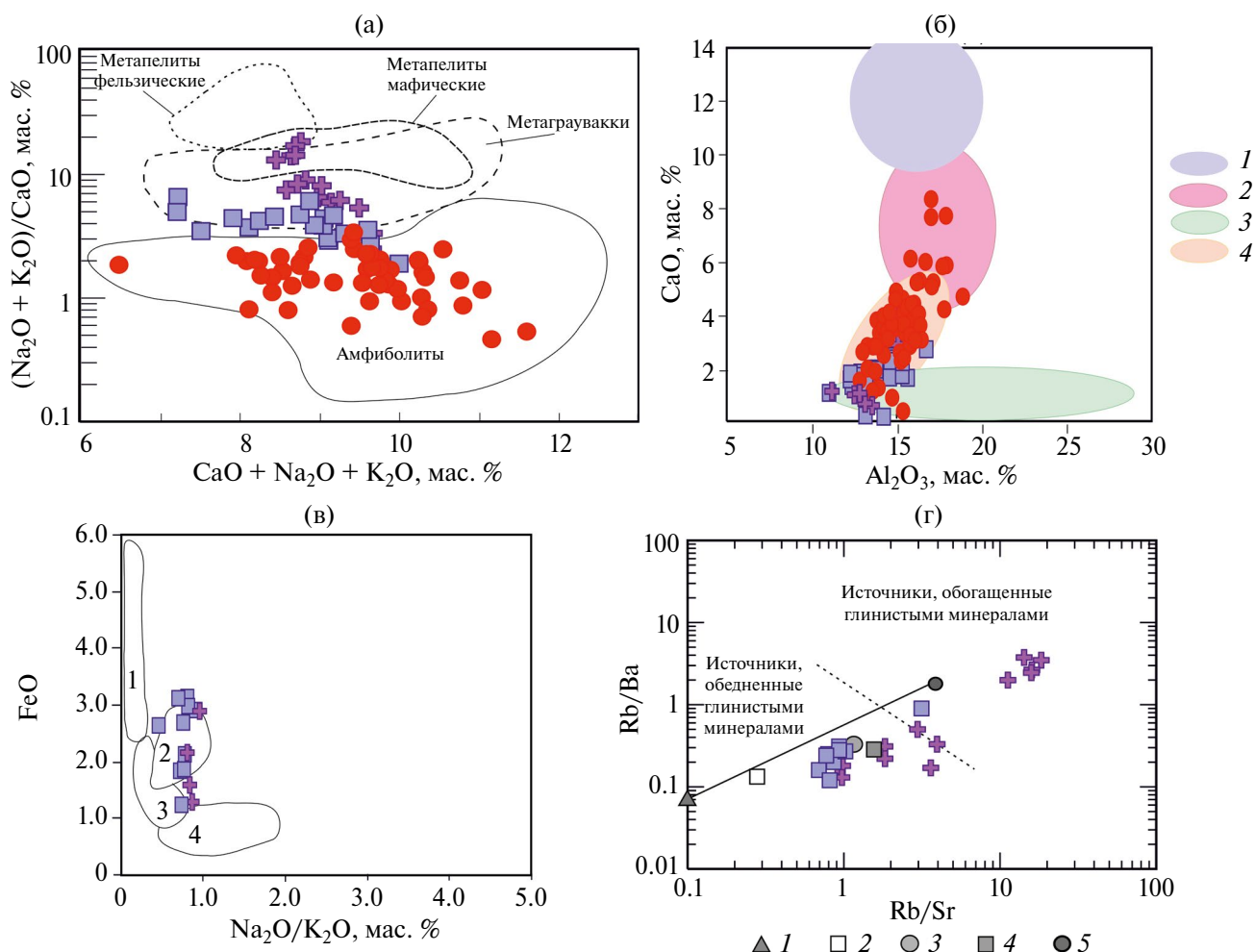


Рис. 7. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ мас. % (а) [14], $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [20], $\text{FeO} - (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ мас. % (в) [20], $\text{Rb}/\text{Ba} - \text{Rb}/\text{Sr}$ (г) [19]. б) источники гранитоидов: 1 — базальты, 2 — богатые щелочами мафические породы, 3 — метаосадки, 4 — метамагматические породы; в) 1, 2 — поля экспериментальных продуктов водонасыщенного плавления: 1 — метapelитов, 2 — биотитовых гнейсов; 3, 4 — поля экспериментальных продуктов дегидратационного плавления: 3 — биотитовых гнейсов, 4 — биотит-мусковитовых гнейсов, г) Рассчитанные составы: 1 — базальта, 2 — граувакки, 3 — сланца; 4, 5 — составы расплава, полученные при плавлении: 4 — псаммитового источника, 5 — пелитового источника.

их формирования на завершающем готерив-барремском этапе коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента в отличие от окраинно-континентальной для позднеюрских (150 млн лет) гранитоидов центральной части Главного батолитового пояса [6, 14] и постколлизийных баррем-аптских (121–125 млн лет) гранитоидов Северного вулканоплутонического пояса (северо-западная ветвь Северного батолитового пояса) [7]. В процесс плавления вовлекались различные коровые источники, в том числе магматические субдукционного происхождения, что выразилось в наличии надсубдукционных признаков у гранитоидов арга-эмнекенского комплекса.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт Российского научного фонда, проект № 20-17-00197-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л., Вуден Дж., Горячев Н. А., Альшевский А. В., Бахарев А. Г., Трунилина В. А. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
2. Великославинский С. Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
3. Герцева М. В., Лучицкая М. В., Сысоев И. В., Соколов С. Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
4. Котов И. А., Борисова Т. П., Герцева М. В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-55—Чокурдах. Объяснительная записка. 2022.
5. Лучицкая М. В., Ганелин А. В., Маскаев М. В., Алексеев Д. В., Травин А. В. Возраст, особенности состава и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса, Верхояно-Колымский складчатый пояс // Геотектоника. 2022. № 1. С. 79–100.
6. Лучицкая М. В., Герцева М. В., Сысоев И. В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулканоплутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.
7. Оксман В. С. Тектоника коллизионного пояса Черского. М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
8. Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Парфенов Л. М., Кузьмин М. И. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
10. Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С., Оксман В. С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.
11. Цыганков А. А., Горячев Н. А., Хубанов В., Бурмакина Г. Новые изотопно-геохимические данные по гранитоидам юго-восточного фланга Главного Колымского батолитового пояса / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. 8–10 апреля 2020 г., г. Якутск. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2020. С. 308–310.
12. Abdel-Rahman A-F. M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // J. Petrology. 1994. V. 35. Pt. 2. P. 525–541.
13. Akinin V. V., Miller E. L., Toro J., Prokopiev A. V., Gottlieb E. S., Pearce 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. V. 208. P. 103272.
14. Altherr R. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51–73.
15. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62.
16. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite / In: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Ed. by D. G. Gee, V. L. Pease. Geol. Soc. London. Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb SIMS геохронологических исследований циркона из гранитоидов омчикандинского, арга-эмнекенского и саханьинского комплексов

Точка анализа	Pb _c , %	U, г/г	Th, г/г	Pb*, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		Отношения изотопов					коэфф. корр.	
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		±%
Арга-эмнекенский комплекс														
6011 – кварцевый диорит; 133±1 млн лет; Элин-Эмнекенский массив; 69° 29'17.88", 142° 9'53.28"														
6011_1.1	0.62	240	65	4.4	0.28	135	±2	0.047	7.7	0.138	7.8	0.021	1.5	0.2
6011_10.1	0.50	420	150	7.61	0.37	134	±2	0.048	6.0	0.139	6.1	0.021	1.4	0.2
6011_11.1	0.00	422	127	7.77	0.31	136	±2	0.050	3.3	0.148	3.5	0.021	1.3	0.4
6011_12.1	0.00	335	98	6.05	0.30	134	±2	0.049	3.8	0.141	4.0	0.021	1.4	0.3
6011_13.1	0.46	345	213	6.05	0.64	130	±2	0.047	6.1	0.131	6.2	0.020	1.4	0.2
6011_2.1	0.00	222	68	4.02	0.32	135	±3	0.048	4.6	0.140	5.2	0.021	2.4	0.5
6011_3.1	0.00	349	119	6.4	0.35	136	±2	0.049	3.5	0.144	3.8	0.021	1.3	0.4
6011_4.1	0.65	332	163	5.94	0.51	132	±2	0.047	8.1	0.135	8.2	0.021	1.4	0.2
6011_5.1	0.40	519	316	9.47	0.63	136	±2	0.046	5.4	0.133	5.5	0.021	1.3	0.2
6011_5.2	0.58	271	79	4.77	0.30	130	±2	0.048	7.2	0.136	7.4	0.020	1.5	0.2
6011_6.1	0.00	270	91	4.74	0.35	130	±2	0.053	4.1	0.148	4.3	0.020	1.4	0.3
6011_7.1	0.50	289	138	5.2	0.49	133	±2	0.047	6.4	0.135	6.6	0.021	1.4	0.2
6011_7.2	0.47	320	93	5.81	0.30	135	±2	0.046	6.3	0.134	6.5	0.021	1.4	0.2
6011_8.1	0.61	236	73	4.34	0.32	136	±2	0.046	7.8	0.134	7.9	0.021	1.6	0.2
6011_9.1	0.85	179	57	3.16	0.33	129	±2	0.054	8.9	0.152	9.1	0.020	1.6	0.2
6010/29 – кварцевый диорит; 133±1 млн лет; Элин-Эмнекенский массив; 69° 29'26.88", 142° 9'8.28"														
6010_29_1.1	0.69	266	98	4.78	0.38	133	±2	0.045	9.5	0.128	9.6	0.021	1.4	0.15
6010_29_2.1	0.00	275	146	5.05	0.55	135	±2	0.054	5.2	0.159	5.4	0.021	1.3	0.25
6010_29_3.1	0.21	892	304	15.8	0.35	131	±1	0.049	3.7	0.138	3.8	0.021	0.8	0.21

Продолжение таблицы 1

6010_29_4.1	4.06	303	143	5.46	0.49	133	±2	0.018	79	0.051	79	0.020	2.1	0.03
6010_29_5.1	0.18	627	409	11.4	0.67	135	±1	0.047	4.5	0.136	4.6	0.021	0.8	0.18
6010_29_6.1	5.90	375	227	6.99	0.63	135	±1	0.021	69	0.059	69	0.020	2.0	0.03
6010_29_7.1	1.41	475	150	8.68	0.33	135	±1	0.039	13	0.113	13	0.021	1.1	0.09
6010_29_8.1	2.12	296	79	5.32	0.28	134	±2	0.030	30	0.085	30	0.020	1.6	0.05
6010_29_9.1	1.48	222	148	4.09	0.69	136	±2	0.040	19	0.116	19	0.021	1.6	0.09
6010_29_10.1	3.79	218	126	3.92	0.60	133	±2	0.018	80	0.051	80	0.020	2.3	0.03
<i>A-1-2015 - гранодиорит; Арга-Эмнекенский массив; 132±1 млн лет; 69°31'40.8", 141°14'56.4"</i>														
A-1-2015_1.1	0.00	351	148	6.06	0.44	128	±1	0.051	3.1	0.141	3.3	0.020	1.0	0.30
A-1-2015_2.3	0.43	329	101	5.74	0.32	129	±1	0.048	5.4	0.134	5.4	0.020	0.9	0.16
A-1-2015_5.1	0.46	433	145	7.65	0.35	131	±1	0.045	5.9	0.126	5.9	0.020	0.8	0.14
A-1-2015_4.1	0.50	309	122	5.46	0.41	131	±1	0.050	5.8	0.141	5.9	0.020	0.9	0.16
A-1-2015_2.2	0.00	346	106	6.12	0.32	131	±1	0.050	3.2	0.141	3.3	0.021	0.9	0.26
A-1-2015_3.1	0.93	454	208	8.17	0.47	132	±1	0.051	9.0	0.147	9.0	0.021	1.0	0.11
A-1-2015_6.1	0.30	496	229	8.89	0.48	133	±1	0.047	4.0	0.135	4.1	0.021	0.8	0.18
A-1-2015_1.2	0.44	515	188	9.31	0.38	134	±1	0.047	5.2	0.134	5.2	0.021	0.8	0.14
A-1-2015_2.1	0.51	268	133	5.2	0.51	143	±2	0.044	6.7	0.137	6.8	0.022	1.1	0.17
A-1-2015_1.1	0.00	351	148	6.06	0.44	128	±1	0.051	3.1	0.141	3.3	0.020	1.0	0.30
<i>Омчикандинский комплекс</i>														
<i>A-2-2015 - гранит; Омчикандинский массив 131 ± 1 млн лет; 69°38'31.2", 141°39'21.6"</i>														
A-2-2015_3.1	0.00	1249	419	21	0.35	125	±1	51.20	0.6	0.1308	2.1	0.01953	0.6	0.29
A-2-2015_10.1	0.15	1347	1358	23.4	1.04	129	±1	49.42	0.6	0.1343	2.9	0.02024	0.6	0.22
A-2-2015_6.1	0.00	1273	289	22.3	0.23	130	±1	48.97	0.7	0.1366	2.5	0.02042	0.7	0.29
A-2-2015_8.1	0.87	365	115	6.5	0.33	131	±2	48.68	1.3	0.1440	9.6	0.02054	1.3	0.14
A-2-2015_5.1	0.00	819	179	14.5	0.23	131	±2	48.65	1.3	0.1386	2.8	0.02056	1.3	0.47
A-2-2015_11.1	0.12	1987	443	35.2	0.23	131	±1	48.55	0.6	0.1377	2.3	0.02060	0.6	0.27

Окончание таблицы 1

A-2-2015_1.1	0.23	1030	526	18.4	0.53	132	±1	48.28	0.6	0.1371	3.2	0.02071	0.6	0.18
A-2-2015_2.1	0.52	421	124	7.6	0.30	133	±1	47.85	0.9	0.1350	6.4	0.02090	0.9	0.13
A-2-2015_7.1	0.64	336	90	6.09	0.28	134	±1	47.74	1.0	0.1330	8.0	0.02095	1.0	0.12
A-2-2015_9.1	0.00	51	31	1.14	0.62	165	±3	38.49	1.6	0.1910	6.8	0.02598	1.6	0.24
A-2-2015_4.1	0.07	162	129	42.5	0.82	1714	±11	3.28	0.7	4.4300	1.3	0.30460	0.7	0.56
3176-8 - гранит; 131 ± 1 млн лет; 69° 36' 28.8", 142° 1' 22.8"														
3176-8_4.1	0.20	602	171	10.5	0.29	129	±2	0.049	3.2	0.136	3.4	0.020	1.3	0.4
3176-8_7.1	0.66	310	86	5.44	0.29	130	±2	0.047	7.6	0.131	7.7	0.020	1.5	0.2
3176-8_1.1	0.43	388	139	6.8	0.37	130	±2	0.048	5.5	0.134	5.7	0.020	1.4	0.3
3176-8_10.1	0.17	1088	318	19.1	0.30	130	±2	0.048	2.6	0.135	2.9	0.020	1.3	0.4
3176-8_8.1	0.22	559	268	9.8	0.50	130	±2	0.047	3.5	0.133	3.8	0.020	1.4	0.4
3176-8_9.1	0.15	1089	229	19.1	0.22	130	±2	0.048	2.4	0.135	2.8	0.020	1.3	0.5
3176-8_3.1	0.00	175	55	3.11	0.33	131	±2	0.052	4.4	0.149	4.7	0.021	1.6	0.3
3176-8_5.1	0.15	1569	295	28	0.19	132	±2	0.048	2.1	0.138	2.5	0.021	1.2	0.5
3176-8_2.1	0.00	130	38	2.33	0.30	133	±2	0.047	5.3	0.134	5.6	0.021	1.8	0.3
AB1120 - гранит; 134 ± 1 млн лет; 68° 7' 11.28", 140° 27' 32.04"														
AB1120.1.1	2.28	160	74	2.97	0.48	136	±3	0.037	24	0.108	24	0.021	2.1	0.01
AB1120.2.1	7.41	916	231	20.8	0.26	141	±2	0.128	7.1	0.434	7.3	0.025	1.9	0.26
AB1120.3.1	0.88	800	304	15.3	0.39	140	±2	0.055	6	0.168	6.2	0.022	1.5	0.25
AB1120.4.1	0.19	543	224	9.95	0.43	136	±2	0.047	4	0.139	4.3	0.021	1.6	0,6
AB1120.6.1	2.00	1206	598	23.1	0.51	138	±2	0.370	7.2	1.43	7.6	0.028	2.6	0.34
AB1120.7.1	5.85	1892	544	38.5	0.30	141	±2	0.057	11	0.170	11	0.022	1.5	0.14
AB1120.8.1	0.50	405	174	7.42	0.44	136	±2	0.054	10	0.166	10	0.022	1.5	0.14
AB1120.9.1	4.94	1386	750	26.8	0.56	136	±2	0.046	7.3	0.135	7.5	0.021	1.7	0.23
AB1120.10.1	0.19	557	223	10.2	0.41	136	±2	0.054	7.4	0.159	7.6	0.021	1.5	0.20
AB1120.11.1	0.43	520	136	9.65	0.27	137	±2	0.050	4.5	0.148	4.8	0.021	1.6	0.33

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pb_c и Pb* - природный и радиогенный свинец соответственно. Номера анализов в табл. 2S соответствуют номерам зерен на рис. 2 а.

Таблица 2. Sr–Nd-изотопный состав гранитоидов омчикандинского, саханьинского и арга-эмнекенского комплексов

Образец	Массив	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ, %	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ, abs.	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ%	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ, abs.	Sr!	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)!	^ε Nd(T)	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM-2st)
D29-5039/44	Сахань-инский	185	237	2.267	0.262	0.709901	0.000007	6.28	35.8	0.1059	0.43	0.512505	0.000002	0.705550	0.512415	-1.08	914	1031
P33-1120	Сахань-инский	184	80.7	6.611	0.351	0.718331	0.000005	6.91	38.0	0.1101	0.50	0.512558	0.000003	0.705645	0.512464	-0.12	873	951
1154	Сахань-инский	135	41.8	9.326	0.276	0.726485	0.000007	10.1	56.5	0.1079	0.71	0.511969	0.000003	0.708590	0.511877	-11.58	1700	1902
5088/2	Сахань-инский	88	303	0.841	0.0084	0.708634	0.000009	5.90	26.0	0.1365	0.29	0.512449	0.000009	0.707057	0.512468	-3.31	1385	1165
4318/1	Омчикан-динский	131	256	1.479	0.245	0.709103	0.000006	4.22	20.6	0.1241	0.44	0.512527	0.000003	0.706266	0.512421	-0.97	1063	1022
4336/2	Омчикан-динский	141	211	1.933	0.226	0.709911	0.000006	5.16	23.8	0.1311	0.27	0.512565	0.000003	0.706203	0.512454	-0.33	1082	970
4338	Омчикан-динский	163	224	2.103	0.260	0.710298	0.000006	7.54	41.9	0.1089	0.53	0.512539	0.000003	0.706263	0.512446	-0.48	892	981
3177/2	Илин-Эмнекен-ский	183	169	3.137	0.031	0.712937	0.000013	5.80	26.8	0.1297	0.31	0.512428	0.000009	0.707364	0.512428	-4.10	1313	1190
6010/29	Илин-Эмнекен-ский	121	203	1.718	0.017	0.711012	0.000015	5.10	21.7	0.1423	0.28	0.512435	0.000009	0.707741	0.512435	-3.96	1529	1197
5177/3	Илин-Эмнекен-ский	123	211	1.695	0.226	0.710949	0.000005	5.59	26.6	0.1270	0.35	0.512366	0.000003	0.707696	0.512258	-4.15	1380	1287
5188	Илин-Эмнекен-ский	106	329	0.934	0.212	0.707916	0.000007	5.21	27.6	0.1140	0.36	0.512519	0.000003	0.706123	0.512422	-0.95	967	1020
5193	Илин-Эмнекен-ский	83.0	286	0.840	0.186	0.708310	0.000006	5.21	30.0	0.1051	0.38	0.512535	0.000002	0.706698	0.512446	-0.49	866	982
5195	Сахань-инский	94.9	304	0.905	0.191	0.707805	0.000005	5.96	43.7	0.0825	0.50	0.512553	0.000002	0.706069	0.512483	0.24	695	920

Примечание. Для нормализации использовались значения ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.375209 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Величина измеренных международных стандартов со-ответствовала: JNdi-1 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512108±2; NBS-987 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710255±8. Погрешность соответствующего изотопного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2s, abs) или процентах (2s, %). Sri, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)i соответствуют величинам изотопного состава на время 134 млн лет. Модельные возрасты T_{Nd}(DM) и T_{Nd}(DM-2st) вычислены с использованием следующих характеристик обеднённого мантийного резервуара (DM): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, а для континентальной коры принята величина ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12.

17. *Lager P. W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
18. *Samadi R., Torabi G., Kawabata H., Miller N. R.* Biotite as a petrogenetic discriminator: chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran // *Lithos*. 2021. V. 386–387. P. 106016.
19. *Sylvester P. J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 29–44.
20. *Trunilina V. A., Prokopiev A. V.* Ore-bearing magmatic systems with complex Sn-Au-Ag mineralization in the North-Eastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic belt, Russia // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 266.
21. *Weinberg R. F., Hasalová P.* Water-fluxed melting of the continental crust: a review // *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 158–188.

GRANITOID MAGMATISM OF THE JOINT AREA BETWEEN SEVERNY AND GLAVNY BATHOLITH BELTS OF THE VERKHOYAN-KOLYMA FOLD AREA

M. V. Luchitskaya^{a, #}, M. V. Gertseva^b,

Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a, I. V. Sysoyev^b,

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

^b*A. P. Karpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute,
Moscow Department, Moscow, Russian Federation*

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

New U–Th–Pb (SIMS)-geochronological, petro-geochemical and Sr–Nd isotopic data for granitoids of three plutonic complexes (sakha, omchik and arga-emneken), located in the joint area of the two large batholith belts of the Verkhoyan-Kolyma fold area, Glavny and Severny are presented. The Valanginian-Hauterivian age of the granitoids of all three complexes is established. The similarity of the granites and leucogranites of the omchik and sakha complexes to the I-S-type granites, and similarity of the arga-emneken granitoids to the I-type granites are shown. Petro-geochemical peculiarities of the granitoids composition indicate metasedimentary source for the granites and leucogranites of the omchik and sakha complexes and metamagmatic (amphibolitic), for granitoids of arga-emneken complex. Sr–Nd isotopic data show, the granitoids were melted from different crustal sources, in which various proportions of mature material of continental crust. Totality of geological and new obtained geochronological, petro-geochemical and isotopic data allow to suppose collisional setting of their formation in the terminating Valanginian-Hauterivian stage of collision between Kolyma-Omolon microcontinent and Siberian continent.

Keywords: granitoids, Glavny and Severny batholith belts, zircon, collision, Kolyma-Omolon microcontinent, Siberian continent, Verkhoyan-Kolyma fold area, Early Cretaceous

УДК 548.3, 553.21

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МИНЕРАЛА СОСТАВА $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Sb})$

© 2024 г. А. А. Межуева^{1,*}, О. В. Каримова^{1,**}, Л. А. Иванова¹, Н. Д. Толстых²,
А. А. Золотарев³, член-корреспондент РАН Н. Н. Еремин^{1,4}

Поступило 15.04.2024 г.

После доработки 16.05.2024 г.

Принято к публикации 20.05.2024 г.

В настоящей работе представлены результаты минералого-кристаллохимических исследований минерала $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.53}\text{Sb}_{0.47})$ из Чинейского месторождения (Забайкалье). Кристаллическая структура решена прямыми методами в рамках ромбической пространственной группы $Cmc2_1$, с параметрами элементарной ячейки $a = 4.1465(4)$, $b = 7.1782(6)$, $c = 5.6843(4)$ Å, $V = 169.19(2)$ Å³, $Z = 2$, и уточнена в анизотропном приближении до значения R -фактора 3.02%. Проведён анализ расшифрованной кристаллической структуры и установлено её место в ряду неизоструктурных соединений $\beta\text{-PdBi}$ – $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.53}\text{Sb}_{0.47})$ – PdSb .

Ключевые слова: соболевит, садбериит, полярит, кристаллическая структура, изоморфный ряд, монокристалльная рентгеновская дифракция, кристаллохимический анализ, сканирующая электронная микроскопия

DOI: 10.31857/S2686739724090124

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня существует несколько моделей кристаллического строения соболевита — минерала с идеализированной формулой конечного члена — PdBi . Они описываются в рамках различных пространственных групп симметрии. Авторы, впервые описавшие минерал, относят его к структурному типу никелина, и характеризуют его структуру в гексагональной пространственной группе $P6_3/mmc$ [1]. Однако симметрия синтетических фаз состава PdBi отличается: низкотемпературная α -модификация описывается моноклинной пространственной группой $P2_1$, а высокотемпературная β -модификация (переход между ними происходит при температуре 210°C) характеризуется ромбической пространственной

группой $Cmc2_1$ [2]. В работе [3] было выдвинуто предположение, что соболевит стоит считать смесью двух полиморфов PdBi .

Помимо соболевита известен минерал полярит, впервые описанный с формулой $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Pb})$ [4, 5], его кристаллическая структура пока не решена. Для полярита из Октябрьского месторождения (Норильский район, Красноярский край) сегодня известны низкосвинцовые и полностью бессвинцовые разновидности, характеризующиеся ромбической сингонией [6]; такой полярит можно считать диморфом конечного члена соболевита PdBi . В ходе экспериментального изучения системы PdPb – PdBi была синтезирована фаза Pd_2PbBi и установлено, что в её кристаллической структуре — производной от структуры высокотемпературной β -модификации PdBi — происходит упорядочение атомов свинца и висмута по разным кристаллографическим позициям [7]. При этом параметры элементарной ячейки полярита и предполагаемая пространственная группа симметрии $Cmc2_1$, определённые с помощью порошковой дифрактометрии, хорошо соотносятся со структурными характеристиками фазы Pd_2PbBi .

Авторами настоящей работы проведено исследование кристаллической структуры

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

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

³Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁴Московский государственный университет

им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: ann_mezhueva@mail.ru,

**E-mail: oxana.karimova@gmail.com

минерала состава $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Sb})$, который исходно рассматривался как высокосурьмянистая разновидность соболевскита. Структурное исследование показало, что этот минерал действительно родственен соболевскиту, но считаться его разновидностью не может.

Исследованный нами минерал происходит из Чинейского месторождения V-содержащих титаномагнетитовых руд, связанного с Чинейским анортозит-габброноритовым массивом (Забайкалье, Россия).

В Чинейском массиве минералы платиновой группы широко распространены как в экзоконтактовых, так и в эндоконтактовых сульфидных рудах. Большое их число относится к системе $\text{Pd}-\text{Bi}-\text{Te}-\text{Sb}$ [8]. Минералогическая характеристика соболевскита из руд данного массива подробно дана в работах [8–10]. Изученный нами минерал $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Sb})$ распространён в бедных вкрапленных халькопиритовых рудах экзоконтактовой зоны массива. Концентрация сурьмы в висмутиде палладия из этой зоны варьирует в диапазоне 13.5–20.75 мас. %.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Зёрна минерала $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Sb})$ были исследованы с помощью сканирующей электронной микроскопии и монокристалльной рентгеновской дифракции.

Сканирующая электронная микроскопия. Исследование химического состава производилось на сканирующем электронном микроскопе “JSM-5610LV” с энергодисперсионным спектрометром Oxford ULTIM MAX100 с аналитической программой Oxford AZtec 5.1 в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН. Ускоряющее напряжение составило 25 кВ. Спектрометр был предварительно откалиброван на эталоне Co. Размер исследуемого зерна составил приблизительно 100×60 мкм.

Исследование однородности кристаллов проводилось с помощью построения продольного и поперечного профилей составов, а также карты распределения химических элементов. Для энергодисперсионных анализов элементов по карте и в профиле использовались L-серии всех элементов. В каждом профиле накапливалось по 500 точек. Накопление всего профиля проходило в течение минимум 40 минут для получения более плавной кривой профиля химического состава. Далее проводилось накопление карты распределения элементов по площади зерна в течение

как минимум одного часа для получения четкого изображения.

Рентгеновский эксперимент и уточнение кристаллической структуры. Для исследования кристаллической структуры из эпоксидной шашки было выделено зерно известного состава размерами $0.08 \times 0.09 \times 0.05$ мм³. Набор экспериментальных интенсивностей был получен в полной сфере обратного пространства на монокристалльном рентгеновском дифрактометре “Rigaku” XtaLab Synergy-S, оснащённым высокостабильным острофокусным источником излучения PhotonJet-S (MoK α , 50 кВ, 1.0 мА) и высокоскоростным детектором HyPix-6000HE в РЦ “Рентгенодифракционные методы исследования” Научного парка СПбГУ. Обработка массива интенсивностей, включая поправки на фактор Лоренца и поляризацию, а также уточнение параметров элементарной ячейки, проведены с помощью программного пакета CrysAlis RED (Oxford Diffraction Ltd) [11]. Эмпирическая поправка на поглощение введена с помощью алгоритма SCALE3 ABSPACK. Все расчёты по расшифровке и уточнению структуры осуществлены в рамках программного пакета WinGX [12]. Анализ массива отражений зафиксировал наличие рефлексов, нарушающих гексагональную симметрию кристалла и увеличивающих вдвое один из параметров элементарной ячейки. Структура была решена прямыми методами в пространственной группе *Сттт* и уточнена в анизотропном приближении смещений всех атомов до значения R-фактора 3.02% с помощью комплекса программ SHELX [13, 14]. Основные кристаллографические характеристики, условия рентгеновского эксперимента и данные уточнения структуры приведены в таблице 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сканирующая электронная микроскопия. Данные сканирующей электронной микроскопии представлены в табл. 2. Также были получены спектры распределения элементов вдоль линий профилей (рис. 2 а, б). При совмещении спектров элементов видно, что содержание палладия остаётся неизменным, а содержания сурьмы и висмута взаимосвязанно колеблются в пределах 4 мас. %. Рассчитанные эмпирические формулы для каждого профиля так же приведены в табл. 2 (расчёт проводился на 1 атом палладия). Усреднённая эмпирическая формула по всему зерну — $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.53}, \text{Sb}_{0.47})$.

На карте распределения элементов (рис. 3) хорошо видно, что зерно имеет небольшой яркий

Таблица 1. Кристаллографические характеристики, данные эксперимента и результаты уточнения структуры Pd(Bi,Sb)

<i>M</i>	437.13
Сингония, пр. гр., <i>Z</i>	Ромбическая, <i>Cmcm</i> , 2
<i>a</i> , <i>b</i> , <i>c</i> , Å	4.1465(4), 7.1782(6), 5.6843(4)
<i>V</i> , Å ³	169.19(2)
<i>D_x</i> , г/см ³	8.581
Излучение; λ, Å	MoK _α ; 0.71073
Размер кристалла, мм ³	0.08×0.09×0.05
μ, мм ⁻¹	64.76
<i>T</i> , К	293(2)
Дифрактометр	XtaLab Synergy-S
Тип сканирования	ω
Учет поглощения	Эмпирический
<i>T_{min}</i> , <i>T_{max}</i>	0.16131, 1.000
θ _{max} , град	37.01
Пределы <i>h</i> , <i>k</i> , <i>l</i>	−7 ≤ <i>h</i> ≤ 6, −11 ≤ <i>k</i> ≤ 11, −9 ≤ <i>l</i> ≤ 9
Число отражений: измеренных/ независимых (<i>N</i> ₁) / с <i>I</i> > 2σ(<i>I</i>) (<i>N</i> ₂)	1461 / 248 / 186
Метод уточнения	по <i>F</i> ²
Число уточняемых параметров	10
Весовая схема	1/[<i>s</i> ² (<i>F_o</i> ²) + (0.0106 <i>P</i>) ²], <i>P</i> = (<i>F_o</i> ² + 2 <i>F_c</i> ²)/3
<i>R_{wn}</i> , <i>R_σ</i>	0.094, 0.062
<i>R</i> 1/ω <i>R</i> 2 по <i>N</i> 1	0.0413/0.0685
<i>R</i> 1/ω <i>R</i> 2 по <i>N</i> 2	0.0302/0.0644
<i>GoF</i> = <i>S</i>	1.012
Δρ _{min} /Δρ _{max} , э/Å ³	−3.07/2.21

на картине в режиме BSE участок с ярко выраженным преобладанием Bi (предположительно Pd₂Bi₃) и полным отсутствием Sb, который был отделён от зерна, и в дальнейшем исследовании не участвовал. Кроме того, в центре зерна проявляется зона с повышенным содержанием Sb относительно Bi, однако чёткой границы на картах распределения элементов не устанавливается, что позволяет считать зерно однородным.

Монокристалльная рентгеновская дифракция. Полученные в результате решения кристаллической структуры координаты атомов, анизотропные параметры смещений и межатомные расстояния приведены в таблицах 3, 4 и 5 соответственно.

Атомы палладия занимают в структуре одну кристаллографически независимую позицию Уайкоффа 4*b* с точечной симметрией 2/*m*. Атомы сурьмы и висмута, в свою очередь, статистически заселяют позицию Уайкоффа 4*c*, имеющую точечную симметрию *m2m*. В исследованной минеральной разновидности наблюдается изоморфное замещение сурьмы и висмута. Уточнение заселённости позиции 4*c* показало следующее соотношение атомов сурьмы и висмута: висмут — 0.60(7), сурьма — 0.40(4).

Таким образом, установленная кристаллохимическая формула минерала Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}) хорошо согласуется с данными химического состава.

Таблица 2. Данные химического состава исследованной минеральной разновидности

Химический элемент	Продольный профиль (3)			Поперечный профиль (2)		
	мин.	макс.	ср. знач.	мин.	макс.	ср. знач.
Pd, мас. %	38.56	42.76	40.81	39.48	42.08	41.34
Bi, мас. %	40.03	44.61	43.11	39.13	43.25	41.28
Sb, мас. %	19.38	22.59	21.35	20.22	25.34	22.67
Эмпирическая формула			Pd(Bi _{0.54} Sb _{0.46})			Pd(Bi _{0.51} Sb _{0.48})

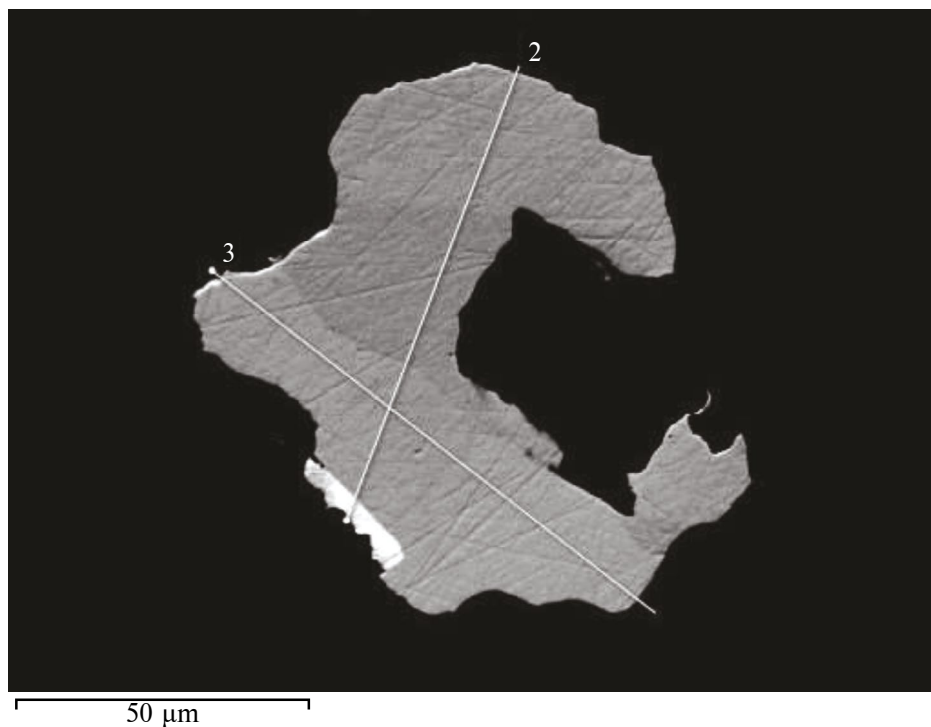


Рис. 1. Изображение исследуемого зерна, полученное в обратно-рассеянных электронах; профиль 3 — продольный, профиль 2 — поперечный.

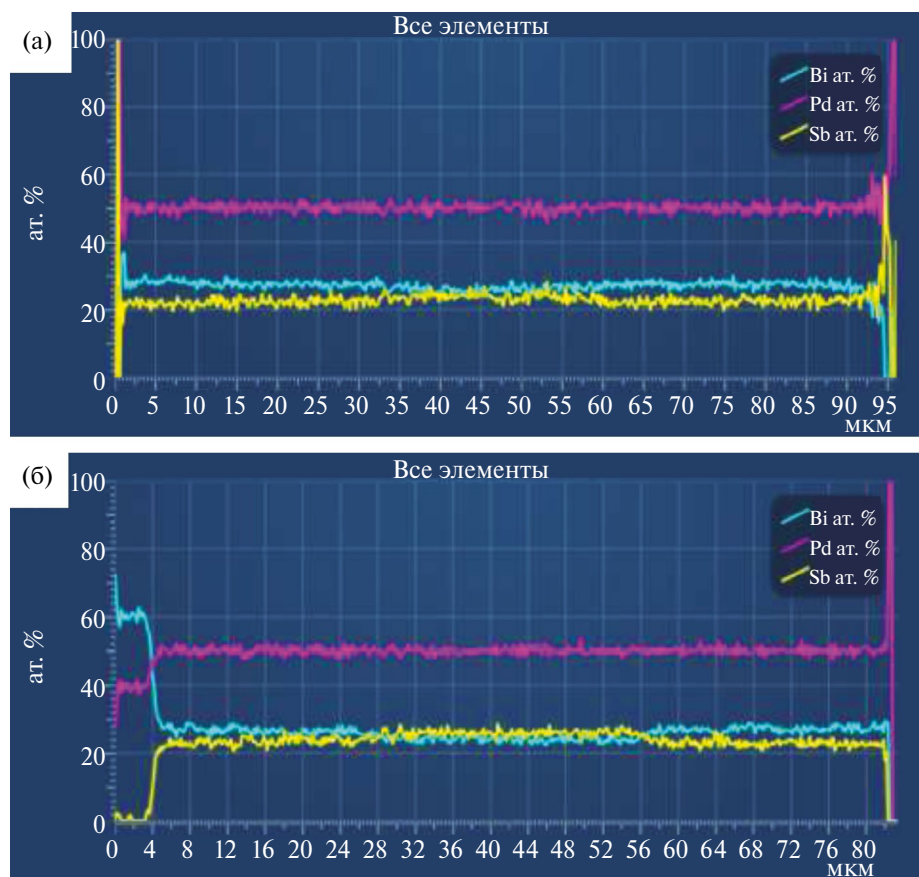


Рис. 2. Продольный (а, линия 3) и поперечный (б, линия 2) спектр распределения химических элементов.

Кристаллическая структура минерала представляет собой ромбически искажённую гексагональную двуслойную плотнейшую упаковку из атомов пниктогена (сурьмы и висмута), в которой атомы палладия занимают все октаэдрические пустоты. Таким образом, можно сказать, что это производная от структурного типа никелина NiAs с послойным упорядочением атомов упаковки.

Полиэдрическая модель структуры представляет собой каркас колонок октаэдров Pd(Bi,Sb)₆, вытянутых вдоль направления z. Соседние октаэдры в колонке объединяются общими гранями (рис. 4).

Данная кристаллическая структура очень близка к структуре пирротина NC-типа (N = 5.5) [15]. Однако, она отличается от различных модификаций пирротина тем, что Pd заселяет все октаэдрические пустоты, тогда как в кристаллических структурах пирротина для сохранения электронейтральности кристаллической постройки возникают вакансии в катионных позициях, занимаемых ионами железа различной валентности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сурьма и висмут находятся в группе Va Периодической таблицы химических элементов,

Таблица 3. Координаты базисных атомов и эквивалентные параметры тепловых смещений в структуре исследованной минеральной разновидности

Атом	Позиция Уайкофф	x/a	y/b	z/c	$U_{\text{экв}}, \text{\AA}^2$
Bi/Sb*	4c	0	0.1666(5)	$\frac{3}{4}$	0.0171(9)
Pd	4b	0	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	0.0224(6)

Примечание. * Заселённость позиции: Bi 0.60(7), Sb 0.40(4)

а их атомные радиусы весьма близки, что связано с эффектом лантаноидного сжатия, поэтому можно было бы ожидать хорошую смесимость между минералами ряда соболевскит PdBi–сидбериит PdSb. Однако исследованная нами структура не эквивалентна структуре ни одного из этих крайних членов, то есть в указанном изоморфном ряду имеет место изодиморфизм, что, возможно, связано с ограниченным изоморфизмом Bi–Sb.

Проведём кристаллохимическое сравнение трёх кристаллических структур (табл. 6) в ряду PdBi–Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4})–PdSb, чтобы определить влияние изоморфизма пниктогенов в данных фазах на устойчивость структурного типа. Рассмотрим подробнее крайние члены ряда.

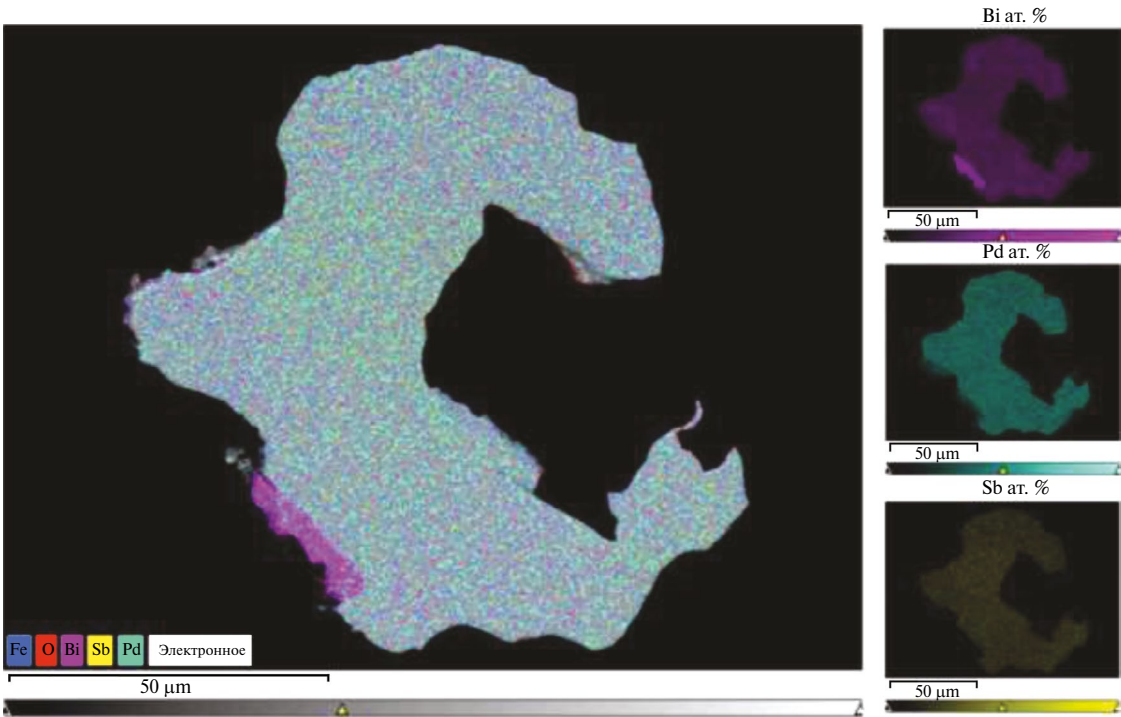


Рис. 3. Карты распределения химических элементов по площади зерна.

Таблица 4. Анизотропные тепловые коэффициенты атомов в кристаллической структуре исследованной минеральной разновидности

Атом	U_{11}	U_{22}	U_{33}	U_{23}	U_{13}	U_{12}
Bi/Sb	0.0171(4)	0.0146(6)	0.0197(5)	0.000	0.000	0.000
Pd	0.0302(5)	0.0280(2)	0.0091(2)	0.0001(2)	0.000	0.000

По данным порошковой дифрактометрии, кристаллическая структура садбериита PdSb [16], как и его синтетического аналога [17], относится к структурному типу никелина, где атомы палладия занимают позицию никеля, а атомы сурьмы — позиции мышьяка, и характеризуется гексагональной пространственной группой $P6_3/mmc$.

Как упоминалось выше, на данный момент существует разногласие в представлениях о структурах соболевскита PdBi и синтетических фаз данного состава. Прямая расшифровка структуры соболевскита не проводилась, поэтому сравнение нами проведено с высокотемпературной ромбической β -модификацией [18] как наиболее близкой к изученной в данной работе.

Как видно из табл. 6, в ряду соединений β -PdBi–Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4})–PdSb наблюдается закономерное изменение симметрии. По сравнению с гексагональной структурой садбериита PdSb (пр. гр. $P6_3/mmc$), симметрия исследованной нами структуры Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}) понижается до ромбической и характеризуется пространственной

Таблица 5. Межатомные расстояния исследованной минеральной разновидности

	Атом	Расстояние, Å
Bi/Sb	Pd×2	2.7830(8)
	Pd×4	2.7837(4)
Pd	Bi×2	2.7830(8)
	Bi×4	2.7837(4)
	Pd×2	2.8421(2)

группой $Cmcm$. При дальнейшем повышении содержания Bi (у β -PdBi) симметрия ещё понижается до ромбической пространственной группы $Cmc2_1$ с изменением размеров элементарной ячейки, т.е. образованием сверхструктуры. Вероятной причиной понижения симметрии в висмут-содержащих соединениях является увеличение ионных радиусов атомов пниктогенов, формирующих структуру.

В структуре PdSb имеется две атомные позиции: позиция $2a$ атомов палладия с точечной симметрией $\bar{3}m$ (табл. 7), и позиция $2c$ атомов сурьмы с точечной симметрией $\bar{6}m2$. Понижение симметрии происходит вследствие смещения атомов Pd и Bi/Sb из этих высоко-симметричных позиций. В результате в структуре Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}) исчезают оси третьего и шестого порядка. Симметрия позиции Pd в исследованной структуре понижается до $2/m$, а симметрия позиции Bi/Sb понижается до $mm2$. В структуре высокотемпературной модификации фазы β -PdBi симметрия позиций атомов палладия и висмута ещё больше понижается по сравнению со структурами фаз Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}) и PdSb (табл. 7). В этом случае наблюдается также расщепление одной позиции атомов палладия и одной позиции атомов сурьмы на три позиции атомов Pd и Bi соответственно (табл. 7).

В гексагональной кристаллической структуре чисто сурьмянистой фазы наблюдаются правильные октаэдры PdSb₆, в которых все шесть

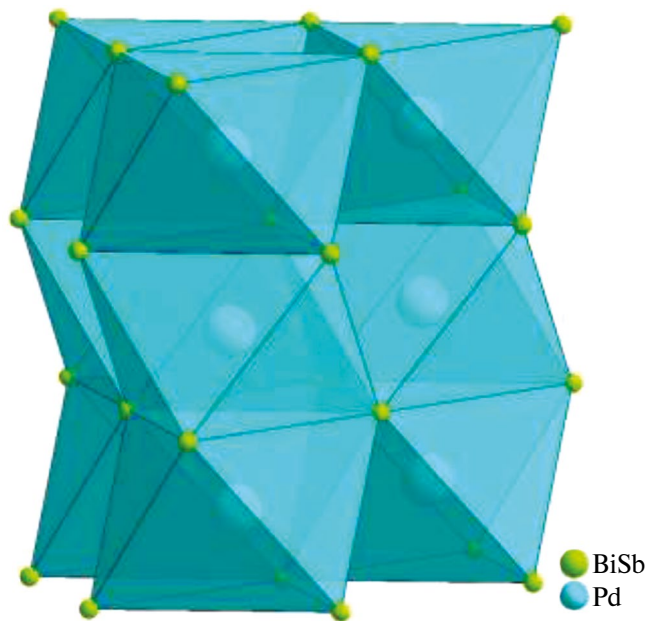


Рис. 4. Полиэдрическая модель фрагмента кристаллической структуры Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}).

Таблица 6. Кристаллографические параметры членов ряда PdBi–PdSb

	β -PdBi, [18]	Pd(Bi _{0.6} Sb _{0.4}) (настоящая работа)	PdSb, [17]
Сингония	Ромбическая	Ромбическая	Гексагональная
Пространственная группа	$Cmc2_1$	$Cmcm$	$P6_3/mmc$
Параметры элементарной ячейки, Å	$a = 7.203$ $b = 8.707$ $c = 10.662$	$a = 4.147$ $b = 7.178$ $c = 5.684$	$a = 4.075$ $c = 5.591$

расстояний Pd–Sb эквиваленты между собой и равны 2.737 Å. Расстояния Pd–Pd в данной структуре имеют следующие значения: два коротких между слоями — 2.796 Å, и шесть длинных в одном слое, равнозначных между собой — 4.075 Å.

В изученной нами структуре расстояния Pd–Bi/Sb не эквивалентны — наблюдаются два более коротких расстояния, равных 2.783 Å, и четыре более длинных, равных 2.784 Å (табл. 5). Аналогичная ситуация наблюдается и в расстояниях Pd–Pd, которые характеризуют расстояния между центрами октаэдров одного слоя в соседних колонках (в плоскости xy). Здесь наблюдаются четыре расстояния 4.145 и два 4.147 Å. В колонке, однако, расстояния между атомами палладия соседних октаэдров меньше — оно равно 2.842 Å (половина параметра с элементарной ячейки).

Отметим, что понижение симметрии от гексагональной до ромбической приводит к закономерному увеличению объёма элементарной ячейки по сравнению с элементарной ячейкой садбериита PdSb, структуру которого можно рассматривать в качестве прототипа данного гомологического ряда. Матрица перехода элементарных ячеек следующая: $\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$. Как видно, параметры $a_{Sb} = a$ и $c_{Sb} = c$ элементарных ячеек остаются неизменными, а параметр b для ромбической ячейки будет определяться вектором $\mathbf{b} = (\mathbf{a}_{Sb} + 2\mathbf{b}_{Sb})$, где для гексагональной ячейки параметры обозначаются с индексом Sb, а ромбической — без индексов (рис. 5 а).

Дальнейшее понижение симметрии от ромбической пространственной группы $Cmcm$ до ромбической пространственной группы $Cmc2_1$ вызвано смещением атомов таким образом, что происходит исчезновение поворотной оси 2 в плоскости xy , зеркальной плоскости m , располагавшейся перпендикулярно направлению z элементарной ячейки и центра симметрии.

Таблица 7. Точечная симметрия позиций атомов палладия и пниктогена в ряду кристаллических структур β -PdBi–Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4})–PdSb

Атом	β -PdBi, [18]	Pd(Bi _{0.6} Sb _{0.4}) (настоящая работа)	PdSb, [17]
Палладий	Pd1 m Pd2 m Pd3 1	Pd $2/m$	Pd $\bar{3}m$
Пниктид	Bi1 m Bi2 m Bi3 1	Bi/Sb $mm2$	Sb $\bar{6}m2$

Исчезновение этих элементов симметрии приводит к удвоению параметров a и c элементарной ячейки, а также к смене направлений x и y (рис. 5 б, табл. 6). Таким образом, параметры элементарных ячеек в этом случае преобразуются следующим образом: $a_{Bi} = b$, $b_{Bi} = 2a$, $c_{Bi} = 2c$; параметры элементарной ячейки в группе $Cmc2_1$ обозначены с индексом Bi. Матрица перехода при этом понижении симметрии будет следующей: $\begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}$.

Описанные преобразования приводят к тому, что одна позиция Pd в изученной структуре расщепляется на три в β -PdBi. Аналогично происходит понижение точечной симметрии и расщепление позиции атомов Bi при удалении из структуры атомов сурьмы (табл. 7).

Заметим, что при понижении симметрии меняется и полиэдрический мотив структур. В структуре PdBi у атомов палладия наблюдается уже семь ближайших соседей висмута, причём расстояния Pd–Bi увеличиваются и находятся в диапазоне от 2.809 до 3.229 Å. Расстояния Pd–Pd, в свою очередь, составляют более сложный организованный набор, так как три типа атомов

разделяются на два слоя и ближайшие расстояния сильно изменяются: для атома Pd1 мы наблюдаем четырех ближайших соседей — два атома Pd3 на расстоянии 3.012 Å и два атома Pd2 на расстояниях 3.299 и 3.904 Å; для атома Pd2, помимо описанных расстояний, существуют два более коротких — с атомом Pd3, равных 2.696 Å; для атома Pd3, который находится уже в другом слое, ближайшими расстояниями будут уже упомянутые 3.012 Å с Pd1 и 2.696 Å с Pd2. Кроме них в том же слое будут располагаться ещё два атома Pd3 — на расстояниях 3.626 и 3.936 Å соответственно.

ВЫВОДЫ

Полученные нами данные расширяют представления о кристаллических структурах минералов в ряду твёрдых растворов PdBi–PdSb. Кристаллическая структура природного соединения $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.6}\text{Sb}_{0.4})$ оказалась уникальной, не эквивалентной структурам крайних членов этого ряда. Детальный анализ кристаллохимических особенностей в ряду $\beta\text{-PdBi}$ – $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.6}\text{Sb}_{0.4})$ –PdSb позволяет сделать следующие заключения.

Во-первых, в ряду соболевскит PdBi–садбериит PdSb существует несколько родственных структурных типов. Полученные нами результаты ставят под сомнение вывод [1] о том, что соболевскит PdBi характеризуется структурным типом никелина и гексагональной пространственной группой $P6_3/mmc$.

Во-вторых, поскольку существует неоднозначность в представлениях о кристаллических

структурах минералов с составами крайнего члена PdBi — соболевскита и полярита, то с точки зрения структурной минералогии изученный нами образец можно было бы характеризовать не как соболевскит, а как полярит. Однако, изученный нами минерал состава $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.6}\text{Sb}_{0.4})$ не характеризуется гексагональной пространственной группой $P6_3/mmc$, как принято сегодня для соболевскита, и не соответствует по составу (большое количество сурьмы, отсутствие свинца) и кристаллохимическим данным (ромбическая пространственная группа $Cmc2_1$) поляриту. Природное соединение $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.6}\text{Sb}_{0.4})$ является самостоятельным минеральным видом, обладающим как уникальным составом, так и уникальной структурой.

Однозначно показано, что между соболевскитом и садбериитом отсутствует непрерывный изоморфный ряд, поэтому правило 50% используемое в минералогической номенклатуре [19], не применимо для этих двух фаз.

Таким образом кристаллические структуры минералов, отвечающих по химическому составу конечному члену PdBi, но содержащих различные примеси (Sb, Pb и др.), требуют дальнейших структурных исследований для нахождения границ устойчивости структурных типов в соответствующих системах твердых растворов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы № 124022400142-2 государственного задания ИГЕМ РАН, и частично государственного

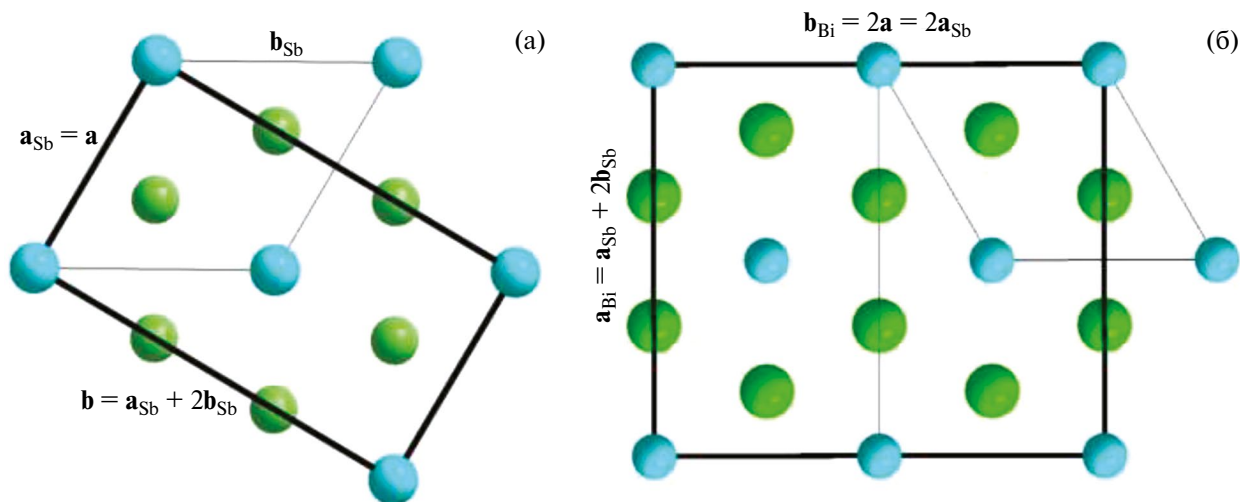


Рис. 5. Взаимосвязь между элементарными ячейками PdSb, $\text{Pd}(\text{Bi}_{0.6}\text{Sb}_{0.4})$ (а) и $\beta\text{-PdBi}$ (б) в проекции, перпендикулярной направлению z . Голубые круги символизируют атомы Pd, зелёные — атомы пниктогена (Bi/Sb).

задания ИГМ СО РАН № 122041400044-2 (верификация минеральных особенностей), финансируемых Министерством науки и высшего образования РФ. Дифракционный эксперимент выполнен в центре рентгенодифракционных методов исследования Научного парка СПбГУ в рамках проекта АААА-А19-119091190094-6

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д., Коваленкер В. А.* Новый висмутид палладия – соболевскит и номенклатура минералов системы PdBi–PdTe–PdSb // Зап. ВМО. 1975. Т. 104. № 5. С. 568.
2. *Okamoto H.* The Bi–Pd (Bismuth–Palladium) System // Journal of Phase Equilibria. 1994. 15(2). P. 191–194.
3. *Bayliss P.* Revised unit-cell dimensions, space group, and chemical formula of some metallic minerals // The Canadian Mineralogist. 1990. Т. 28. № 4. P. 751–755.
4. *Cabri L. J., Traill R. J.* New palladium minerals from Noril'sk, Western Siberia // Canadian Mineralogist. 1966. 8. P. 541–550.
5. *Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В., Вьяльсов Л. Н.* Полярит, Pd (Pb, Bi)–новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1969. № 6. С. 708–715.
6. *Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д.* Некоторые вопросы номенклатуры минералов платиновых металлов // Проблемы генетической и прикладной минералогии: сборник статей. М.: Наука, 1990. С. 196–209.
7. *Mayer H. W., Bhatt Y. C., Schubert K.* Kristallstrukturen von Pd₂PbBi UND Pd₄PbBi₃ // Journal of the Less Common Metals. 1979. Т. 66. № 1. P. P1–P9.
8. *Толстых Н. Д., Кривенко А. П., Криволицкая Н. А., Гонгальский Б. И., Житова Л. М., Котельникова М. В.* Благороднометалльная минерализация сульфидных руд Чинейского плутона // Платина России. Т. 5. М.: Геоинформмарк: 2004. С. 225–249.
9. *Толстых Н. Д., Кривенко А. П., Пальчик Н. А., Изох А. Э.* Новые разновидности соболевскита PdBi, содержащие Sb и Te // ДАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 669–672.
10. *Tolstykh N.* PGE mineralization in marginal sulfide ores of the Chineisky layered intrusion, Russia // Mineralogy and Petrology. 2008. V. 92. P. 283–306.
11. *Agilent CrysAlis P. R. O.* Agilent Technologies UK Ltd. Yarnton, Oxfordshire, England, 2012.
12. *Farrugia L. J.* WinGX Program System // J. Appl. Cryst. 1999. V. 32. P. 837.
13. *Sheldrick G. M.* A short history of SHELX // Acta Crystallographica Section A: Foundations of Crystallography. 2008. V. 64. № 1. P. 112–122.
14. *Sheldrick G. M.* Crystal structure refinement with SHELXL // Acta Crystallographica. 2015. C. 71. 3–8.
15. *Yamamoto A., Nakazawa H.* Modulated structure of the NC-type (N= 5.5) pyrrhotite, Fe_{1-x}S // Acta Crystallographica Section A. 1982. 38(1). P. 79–86.
16. *Cabri L. J., Laflamme J. H. G.* Sudburyite, a new palladium-antimony mineral from Sudbury, Ontario // The Canadian Mineralogist. 1974. V. 12. № 4. P. 275–279.
17. *Kim W. S., Chao G. Y.* Phase relations in the system Pd–Sb–Te // The Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. № 3. P. 401–409.
18. *Журавлев Н. Н.* Структура сверхпроводников. X. Термическое, микроскопическое и рентгенографическое исследования системы висмут-палладий // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 1957. Т. 32. Вып. 6. С. 1305–1312.
19. *Nickel E. H.* Solid solutions in mineral nomenclature // Eur. J. Mineral. 1992. V. 4. P. 385–387.

THE CRYSTAL STRUCTURE OF A MINERAL WITH COMPOSITION Pd(Bi,Sb)

A. A. Mezhueva^{a, #}, O. V. Karimova^{b, ##}, L. A. Ivanova^a, N. D. Tolstykh^b,
A. A. Zolotarev^c, Corresponding Member of the RAS N. N. Eremin^{a, d}

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Science,
Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch
of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation*

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

^d*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: ann_mezhueva@mail.ru,*

^{##}*E-mail: oxana.karimova@gmail.com*

A mineral with composition Pd(Bi_{0.54}Sb_{0.46}) – intermediate between sobolevskite, ideally PdBi, and sudburyite, PdSb, from the Chineisky Deposit (Transbaikal region, Russia) was studied by SEM and XRD methods. Its crystal structure solved and refined ($R = 3.02\%$) based on the single crystal X-ray diffraction data. The structure is orthorhombic, and the space group is *Cmcm*. The unit-cell parameters are $a = 4.1465(4)$, $b = 7.1782(6)$, $c = 5.6843(4)$ Å, $V = 169.19(2)$ Å³, $Z = 2$. The series of the structures β -PdBi – Pd(Bi_{0.6}Sb_{0.4}) – PdSb and sobolevskite – sudburyite are discussed.

Keywords: sobolevskite, sudburyite, polarite, crystal structure, isomorphism, single-crystal X-ray diffraction, crystal chemical analysis, scanning electron microscopy, Chineisky complex

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА МАДАГАСКАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО ДАННЫМ 29-ГО РЕЙСА НИС “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2024 г. С. Ю. Соколов*, К. О. Добролюбова, Н. Н. Турко,
Е. А. Мороз, А. С. Абрамова, А. О. Мазарович

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 04.04.2024 г.

Поступило 04.04.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Морфология дна Мадагаскарской котловины от о. Маврикий до Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) представлена характерным для спредингового фундамента грядовым рельефом, азимут которого отличается на $\sim 90^\circ$ для котловины к северу от ЮЗИХ и его клиновидной субширотной рифтовой системы, разделённых абиссальным уступом. Дано генетическое определение этой формы рельефа дна, которая формируется при разрыве древнего фундамента и начале аккреции коры ортогональной азимуту, существовавшему до разрыва. Формирование клина восточной части ЮЗИХ началось ~ 41 млн лет назад и выражено более высокими (± 1100 м) амплитудами вариаций рельефа, чем у фундамента до разрыва (± 250 м). Смена морфологии также связана с изменением азимута спрединга литосферного блока к северу от ЮЗИХ на 24° , которое открыло новое пространство для аккреции. Морфология рельефа в клине и за его пределами показывает связь её параметров с замедлением скорости спрединга почти в 3 раза при изменении кинематики плит. Высокоамплитудный грядовый рельеф в ультрамедленном сегменте ЮЗИХ с признаками нетрансформного смещения совмещается с максимумами и минимумами аномалий Буге, в области которых по литературным данным подняты серпентинизированные перидотиты и базальты, указывающие на наличие срывов с обнажением ультраосновных пород и минимальный магматический дебет. Аномалии Буге вдоль регионального профиля в полной мере отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо большее разуплотнение в верхней мантии, чем около активной межплитной границы ЮЗИХ. Отсутствие глубинного восходящего потока под новообразованным сегментом ЮЗИХ и наличие “холодного” разрыва в мантийных “горячих” линзах по данным сейсмофотографии указывает на действие в литосфере тангенциальных сил, не связанных с общемантийной конвекцией. Образование новой ортогональной рифтовой системы с ультрамедленными скоростями является адаптацией к вариациям параметров кинематики прилегающих литосферных плит.

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет, абиссальный уступ, морфология рельефа, скорость и азимут спрединга, аномалии Буге, сейсмофотографический разрез, холодная мантия

DOI: 10.31857/S2686739724090131

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические условия образования океанического фундамента в ультрамедленных спрединговых хребтах зависят от кинематики плит и термального состояния мантии в области

дивергентной границы [1], которые влияют на толщину хрупкого слоя и характер магматизма. Данные процессы, составляющие основу тектогенеза в области срединно-океанических хребтов и, в частности, Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), определяют морфологию рельефа дна, по которой проводится интерпретация условий образования коры. В ходе работ 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) была проведена съёмка

Геологический институт Российской Академии наук,
Москва, Россия
*E-mail: sysokolov@yandex.ru

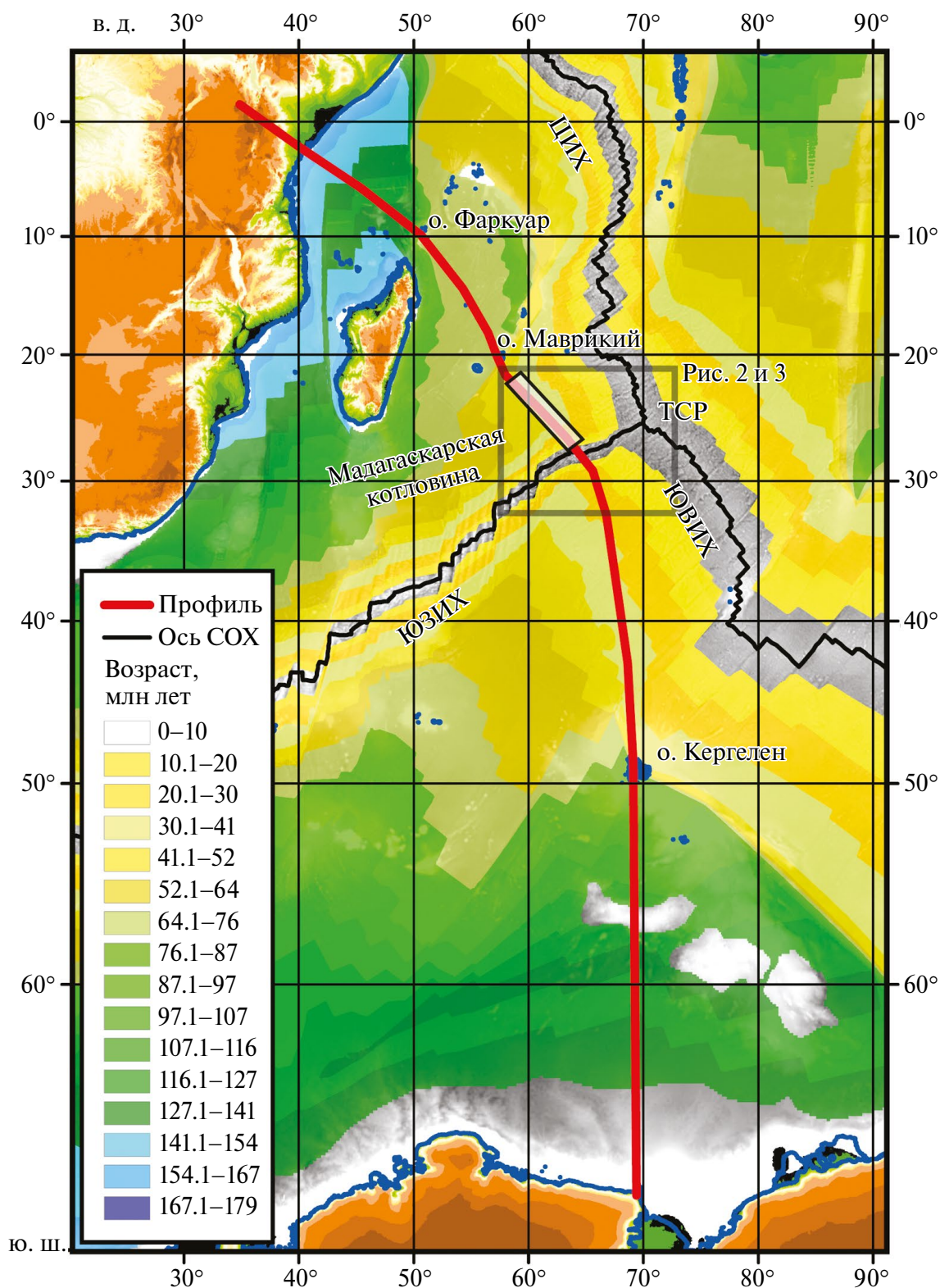


Рис. 1. Положение регионального профиля с сейсмотомографическим разрезом рис. 5-5. и возраст фундамента по данным [5]. Возрастной интервал 0–10 млн лет показан прозрачным. Рельеф показан по данным [9] в оттенках серого цвета для океанической области. Светлым прямоугольником показано положение полигона “Маврикий” 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Серым прямоугольником показаны рамки планшета рис. 2 и 3. ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет; ЮВИХ — Юго-Восточный Индийский хребет; ЦИХ — Центральный Индийский хребет; ТСР — тройное сочленение Родригес.

рельефа дна Мадагаскарской котловины между восточным окончанием ЮЗИХ до тройного сочленения Родригес (ТСР) и о. Маврикий (рис. 1). За исключением работ непосредственно вдоль ЮЗИХ, в котловине детальных работ практически не проводилось. Исключение составляют работы на НИС “Марион Дюфрен” (Франция), проведённые к юго-востоку от о. Маврикий и одноимённой зоны разлома, протягивающейся вдоль восточного склона о-вов Маврикий и Реюньон, но не достигающие ЮЗИХ [2]. В ходе работ ГИН РАН установлено изменение простираций форм грядового рельефа, проходившее минимум в два этапа эволюции хребта и его западного фланга [3]. По данным [4] чётко выражена вдольосевая сегментация ЮЗИХ, отражающая локальные перестройки кинематики плит, которые имели место в процессе раскрытия его восточной части. Полученные детальные батиметрические данные позволили также сделать предположение о вкладе процессов серпентинизации в формирование макроформ рельефа. Для достижения большей достоверности интерпретации геодинамики района и рельефа дна батиметрию необходимо дополнить другими геофизическими данными, отражающими глубинные свойства коры и мантии, и формирующими непротиворечивый фактурный комплекс. Такими данными являются сейсмическая томография, аномальное гравитационное поле в редукции Буге и аномальное магнитное поле (АМП). Для томографии основным вариантом происхождения вариаций скоростей является их термальная интерпретация, подкреплённая магматическими процессами, хотя может ещё существовать связь с вещественным составом и тензочувствительностью. Задачей настоящей работы является определение и обоснование глубинных геодинамических факторов вариаций структурного рисунка рельефа в районе исследований.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАЙОНА

Структура ЮЗИХ на востоке стыкуется с Центральным Индийским хребтом (ЦИХ) в области ТСР (см. рис. 1). Распределение значений возраста фундамента, построенное по данным [5], показывает в котловине смену ориентации изохрон на $\sim 90^\circ$. Возраст фундамента определялся по данным АМП [6] (рис. 2) и индексированных линейных магнитных аномалий. Разрыв субмеридиональных аномалий и формирование АМП с субширотной ориентацией для данного района известен давно [7]. Из приведённых данных следует, что в интервале времени от 43 до 41 млн

лет назад произошёл разрыв спредингового фундамента западного фланга ЦИХ с вклиниванием новой рифтовой структуры ЮЗИХ перпендикулярно ЦИХ около ТСР. По данным [5] нами была рассчитана карта азимутов направлений спрединга, значения которых для пятимиллионных интервалов возраста обозначены на периферии субширотной рифтовой системы (см. рис. 2). Из этих значений следует, что после ортогонального разрыва западного фланга ЦИХ азимут спрединга к северу от ЮЗИХ в современных координатах изменился. До разрыва средний азимут составлял 222° , а после — 246° . Скачкообразное изменение вектора движения литосферной плиты на $\sim 24^\circ$ открыло вдоль рифта ЮЗИХ новое пространство для наращивания краёв расколотой литосферной плиты спрединговым фундаментом ортогонально исходному направлению, имеющее форму клина с вершиной в ТСР.

По данным [8] эоценовая перестройка кинематических параметров спрединга имела место практически для всех плит. Пара Африка-Индостан к северу от ЮЗИХ по данным [5] отличается снижением скоростей спрединга от ~ 6.3 см/год до ~ 2.1 см/год. Изменение азимута спрединга на $\sim 24^\circ$, произошедшее в то же время (см. рис. 2), стало открывать в клиновидном пространстве восточной части ЮЗИХ окно для спрединговой акреции коры со скоростью $\sin(24^\circ) \times (2.1 \text{ см/год})$, что составляет ~ 0.8 см/год. Таким образом, восточная часть ЮЗИХ с ультрамедленным спредингом возникла как форма адаптации к новой рифтовой системе из-за быстрой по геологическому времени смены кинематики блоков литосферной плиты к западу от ЦИХ. Указанные значения скоростей спрединга иллюстрируются изменениями расстояний между изохронами возраста фундамента (см. рис. 2).

Акреция магматического фундамента при описанной смене кинематики плит сопровождается образованием особой формы рельефа (*абиссальный уступ*) (рис. 3), обрамляющей клиновидную область, сформированную после изменения параметров движения. Его определение, содержащее элементы структуры и генезиса, может быть сформулировано следующим образом: *Абиссальным уступом называется океаническая внутриплитная линейная форма рельефа дна, представляющая собой ступень, протяжённостью в сотни км при углах наклона склона более 10° и с перепадом глубин от 1000 до 2000 м. Он формируется при расколе и растяжении древней океанической коры ортогонально азимуту спрединга, существовавшего до раскола, и при процессах*

аккреции коры, идущих также ортогонально исходному азимуту с образованием новых грядовых форм рельефа в углублённом основании уступа, сочленяющихся с более древними под углами $\sim 90^\circ$. Детальный пример рельефа абиссального уступа по данным многолучевой батиметрии приведён на рис. 4-1. Отметим, что аналогичные формы рельефа могут возникать по бортам пассивных частей трансформных разломов при возникновении в них растяжения, не переходящего в ортогональный спрединг, которое, как правило, подтверждается деформациями осадочного чехла, накопленного в разломном трое [12, 13].

РЕЛЬЕФ ДНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЗИХ

Результаты многолучевой батиметрической съёмки 29-го рейса НИС “Академик Николай

Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) рельефа дна восточной части ЮЗИХ и Мадагаскарской котловины приведены на рис. 4-1 и рис. 5-1 соответственно. Цифровая модель рельефа (ЦМР) на сетке 100 м была получена многолучевым эхолотом SeaBat 7150 (Дания). Для ЮЗИХ (см. рис. 4-1) она иллюстрирует абиссальный уступ, определению которому дано выше. Максимальная высота уступа составляет ~ 1600 м. На относительно вышележащих участках дна котловины, ограниченных верхней бровкой южного и северного уступов амплитуды рельефа фундамента, сформированного при скоростях спрединга ~ 2.1 см/год, составляют ± 250 м и отличаются регулярным структурным рисунком грядового рельефа. Стенки уступа осложнены вертикальными выступами, которые согласуются с грядами, слагающими дно прилегающей абиссальной котловины. Однако, со спрединговыми структурами, слагающими тело клина, краевые уступы

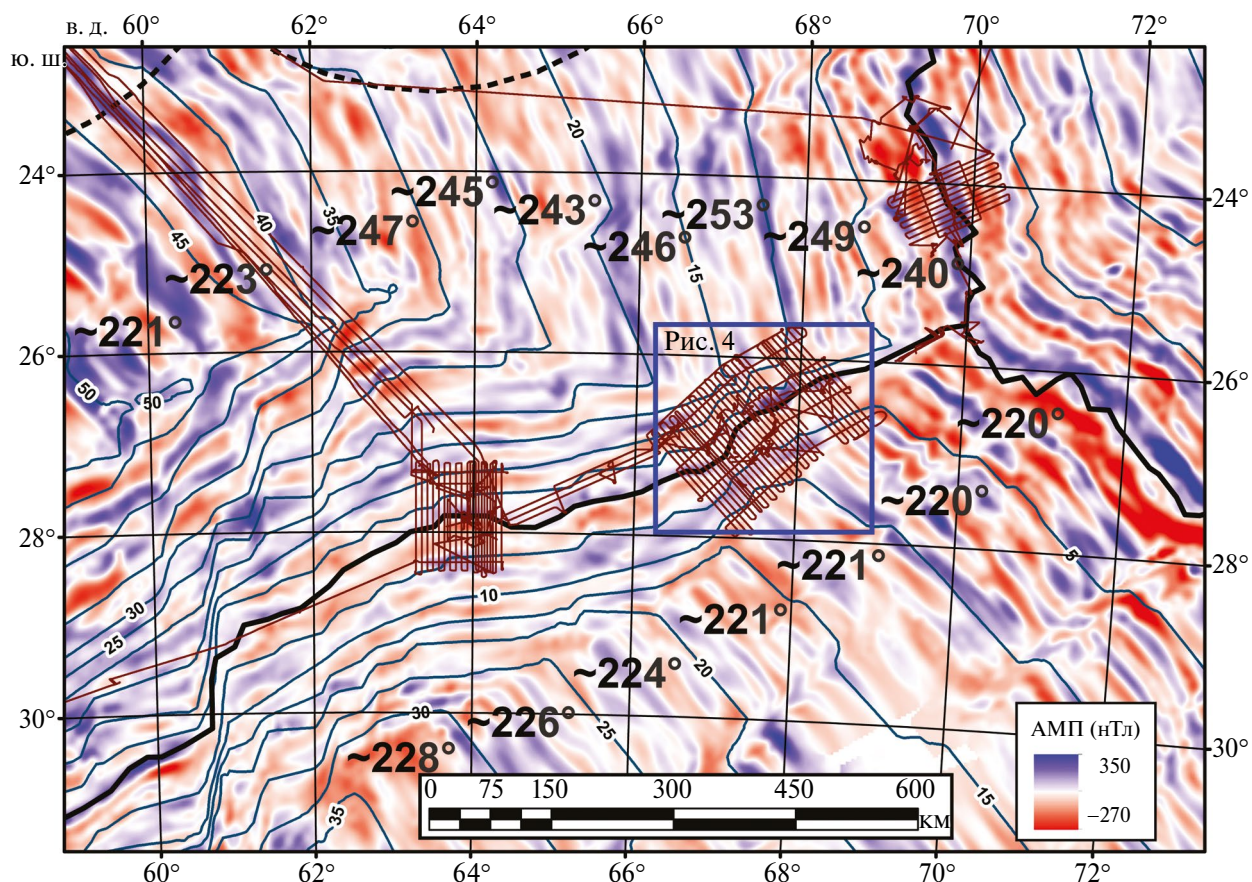


Рис. 2. Аномальное магнитное поле (АМП) восточной части ЮЗИХ по данным [6]. Изолинии с цифрами — возраст фундамента (млн лет) по данным [5]. Линии: коричневые — маршрут 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013); чёрная утолщённая — оси хребтов; чёрная пунктирная — 200-мильная экономическая зона. Цифрами показаны значения азимутов спрединговой аккреции коры в современных координатах в пятимиллионных интервалах, рассчитанные по матрице возрастов [5]. Синим прямоугольником показано положение планшета на рис. 4.

сопряжены с чётко выраженным азимутальным несогласием. В пределах клина, заданных геометрией уступов, это указывает на разрыв единого спредингового фундамента и заложение ранее не существовавшего рифтового сегмента ортогонально ЦИХ, которое было проиллюстрировано данными АМП (см. рис. 2).

Спрединг в новом рифтовом сегменте клина проходит с ультрамедленными скоростями ~ 0.8 см/год, при которых формируется рельеф, отличающийся от рельефа более высокоскоростного фундамента на поднятых крыльях уступов (см. рис. 4–1). Его грядовая структура отличается существенно большей амплитудой рельефа — ± 1100 м. Кроме того максимальный перепад высот в пределах полигона от днища рифтовой долины (-5788 м) до вершин изометричных гор на её бортах (-1170 м) составляет ~ 4600 м. Такие глубины оси рифта указывают на аккрецию коры в условиях низкого бюджета магмы при медленном спрединге [17]. Увеличение амплитуды рельефа дна с уменьшением скоростей

спрединга является характерным свойством океанского рифтогенеза. Для геодинамической обстановки с замедлением кинематики плит оно было показано экспериментально на установке физического моделирования Музея Землеведения МГУ [18, 19].

Наибольшего значения амплитуда рельефа достигает в интервале ЮЗИХ от $67^{\circ}00'$ до $67^{\circ}45'$ в. д., в котором ось рифта испытывает изгиб, указывающий на её нетрансформное смещение. В приведённом примере этот изгиб является унаследованным и повторяет общую геометрию северного уступа (см. рис. 3), который в данном интервале долгот формировался при локальном отклонении азимута спрединга до 253° (см. рис. 2). Сопоставление аномального рельефа указанного интервала с аномалиями Буге (рис. 4–2) в режиме полупрозрачного совмещения показывает наличие весьма контрастного поля этой редукции от 194 до 367 мГал. Наибольший разброс амплитуд аномалий Буге наблюдается непосредственно в зоне нетрансформного смещения. Область

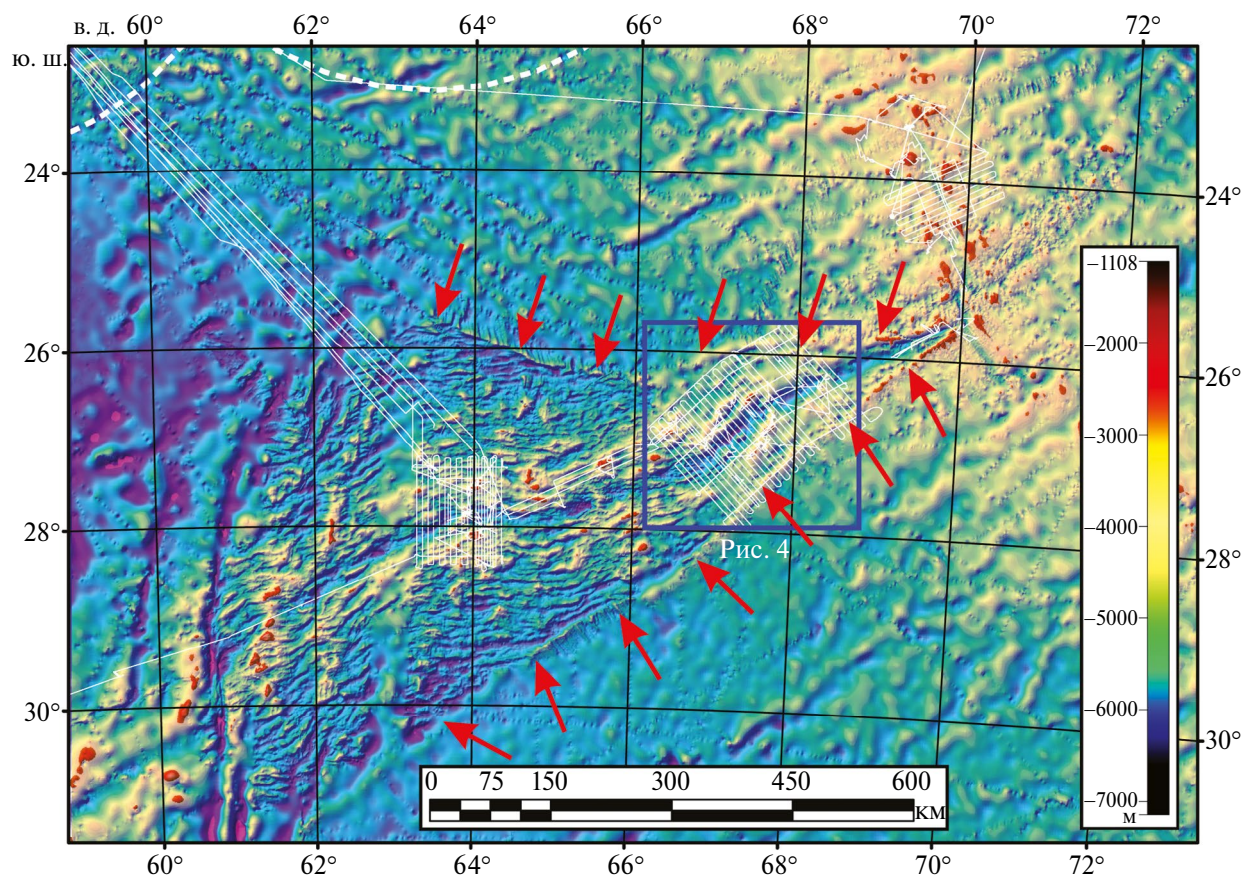


Рис. 3. Рельеф дна восточной части ЮЗИХ по данным [9]. Белые тонкие линии — маршрут 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Белая пунктирная линия — 200-мильная экономическая зона. Синим прямоугольником показано положение планшета на рис. 4. Красные стрелки — абиссальный уступ.

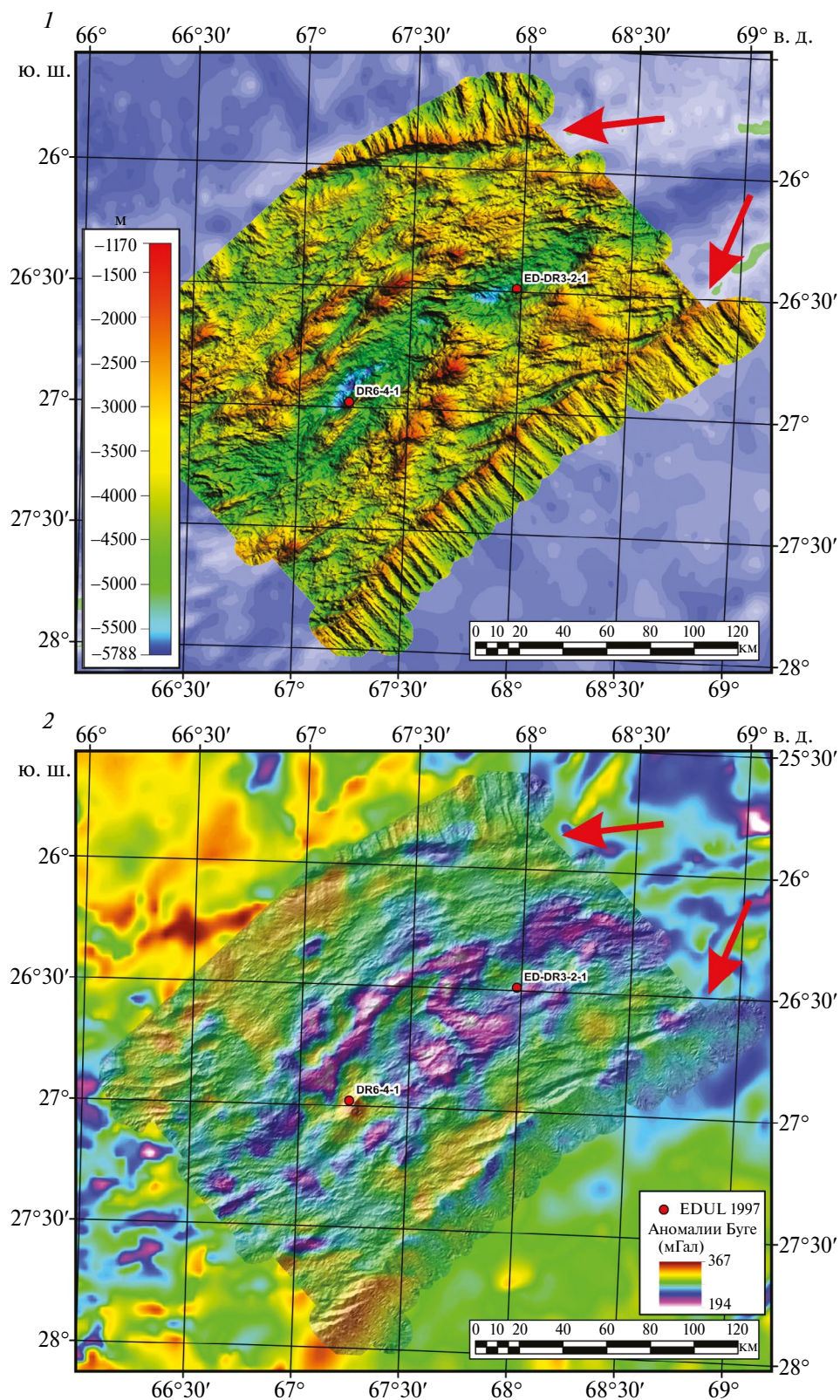


Рис. 4. Рельеф дна (1) и аномалии Буге (2) восточной части ЮЗИХ между абиссальными уступами (стрелки) по данным 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Положение драгировок по данным [10, 11]. 1 — отенённый рельеф по данным цифровой модели на сетке 100 м, полученный многолучевым эхолотом SeaBat 7150; 2 — совмещение рельефа дна с аномалиями Буге. Положение полигона приведено на рис. 2 и рис. 3. Стрелками показаны северный и южный абиссальные уступы.

максимума приосевых аномалий была опробована драгированием по данным [10, 11], в которых на станции EDUL DR6 были подняты серпентинизированные перидотиты (см. рис. 4). Это подтверждает наличие спрединга с низким бюджетом магмы и выведение на поверхность дна плотных пород верхней мантии по плоскостям срывов. На станции EDUL DR3 (см. рис. 4) были подняты базальты, которым соответствует небольшой локальный минимум аномалий

Буге, что является типичным для магматических структур океанических рифтов. Интервал рифта от $67^{\circ}00'$ до $67^{\circ}45'$ в. д. содержит как обширные изометричные минимумы аномалий Буге, которые, скорее всего, являются базальтовыми полями, так и вытянутые вдоль высокоамплитудных гряд рельефа минимумы, которые могут быть сильно серпентинизированными породами верхней мантии. При отсутствии данных драгирования на этих грядах, по нашему мнению,

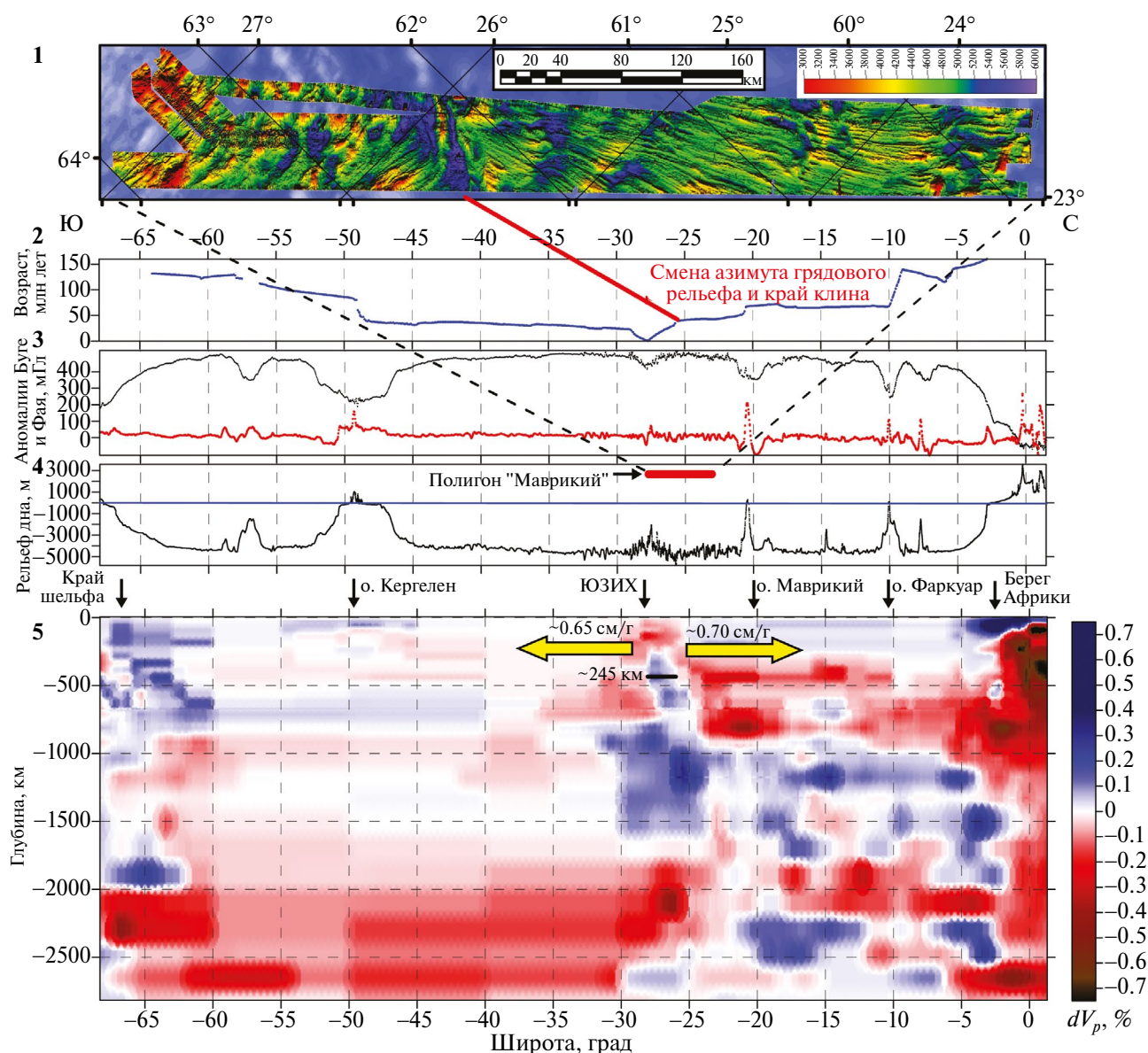


Рис. 5. Корреляция геолого-геофизических данных вдоль регионального субмеридионального профиля, положение которого показано на рис. 1. 1 — оттенённый рельеф полигона “Маврикий” 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) по данным цифровой модели на сетке 100 м с указанием его положения в пределах профиля; 2 — профиль возраста фундамента по данным [5] с указанием положения смены азимута грядового рельефа и края клина; 3 — гравитационные аномалии в свободном воздухе (Фая) [14] и аномалии Буге [15]; 4 — рельеф дна [9]; 5 — сейсмотомографический разрез объёмной модели UU-P07 [16], жёлтые стрелки показывают направление дрейфа плит в проекции на плоскость разреза.

вариант с измененными перидотитами представляется более вероятным. В пользу этой версии говорит также сопоставление положений драгировок с перидотитами по данным [20] с аномалиями Буге. Около ~70% серпентинитов, описанных в этой работе для интервала ЮЗИХ от 62° до 65° в. д., локализованы на максимумах аномалий, остальные ~30% на минимумах, которые совмещаются с высокоамплитудным грядовым рельефом.

РЕЛЬЕФ ДНА МАДАГАСКАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

ЦМР полигона “Маврикий” на сетке 100 м представлена на рис. 5-1. Полигон имеет размеры ~60с×600 км и простирается от южной границы 200-мильной экономической зоны о. Маврикий до внутренней части клина ЮЗИХ в районе изохронны 15 млн лет. На 25°40' ю. ш. полигон пересекает северное ограничение клина, где наблюдается смена азимута грядового рельефа на ~90° (см. рис. 5-1). Аналогичная картина наблюдается по данным детальной съёмки в восточной части ЮЗИХ (см. рис. 4-1). Как было определено по данным АМП (см. рис. 2), она сформирована разрывом спредингового фундамента и началом наращивания океанической коры в месте разрыва по направлению, ортогональному разрыву и выраженному абиссальным уступом. На полигоне “Маврикий” также отмечается возрастание амплитуд рельефа при переходе в область ультрамедленного спрединга внутри клиновидной области (см. рис. 3), связанное с изменением параметров кинематики блока литосферной плиты к северу от разрыва.

Положение регионального профиля (см. рис. 1) вне пределов клина в основном проходит практически по разновозрастным сегментам фундамента. Возрастные значения вдоль профиля (см. рис. 5-2) имеют отрезки с постоянными значениями, которые проходят по фундаменту с субширотной ориентацией спрединга, и только в клиновидной области ЮЗИХ, примыкающей к ТСР, можно видеть V-образное изменение возрастов по обе стороны хребта с резким увеличением возраста на малом отрезке пространства (низкие скорости спрединга).

Аномалии Буге (см. рис. 5-3) имеют практически постоянные значения в пределах разновозрастных участков котловин, но показывают глубокие минимумы в районах с зонами разуплотнения в верхней мантии: собственно ЮЗИХ с перепадом 80 мГал, о. Кергелен с перепадом

290 мГал, о. Маврикий с перепадом 150 мГал, о. Фаркуар с перепадом 250 мГал. Все перечисленные активные магматические зоны антиподально выражены в рельефе (см. рис. 5-4).

Аномалии Буге около внутриплитных вулканических образований в разрезе сейсмотомографии по данным модели UU-P07 (см. рис. 5-5) не имеют в мантии вертикальных подводящих каналов, выраженных в аномалиях типа “плюм”. Но в интервале глубин от 100 до 500 км к югу от ЮЗИХ и от 300 до 900 км к северу от него устанавливаются “горячие” линзы с признаками горизонтальной расслоенности. Наличие таких линз на указанных глубинах обнаруживается в основном в Индийском океане. Вертикальные подводящие каналы к вулканическим постройкам в котловинах, скорее всего, имеют ширину меньше разрешающей способности томографии в данной модели (~50 км). Непосредственно под ЮЗИХ на глубинах до 1500 км восходящий “горячий” мантийный поток отсутствует, а горизонтальные “горячие” линзы имеют под ЮЗИХ разрыв, представленный “холодным” мантийным объёмом. Это указывает на отсутствие связи этой рифтовой структуры с мантийными аномалиями типа “плюм”. В совокупности с другими особенностями формирования ЮЗИХ это указывает на наличие тангенциального воздействия на горизонтальную кинематику плит и подлитосферные течения, формирующиеся за счёт процессов, не связанных с общемантийной конвекцией непосредственно в данной рифтовой структуре. Восточная часть ЮЗИХ с клиновидной структурой, ограниченной уступами, возникла как зона локального разрыва плиты с единой томографической структурой мантии под ней и растяжения при адаптации к неоднородной кинематике прилегающих к ЮЗИХ Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической плит. Альтернативная оценка скорости спрединга по ширине “холодной” вертикальной аномалии скоростей под структурой ЮЗИХ (см. рис. 5-5), равной ~245 км, даёт значение 0.65–0.7 см/год, которое в целом согласуется со значением, полученным по данным АМП. При формировании разрыва в восточной части ЮЗИХ начался ультрамедленный процесс аккреции коры с ортогональной морфологией грядовой поверхности базальтового фундамента, отличной от морфологии более скоростного западного фланга ЦИХ.

ВЫВОДЫ

1. Дано генетическое определение внутриплитной океанической формы рельефа дна,

названной абиссальным уступом, который формируется при разрыве древнего фундамента и начале аккреции коры при азимуте спрединга, ортогональном азимуту, существовавшему до разрыва. Подобная смена направленности геодинамических процессов аккреции литосферы подтверждается анализом АМП.

2. Ортогональное вклинивание рифта ЮЗИХ в ЦИХ сформировало на поверхности грядовый спрединговый рельеф с ориентацией, отличающейся от более древнего (старше ~41 млн лет) на ~90°, и более высокими (± 1100 м) амплитудами рельефа. Смена морфологии связана с разрывом западного фланга ЦИХ при изменении азимута спрединга литосферного блока к северу от ЮЗИХ на 24°, которое открыло пространство для аккреции коры вдоль новой рифтовой системы, отделённой от старого фундамента абиссальными уступами и образующей клиновидный рифтовый сегмент. Морфология рельефа в клине и за его пределами показывает связь его параметров с замедлением скорости спрединга почти в 3 раза при изменении глобальной кинематики плит.

3. Высокоамплитудный грядовый рельеф в ультрамедленном сегменте ЮЗИХ с признаками нетрансформного смещения совмещается с максимумами и минимумами аномалий Буге, в области которых подняты соответственно серпентинизированные перидотиты и базальты, указывающие на наличие срывов с обнажением ультраосновных пород и минимальный магматический дебет.

4. Аномалии Буге вдоль регионального профиля в полной мере отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо большее разуплотнение в верхней мантии, чем около активной межплитной границы ЮЗИХ.

5. Отсутствие глубинного восходящего потока под новообразованным сегментом ЮЗИХ и наличие “холодного” разрыва в мантийных “горячих” линзах указывает на действие тангенциальных сил, перемещающих литосферные плиты и не связанных с общемантийной конвекцией, но возможно связанных с конвекцией в верхнемантийном ярусе до 1000 км. Сочленение восточной части ЮЗИХ с ЦИХ ~41 млн лет назад образовало новую ортогональную рифтовую структуру с более медленными скоростями, которая является адаптацией к вариациям параметров кинематики прилегающих литосферных плит.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу судна НИС “Академик Николай Страхов” и научному составу 29-го рейса (ГИН РАН, 2012–2013) за самоотверженный труд в любых погодных условиях, сделавший возможным получение полевых материалов, использованных в настоящей работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е. П., Кохан А. В., Суцеская Н. М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30. <https://doi.org/10.7868/S0016853X13030028>
2. Dymant J., Gallet Y. et al. The Magafond 2 cruise: a surface and Deep-tow survey on the past and present Central Indian Ridge // InterRidge News. 1999. V. 8(1). P. 25–31.
3. Турко Н. Н. Рельеф дна Мадагаскарской котловины / Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ИОРАН, 2017. С. 249–253.
4. Добролюбова К. О. Особенности морфологии и кинематики восточного сегмента Юго-Западно-Индийского хребта между трансформным разломом Мелвилл и тройным сочленением Родригес // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2 (42). С. 57–66. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-57-66>
5. Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
6. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozina J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Luhr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thebaud E., Tontini F. C. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // Geochemistry Geophysics Geosystems G3. 2009. V. 10. № 8. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>

7. *Sauter D., Mendel V., Rommevaux-Jestin C., Patriat P., Munschy M.* Propagation of the Southwest Indian Ridge at the Rodrigues Triple Junction // *Marine Geophysical Researches*. 1997. V. 19. P. 553–567.
8. *Gaina C., Jakob J.* Global Eocene tectonic unrest: Possible causes and effects around the North American plate // *Tectonophysics*. 2018. V. 760. № 6. P. 136–151. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.010>
9. GEBCO 15" Bathymetry Grid. Version 2019. URL: <http://www.gebco.net>
10. *Meyzen C. M., Ludden J. N., Humler E., Luais B., Toplis M. J., Mével C., Storey M.* New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q11K11. <https://doi.org/10.1029/2005GC000979>
11. *Seyler M., Brunelli D., Toplis M. J., Mével C.* Multi-scale chemical heterogeneities beneath the eastern Southwest Indian Ridge (52°E–68°E): Trace element compositions of along-axis dredged peridotites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q0AC15. <https://doi.org/10.1029/2011GC003585>
12. *Мазарович А. О., Добролюбова К. О., Ефимов В. Н., Соколов С. Ю., Турко Н. Н.* Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан). // *ДАН*. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
13. *Соколов С. Ю.* Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. (Труды ГИН РАН: Вып. 618) М.: Научный мир, 2018. 269 с.
14. *Sandwell D. T., Smith W. H. F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2009. V. 114. № B1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
15. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodesy*. 2012. V. 86. P. 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
16. *Van der Meer D. G., Van Hinsbergen D. J., Spakman W.* Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 309–448.
17. *Сколотнев С. Г., Добролюбова К. О., Пейве А. А., Соколов С. Ю., Чамов Н. П., Лиги М.* Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // *Геотектоника*. 2022. № 1. С. 3–26. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22010088>
18. *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., Шепталинина 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. https://doi.org/10.29003/m1778.0514-7468.2020_42_4/485-501
19. *Sokolov S. Yu., Agranov G. D., Kulikov V. A., Zayonchek A. V., Grokholsky A. L.* Tectonic Displacements of the Nansen Basin Sedimentary Cover: Causes and Consequences // *Doklady Earth Sciences*. 2024. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602213>
20. *Bickert M., Cannat M., Tommasi A., Jammes S., Lavier L.* Strain localization in the root of detachment faults at a melt-starved mid-ocean ridge: A microstructural study of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. e2020GC009434. <https://doi.org/10.1029/2020GC009434>

GEODYNAMIC CONDITION OF THE BOTTOM TOPOGRAPHY FORMATION AT THE MADAGASCAR BASIN FROM DATA OF 29th CRUISE OF R/V “AKADEMIK NIKOLAJ STRAKHOV”

S. Yu. Sokolov[#], K. O. Dobroliubova, N. N. Turko,
E. A. Moroz, A. S. Abramova, A. O. Mazarovich

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev April 4, 2024.

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

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

Madagascar basin bottom morphology from Mauritius Isl. to South-West Indian Ridge (SWIR) is represented by a ridge-echeloned topography type of the spreading basement, the azimuth of which differs by $\sim 90^\circ$ for the basin north of the SWIR and its wedge-shaped sublatitudinal rift system, separated by an abyssal escarpment. A genetic definition of this bottom topography shape is given, which is formed when the existing basement breaks up and the crust accretion begins orthogonal to the azimuth that existed before the rupture. The formation of the wedge in the eastern part of the SWIR began ~ 41 Ma ago and is expressed by higher (± 1100 m) amplitudes of relief variations than at the basement before the rupture (± 250 m). The change in morphology is also associated with a $\sim 24^\circ$ change in the azimuth of lithospheric block spreading north of the SWIR, which opened up a new space for accretion. The morphology of the relief in the wedge and beyond shows the relationship of its parameters with a slowdown in the spreading rate by almost 3 times when the kinematics of the plates changed. The high-amplitude ridge relief in the ultra-slow segment of the SWIR with signs of nontransform displacement is combined with the maxima and minima of the Bouguer anomalies, in the localization of which, according to literary data, serpentinized peridotites and basalts are obtained, indicating the presence of detachments with the exposure of ultramafic rocks and minimal magmatic output. The Bouguer anomalies along the regional profile fully reflect the deep density inhomogeneities, which for intraplate volcanic structures have a much greater effect of upper mantle density loss than for the active interplate boundary of the SWIR. The absence of a deep upwelling under the newly formed SWIR segment and the presence of a “cold” gap in the “hot” lenses of mantle according to seismotomography data indicates the impact of tangential forces in the lithosphere that are not associated with general mantle convection. The formation of a new orthogonal rift system with ultra-slow rates is an adaptation to variations in the kinematics parameters of adjacent lithospheric plates.

Keywords: South-West Indian Ridge, abyssal escarpment, relief morphology, spreading rate and azimuth, Bouguer anomalies, seismotomographic section, “cold” mantle

УДК 569.742.2

НАХОДКА ЗАМОРОЖЕННОЙ МУМИИ МОЛОДОЙ ОСОБИ ИСКОПАЕМОГО ШЕРСТИСТОГО НОСОРОГА *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH, 1799) В ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЯКУТИИ

© 2024 г. Г. Г. Боевский^{1,*}, О. Ф. Чернова², А. В. Протопопов³, А. Н. Неретина²,
М. В. Щелчкова⁴, Р. И. Беляев², член-корреспондент РАН А. А. Котов²

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 27.04.2024 г.

Поступило 02.05.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

В статье описаны особенности новой находки замороженной мумии молодого шерстистого носорога (4–4.5 года), относящейся к каргинскому интерстадиалу позднего неоплейстоцена (32 440±140 лет назад). Размерные особенности найденной особи сравниваются с таковыми 1–1.5-летнего детеныша и взрослых особей *C. antiquitatis*, найденных ранее. Исследования новой находки позволили частично заполнить информационный пробел об особенностях онтогенеза этого вымершего животного, проиллюстрировать возрастные изменения цвета шкуры носорогов, а также выявить новую анатомическую особенность *C. antiquitatis* — наличие жирового горба. В шерсти обнаружены многочисленные остатки микроскопических ракообразных, в том числе, отсутствующих в регионе в настоящее время представителей рода *Moina* (Cladocera: Moinidae), которые были распространены в плейстоценовых временных водоёмах Якутии. Захоронение тела носорога произошло в мелком (видимо, временном), безрыбном водоёме.

Ключевые слова: шерстистый носорог, *Coelodonta antiquitatis*, морфология, шерстный покров, ракообразные, плейстоцен, Якутия, палеоэкология

DOI: 10.31857/S2686739724090143

ВВЕДЕНИЕ

Шерстистый носорог *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) был одним из наиболее широко распространённых и хорошо представленных в ископаемой летописи видов мамонтовой фауны Северной Евразии — его остатки обнаружены на территории от Британских островов на западе до Чукотки и Камчатки на востоке [1]. Несмотря на более чем 300-летнюю историю исследований шерстистого носорога, многие анатомо-морфологические и экологические

особенности этого вымершего вида остаются не исследованными. Значительный объём информации об особенностях этого ископаемого животного и среды его обитания был получен благодаря изучению остатков трупов взрослых особей *C. antiquitatis*, найденных на территории Якутии: в 1771 г. в окрестностях с. Верхневилюйск, в 1877 г. на р. Халбуй (бассейн р. Яны) [1], в 1972 г. в пос. Чурапча (скелет с частично сохранившимися кожным и шерстным покровами и остатками желудка) [2], в 2007 г. в низовьях р. Колыма, окрестности пос. Черский [3]. А также с территории Западной Украины: два мумифицированных трупа, найденных в 1907 и 1929 гг. в залежах битума-озокерита около с. Старуни [1].

В то же время, исследователям практически ничего не было известно о росте и онтогенезе этого животного, пока в 2014 г. не была найдена замороженная мумия детеныша *C. antiquitatis* на р. Семюэлях (бассейн р. Индигирка, Абыйский

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Якутск, Россия

²Институт проблем экологии и эволюции
имени А.Н. Северцова Российской Академии наук,
Москва, Россия

³Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия

⁴Северо-восточный федеральный университет
имени М.К. Аммосова, Якутск, Россия

*E-mail: gboeskorov@mail.ru

район Якутии), получившая название “носорог Саша”. Зубная система у найденного детёныша состояла из функционирующих молочных зубов и соответствовала таковой у 1–1.5-летнего детёныша белого носорога *Ceratotherium simum* (Burchell, 1817), что позволило исследователям оценить его возраст как соответствующий [4]. Длительность лактации у современных носорогов составляет примерно от одного до двух лет [5], таким образом носорог Саша мог продолжать питаться материнским молоком до момента гибели. Радиоуглеродная датировка костей детёныша (GrA6329) показала возраст в 42 тыс. лет назад, а образца кожи (GrA63289) – 34.7 тыс. л. н. [4].

Проведённое исследование шерстного покрова Семюэляхского детёныша и сравнение его с шерстью взрослых особей *C. antiquitatis* показало, что ювенильная и зрелая шерсть имеют между собой как черты сходства, так и отличия. Так, окрас шерсти у детёныша гораздо светлее, чем у взрослых особей. Шерсть детёныша была равномерно короткой по всей поверхности тела, в то время как длина шерсти у взрослых носорогов существенно различалась на различных участках тела и в среднем была заметно более длинной. В отличие от взрослых особей, волосяной покров детёныша был слабо дифференцирован, лишён направляющих волос, грубого ворса и многоярусного слоя остевых и пуховых волос [6]. Размерные особенности тела Семюэляхского детёныша до сих пор не публиковались.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В августе 2020 года на берегу р. Тирехтях (правый приток р. Индигирка, Абыйский район Якутии; географические координаты находки: 68°35'18.19" с. ш., 147°7'13.21" в.д.) была найдена относительно хорошо сохранившаяся замороженная туша носорога *C. antiquitatis* с мягкими тканями, кожей и шерстью (рис. 1), получившего название “Абыйский носорог”. История находки этого носорога описана В.В. Плотниковым [7]. В настоящее время туша носорога хранится в замороженном виде в Отделе изучения мамонтовой фауны Академии наук Республики Саха (Якутия) и имеет временный коллекционный номер DMFS-2020-01.

Для проведения анатомо-морфологических исследований, мумия была временно разморожена, поверхность тела была очищена от вмещавших тушу отложений, были отобраны для исследований пробы: кожи и шерсти из разных

участков тела, мягкая ткань из области холки (горба).

Для идентификации ткани (предположительно, жировой) из области холки были проведены стандартные качественные химические реакции на компоненты жира – жирные кислоты и глицерин [8]. Для этого был проведён гидролиз исследуемой ткани в спиртовом растворе едкого кали. Структура волос и остатки членистоногих изучались под сканирующим электронным микроскопом.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Возраст находки был оценен с помощью радиоуглеродному датированию шерсти носорога, проведённому в Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США), показавшему значение $32\,440 \pm 140$ лет назад (UGAMS 65491). Надёжность этой датировки подтверждается тем, что она соответствует времени каргинского интерстадиала позднего плейстоцена (примерно соответствующего морской изотопной стадии MIS3), к которому относится большая часть замороженных мумий животных мамонтовой фауны на территории Якутии.

Анатомия мумии. На верхней части головы детёныша кожный покров в значительной степени не сохранился, что позволило установить ряд ювенильных особенностей черепа этой особи: узкий конец роострума, не имеющий расширений; не сросшиеся носовой, лобно-носовой, лобный, теменной и другие швы черепа. Носовая перегородка не полностью окостеневшая, формирование кости завершилось только в её передней части. Отмечено, что полное окостенение носовой перегородки у шерстистого носорога совпадает с началом функционирования МЗ, после пятилетнего возраста [9].

Развитие зубной системы. Наличие Р2 со следами истирания и Р3 совершенно не стёртого, а также не прорезавшихся из альвеол последних коренных зубов верхней челюсти (М2 и М3), позволяют отнести носорога к ювенильной группе С-IV согласно возрастным градациям *C. antiquitatis*, разработанным Н.В. Гарутт [9], что соответствует возрасту более 4 лет. Высота в холке у данной особи близка к таковой у 4-летнего детёныша шерстистого носорога [10]. На схожий возраст указывают и небольшие размеры переднего рога данной особи (длина по внешней стороне 240 мм), а также количество поперечных полос на роге – 3–4. Число поперечных полос на роге данного вида примерно соответствует числу лет,

прожитых животным [11, 12]. Таким образом, по совокупности признаков, индивидуальный возраст Абыйского носорога мы оцениваем примерно в 4–4.5 года, эта особь ещё не достигла половозрелости, которая наступает у современных носорогов в возрасте около пяти лет [5].

Правая сторона тела мумии Абыйского шерстистого носорога хорошо сохранилась, вместе с мягкими тканями, кожей, шерстью (рис. 1 а, б). Левая часть тела сохранилась хуже — от верхней части бедра и до уровня лопатки она сильно разрушена, обнажена внутренняя полость тела, при этом, большая часть внутренностей отсутствует. Очевидно, что левая часть мумии была сильно обедена хищниками (рис. 1 в).

У данной особи хорошо сохранилась область холки, на которой отчётливо выделяется горб высотой до 13 см (рис. 1 б, г), заполненный жировой массой. В результате гидролиза ткани из горба в гидролизате выявлены растворимое калийное мыло, нерастворимое мыло свинца

(в реакции с азотнокислым свинцом), жирные кислоты (в реакции разложения мыла минеральными кислотами), и глицерин (в реакции с едким натром и сульфатом меди), что подтверждает липидную природу исследованной ткани.

Морфометрические особенности тела, черепа и передних рогов носорога Саши и Абыйского носорога и сравнение их с аналогичными параметрами взрослых особей *C. antiquitatis* представлены в табл. 1. Высота в холке 1–1.5-летнего носорога Саши составляет 55.2% от средней высоты взрослой особи; детёныши белого носорога к этому возрасту достигают примерно от 67 до 80% роста взрослых [13]. К 4–4.5 годам рост подростков шерстистого носорога приближался к высоте в холке у взрослых, так у Абыйского носорога она составляет 85.1% от высоты взрослых. Другие размерные показатели Абыйского носорога (длина тела, длина черепа, передне-задний диаметр подошвы передней ноги) значительно уступают средним значениям для взрослых шерстистых носорогов (соответственно составляя

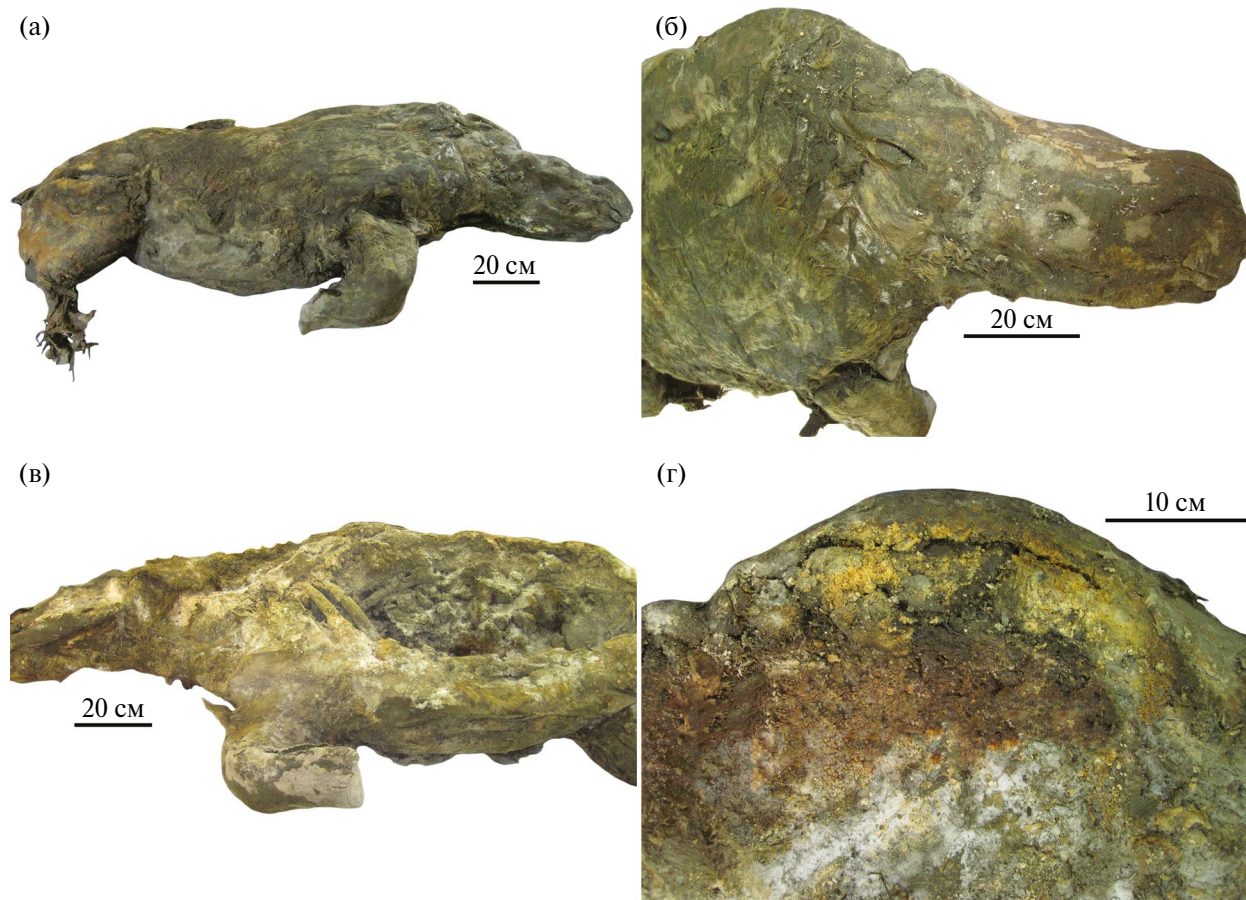


Рис. 1. Замороженная туша Абыйского шерстистого носорога: а — латеро-вентральный вид с правой стороны; б — вид горба носорога с правой стороны тела; в — латеро-вентральный вид с левой стороны; г — вид горба носорога с левой стороны тела.

68.3%, 69.3%, 72.3% от указанных длин). Эта диспропорция в размерах тела объясняется особенностями роста, которые отмечены и у детёнышей современных носорогов. Молодые носороги достаточно быстро растут в высоту и достигают роста сопоставимого со взрослой самкой в возрасте около трёх лет у чёрного (*Diceros bicornis* L., 1758) [14] и 4.5–5 лет у белого и индийского (*Rhinoceros unicornis* L., 1758) носорогов [15]. Однако полное развитие тела и достижение размерных и весовых характеристик взрослых особей у индийского носорога происходит после 6.5–10 лет, а у

африканских носорогов ещё позже [15]. Вероятно, способность к быстрому достижению высокого роста у молодых особей является адаптивным свойством, что может указывать на эволюционную консервативность этого признака у носорогов. Рога *C. antiquitatis*, напротив, росли на протяжении всей жизни, поэтому даже у половозрелых 14-летних особей [10], рога были существенно короче, чем у старых самцов [12].

Особенности шерсти носорога. Шерсть Абыйского носорога имеет однообразную светло-бурую расцветку (рис. 2а, б) благодаря сочетанию

Таблица 1. Размеры тела ископаемых шерстистых носорогов разного возраста, найденных в Якутии

Промеры, см	Носорог Саша, 1–1.5 года	Абыйский носорог, 4–4.5 года	Взрослые половозрелые особи	
			Изменчивость (М)	n
Длина тела	172	236.5	323–355 (346.5)	4
Высота в холке	85	131	145–160 (154.0)	4
Окружность груди за передними конечностями	130 (восстановленная)	214 (восстановленная)	260; 280	2
Длина задней ступни	Около 30		39; 45	2
Длина уха	13	15.9	18.5–24 (21.5)	3
Длина хвоста	Около 20	Более 17	47–49 (47.8)	3
Передне-задний диаметр подшвы передней ноги	12.7	13.8	18.2–20 (19.1)	2
Поперечный диаметр подшвы передней ноги	12	13	18–19.5 (18.75)	2
Окружность пясти посередине	28	37	37–42 (39.5)	2
Толщина кожи	0.3–0.6 (голова) 0.3–0.7 (спина)	0.3–1.0 (спина, бока)	0.5–1.2 (спина, бока); 0.6–1.2 (грудь, живот); до 1.5 (бедро)	
Теменная длина черепа	45.5	52.8	70.6–83.2 (76.18)	18
Скуловая ширина	Около 16	25.7	32–36.1 (34.55)	15
Длина нижней челюсти	—	38.7	49–52.8 (50.76)	11
Передний рог				
Длина по внешней кривизне	10.4	около 24*	37–128.9 (94.0)***	20
Длина основания (подшвы) рога	11	17.6**	13.6–25 (21.0)***	20
Количество поперечных полос	2	3 – 4	9–35 (20.7)***	17

Примечание. * – измерено по фотографии; ** – измерено Плотниковым В.В.; *** – по [Гарутт, 1998].

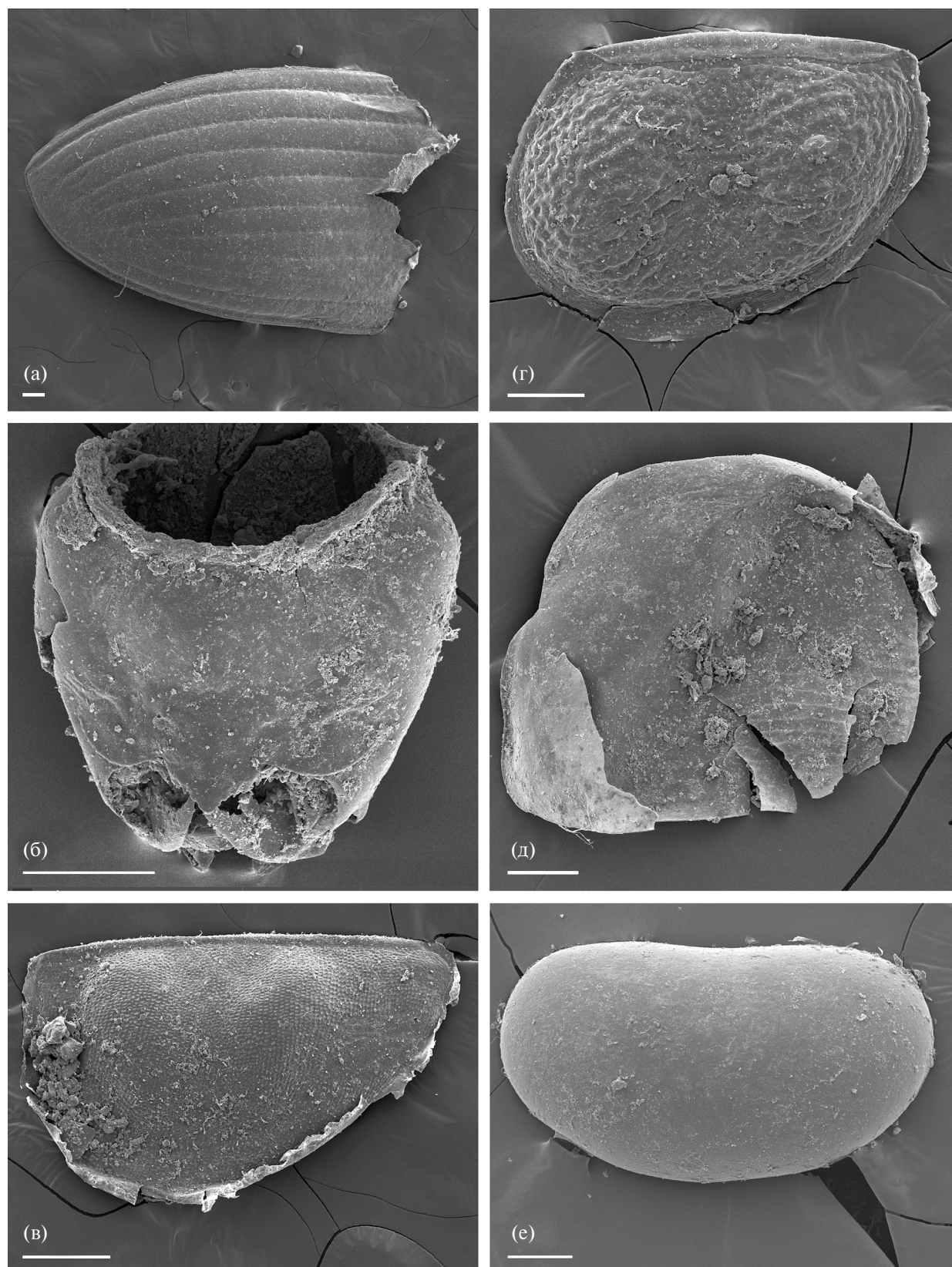


Рис. 3. Остатки членистоногих, извлечённых из шерсти под сканирующим электронным микроскопом. (а) — надкрылье Coleoptera, (б) — головная капсула Chironomidae (Diptera), (в) — эфиппиум *Daphnia* (*Daphnia*) sp. (Daphniidae), (г) — эфиппиум *Moina* sp. (Moinidae), (д) — створка *Acroperus* sp. (Chydoridae), (е) — створка Ostracoda. Масштаб: а–е — 0,1 мм.

(рис. 3). Подобный набор таксонов характеризует небольшой, хорошо прогреваемый, безрыбный пресноводный водоём. Такие водоёмы, видимо, существовали в регионе на всем протяжении плейстоцена, а также встречаются и сегодня. Однако в шерсти найдены и эфиппиумы (видоизменённые шкурки гамогенетической самки, содержащие покоящиеся яйца) представителей рода *Moina*, которые в настоящее время обитают гораздо юго-западнее точки, в которой был найден носорог. Представители рода *Moina* встречались в бассейне Яны в периоды MIS3-MIS4 [20]. Скорее всего, следует предположить их попадание в шерсть в момент погребения туши носорога. Известно, что водоёмы Берингийской зоны в то время были зачастую населены сообществами микроскопических ракообразных, не имеющими современных аналогов [21], видимо, к ним относился и водоём, в котором был погребён Абыйский носорог.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования новой находки мумии шерстистого носорога возрастом 4–4.5 года позволили частично заполнить в сведениях об особенностях онтогенеза этого ископаемого животного, проиллюстрировать процесс изменения цвета шкуры носорогов, а также выявить новую анатомическую особенность *C. antiquitatis* — наличие жирового горба, а также получить информацию о водоёме, в котором туша была погребена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работы на сканирующем электронном микроскопе выполнены в ЦКП “Инструментальные методы в экологии” ИПЭЭ РАН.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт средств госзадания ИГАБМ СО РАН (Г.Г. Боесков, проект FUGG-2024-0005) и ИПЭЭ РАН (О.Ф. Чернова, Р.И. Беляев, А.А. Котов: FFER-2024-0017 № 1022061400194-8-1.6.19). Остатки ракообразных в шерсти изучены в рамках работ по гранту РНФ 22-14-00258 (А.Н. Неретина). Работа Протопопова А.В. выполнена за счет гранта РНФ № 24-27-20045.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Работа предполагала исследование только ископаемых организмов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гарутт Н. В., Боесков Г. Г. Шерстистые носороги: к истории рода / Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: Изд-во “ГЕОС”, 2001. С. 157–167.
2. Лазарев П. А., Боесков Г. Г., Томская А. И. и др. Млекопитающие антропогена Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 167 с.
3. Boeskorov G. G., Lazarev P. A., Sher A. V. et al. Woolly rhino discovery in the lower Kolyma River // Quaternary Science reviews, 2011. V. 30. № 17–18. P. 2262–2272.
4. Protopopov A., Potapova O., Plotnikov V. et al. The frozen mummy of the woolly rhinoceros, *Coelodonta antiquitatis* Blum., 1799 calf: a new data on early ontogenesis of the extinct species. Abstracts 75th Annual SVP meeting, October 14–17th, 2015, Dallas, TX, 2015. P. 199.
5. Соколов В. Е. Систематика млекопитающих (китообразные, хищные, ластоногие, трубчатые, хоботные, даманы, сирены, парнокопытные, мозолногие, непарнокопытные). М.: Изд-во “Высшая школа”, 1979. 528 с.
6. Чернова О. Ф., Протопопов А. В., Перфилова Т. В., Кириллова И. В., Боесков Г. Г. Микроструктура волос впервые найденного детеныша шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* // Доклады РАН. Общая биология. 2016. Т. 471. № 5. С. 613–617.
7. Плотников В. В. Предварительные результаты исследования Абыйского шерстистого носорога — *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1799 / Четвертичная палеонтология и палеоэкология Якутии. Мат-лы международного научного семинара, посвящённого 85-летию со дня рождения д.б.н. П.А. Лазарева (1936–2011). Якутск: Издат. дом СВФУ, 2021. С. 51–54.
8. Строев Е. А., Макарова В. Г., Матвеева И. В. Практикум по биологической химии. М.: ООО Изд-во “Медицинское информационное агентство”, 2012. 384 с.
9. Гарутт Н. В. Онтогенез зубной системы шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) / История крупных млекопитающих и птиц Северной Евразии. Тр. ЗИН РАН, 1992. Вып. 246. С. 81–102.
10. Shpansky A. V. Juvenile remains of the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Tomsk Priob’e

- area (southeast Western Siberia) // Quaternary International. 2014. V. 333. P. 86–99.
11. Чернова О. Ф., Шер А. В., Гарумм Н. В. Морфология рогов шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis*) // Зоол. журн. 1998. Т. 77. № 1. С. 66–79.
 12. Garutt N. W. Neue Angaben über die Hörner des Haarnashorns *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) // Deinsea. 1998. № 4. P. 25–39.
 13. Hillman-Smith A. K. K., Owen-Smith N., Anderson J. L., Hall-Martin A. J., Selaladi J. P. Age estimation of the White rhinoceros (*Ceratotherium simum*) // Journal of Zoology. 1986. V. 210. № 3. P. 355–377.
 14. Hitchins P. M. Field criteria for aging immature black rhinoceros, *Diceros bicornis* L. // Lammergeyer. 1970. № 12. P. 48–55.
 15. Laurie W. A., Lang E. M., Groves C. P. Rhinoceros *unicornis* // Mammalian species. 1983. № 211. P. 1–6.
 16. Chernova O., Kirillova I. V., Boeskorov G., Shidlovskiy F. Kabilov M. // Труды Зоол. Ин-та РАН. 2015. Т. 319. № 3. С. 441–460.
 17. Chernova O. F., Kirillova I. V., Boeskorov G. G., Shidlovskiy F. K. // Dokl. Biol. Sci. 2015. V. 463. P. 205–210.
 18. Chernova O. F., Protopopov F. V., Perfilova T. V., Kirillova I. V., Boeskorov G. G. // Dokl. Biol. Sci. 2016. V. 471. № 6. P. 291–295.
 19. Kirillova I. V., van der Plicht J., Gubin S. V., et al. Taphonomic phenomenon of ancient mammal fur from Glacial Beringia // Boreas. 2016. V. 45. P. 455–469.
 20. Tumskaya V. V., Neretina A. N., Kienast F., Protopopov A. V., Boeskorov G. G., Kotov A. A. An unexpected record of *Moina* Baird, 1850 (Crustacea: Cladocera) in Pleistocene deposits of North-Eastern Eurasia // Arthropoda Selecta. 2024. V. 33. № 1. P. 25–35.
 21. Neretina A. N., Gololobova M. A., Neplyukhina A. A., Zharov A. A., Rogers C. D., Horne D. J., Protopopov A. V., Kotov A. A. Crustacean remains from the Yuka mammoth raise questions about non-analogue freshwater communities in the Beringian region during the Pleistocene // Scientific Reports. 2020. V. 10. P. 859. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-57604-8>

A FROZEN MUMMY OF A YOUNG SPECIMEN OF THE FOSSIL WOOLLY RHINOCEROS *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH, 1799) IN THE LATE PLEISTOCENE OF YAKUTIA

G. G. Boeskorov^{a, #}, O. F. Chernova^b, A. V. Protopopov^c, A. N. Neretina^b,
M. V. Shchelchkova^d, R. I. Belyaev^b, Corresponding Member of the RAS A. A. Kotov^b

Presented by Academician of the RAS A. V. Lopatin April 27, 2024.

^a*Diamond and Precious Metals Geology Institute,*

Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation

^b*A. N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution,*

Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^c*Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russian Federation*

^d*M. K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation*

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

This study describes a newly found frozen carcass of an extinct woolly rhinoceros of young age (4–4.5 years old) living during the Karginian Interstadial of the Late Pleistocene (32 440±140 years ago). The size traits of this specimen are compared to those of 1–1.5 year-old juveniles as well as adults of *C. antiquitatis* found previously. Studies of a newly found carcass allowed to fill the gaps in information about ontogenesis of the woolly rhinoceros, to illustrate the process of color change of its wool, as well as to reveal a new anatomical feature of *C. antiquitatis* – the presence of a fat hump. Numerous remains of microscopic crustaceans were found in the wool, including members of the genus *Moina* (Cladocera: Moinidae), currently absent in the region. The former were relatively common in Pleistocene temporary water bodies of this region. The burial of the rhinoceros body occurred in a shallow (apparently temporary), fishless water body.

Keywords: woolly rhinoceros, *Coelodonta antiquitatis*, morphology, coat, crustaceans, Pleistocene, Yakutia, paleoecology

УДК 550.83+550.81

ВАРИАЦИОННО-КОМБИНАТОРНЫЙ ПОДХОД К РЕШЕНИЮ ЛИНЕЙНЫХ И НЕЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ

© 2024 г. И. Э. Степанова^{1,*}, И. И. Колотов²

Представлено академиком РАН А.О. Глико 06.05.2024 г.

Получено 06.05.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

В работе рассматривается проблема интерпретации разнородных и разноточных геофизических данных с точки зрения комбинаторики, в рамках аппроксимационного подхода. Дискретный характер поступающей к исследователям информации о физических полях и их источниках накладывает ряд ограничений на возможности адекватной реальности интерпретации данных. Комбинаторные методы дискретной математики позволяют точно описать критерии отбора данных для аппроксимации элементов аномальных потенциальных полей, а также для контроля качества приближенного решения обратных задач, как линейных, так и нелинейных.

Ключевые слова: дискретный потенциал, комбинаторный подход, единственность решения

DOI: 10.31857/S2686739724090158

ВВЕДЕНИЕ

Методы дискретной математики традиционно используются при анализе процессов в технических устройствах, принцип действия которых носит дискретный характер. Для описания сложных конфигураций элементов из некоторого конечного, но большого (и даже, сверхбольшого) множества необходимо формулировать условия их существования и устойчивого функционирования. В настоящее время в области получения и обработки данных об объектах различной природы и физических полях, можно сказать, наблюдаются революционные изменения: массивы данных, получаемые благодаря спутниковым измерениям, становятся настолько большими (только за один год может быть получено порядка 300 эксабайт информации), что сама проблема сортировки, анализа и хранения разнородной и разноточной информации требует разработки нового математического аппарата ввиду своей сложности.

В [1] мы изложили основные моменты, отличающие подход, основанный на одновременном применении теории дискретного потенциала [2, 3] и метода линейных интегральных представлений [4] при решении геофизических задач интерпретационного характера, от большинства существующих в настоящее время методик.

Любой специалист в области теории интерпретации геофизических данных сталкивается с дилеммой: стремиться ли к условной сходимости решения конечно-разностных аналогов операторов Лапласа, Пуассона и т. п. к непрерывному аналогу при уменьшении шага сети наблюдений или строить некоторое множество оптимальных в определённом смысле решений изначально дискретных задач? Однозначного ответа на этот принципиально важный вопрос на наш взгляд нет. Всегда следует учитывать имеющуюся априорную информацию об элементах поля и его предполагаемых источниках. Даже спутниковые системы высокого разрешения, работающие практически в непрерывном режиме, не могут обеспечить исследователей такого рода дополнительными данными, которые гарантировали бы однозначную разрешимость трёхмерных обратных задач геофизики. В [5] В.Н. Страхов показал, что существует несчётное множество эквивалентных по внешнему

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

гравитационному полю трёхмерных распределений масс, не отличающихся какой бы то ни было симметрией.

В связи с вышеизложенным, можно попытаться создать такой алгоритм действий при работе с большими и сверхбольшими геофизическими данными, который, с одной стороны, позволял бы максимально эффективно использовать всю полученную с помощью измерительной аппаратуры информацию об объектах и физических полях, а с другой стороны, включал бы в себя процедуры сортировки и анализа данных на основе научно обоснованного подхода. Поскольку мы имеем дело с дискретными наборами данных, то вариационные постановки желательно формулировать в сеточных пространствах и для сеточных же функций. Разнообразие вариантов расположения источников в узлах сетки, а также способов задания самих сеток может быть учтено путём определения некоторых новых функционалов качества сеточного решения – функционалов, значения которых на элементах векторного пространства (а таковыми являются сеточные функции и вектор-функции, заданные в узлах трёхмерных сеток) зависят от конфигурации узлов наблюдений в трёхмерном пространстве. Методы комбинаторной теории отличаются большим разнообразием: это и работа с графами, деревьями, лесами, и задание действия группы подстановок на элементах конечного множества, и различные представления объектов в специфических базисах и т.п. [6, 7]. Мы ограничимся в данной статье понятиями нумератора объектов некоторого дискретного множества и комбинаторной конфигурации.

1. ВАРИАЦИОННЫЕ ЗАДАЧИ В РАМКАХ ТЕОРИИ ДИСКРЕТНОГО ПОТЕНЦИАЛА С ПРИМЕНЕНИЕМ КОМБИНАТОРНОГО ПОДХОДА

Будем предполагать, что набор геофизических данных представляет собой дискретное множество $X_L = \{x_1, x_2, \dots, x_L\}$, состоящее из L элементов. Элементами такого множества могут быть значения одного или нескольких физических полей в точках некоторой сети наблюдений. Ниже мы опишем более детально свойства элементов множества X_L .

Напомним читателю определение (b, v, r, k, λ) -конфигурации [6].

Система подмножеств $X_1, X_2, \dots, X_b$ множества $X_v = \{x_1, x_2, \dots, x_v\}$ называется (b, v, r, k, λ) -конфигурацией, если выполнены следующие условия:

- 1) $|X_i| = k, i = 1, \dots, b$.
- 2) Для любого x_i существует ровно r подмножеств $X_{\mu_1} \dots X_{\mu_r}$, которым принадлежит этот элемент.
- 3) Для любых $x_i, x_j, i \neq j$, существует ровно λ подмножеств $X_{\nu_1} \dots X_{\nu_\lambda}$, которым принадлежит пара элементов $x_i, x_j, i \neq j$.
- 4) Числа v, k, λ удовлетворяют условиям $\lambda > 0; k < v - 1$.

С помощью так называемого метода “включения-исключения” [6] можно установить справедливость следующей теоремы.

Теорема 1 [6]. Пусть даны N элементов $a_1, a_2, \dots, a_N$, которым приписаны некоторые веса $\omega(a_1), \omega(a_2), \dots, \omega(a_N)$, являющиеся элементами некоторого кольца K . Указанные элементы могут обладать или не обладать некоторыми свойствами $A_1, A_2, \dots, A_N$. Обозначим суммарный вес элементов, обладающих ровно r свойствами, через $M(r)$. Тогда верна следующая формула:

$$M(r) = \sum_{k=r}^n (-1)^{k-r} \binom{k}{r} S_k, r = 0, \dots, n. S_k = \sum_{1 \leq i_1 < i_2 < \dots < i_k \leq n} M(A_{i_1} A_{i_2} \dots A_{i_k}), \quad (1)$$

где $M(A_{i_1} A_{i_2} \dots A_{i_k})$ – суммарный вес элементов, обладающих фиксированными свойствами

$A_{i_1}, A_{i_2}, \dots, A_{i_k}$ одновременно, $\binom{k}{r}$ – число сочетаний из k по r . Формула (1) может быть полезна при представлении выборки измеренных значений некоторой физической величины как блок-схемы или (b, v, r, k, λ) -конфигурации. Ниже мы приведём примеры такого рода объектов изучения. В комбинаторике важное значение имеют функции выборок, называемые “нумераторами” [6].

Опишем нумератор для комбинаторной схемы [6] в некоммутативном симметричном базисе. Такого рода разбиение выборок данных встречается тогда, когда мы хотим разбить дискретное множество на некоторое число блоков.

Пусть X – дискретное множество, состоящее из m элементов. Обозначим через $T(\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m)$

число разбиений множества X на непустые подмножества, имеющие вторичную спецификацию $\|1^{\beta_1} 2^{\beta_2} \dots m^{\beta_m}\|, \beta_1 + 2\beta_2 + \dots + m\beta_m = m$,

т.е. содержащих β_i подмножеств (блоков) размера i . Можно показать, что

$$T(\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m) = \frac{m!}{(1!)^{\beta_1} \cdot (2!)^{\beta_2} \dots (m!)^{\beta_m} \beta_1! \beta_2! \dots \beta_m!}; \beta_1 + 2\beta_2 + \dots + m\beta_m = m. \quad (2)$$

Если считать, что для построения адекватной реальности модели гравитационного или магнитного поля необходимо рассмотреть n зон ($n \leq m$), в которых могут быть измерены значения поля, то при объёме выборки данных m (т.е. всего имеется m измерений, и эти измерения

первоначально полагаются одинаково значимыми) число возможных размещений точек наблюдения будет равно [6] $T(m, n)$, а если просуммировать по всем $n \leq m$, то получим следующее выражение:

$$\omega_m = \sum_{k=1}^{\infty} \frac{k^m}{2^{k-1}}, T(m, n) = \Delta^n 0^m, 0^m \equiv \Delta^n x^m \Big|_{x=0}, \Delta f(x) = f(x+1) - f(x),$$

$$\omega_m = \sum_{n=0}^m T(m, n). \quad (3)$$

В (3) через Δ^n обозначена n -я степень оператора приращения функции целочисленного аргумента при изменении аргумента на единицу.

Известна асимптотика для ω_m :

$$\omega_m = \frac{1}{2} m! (\log_2 e)^{m+1} (1 + o(1)), m \rightarrow \infty. \quad (4)$$

Теперь приведём формулу для нумератора элементов выборки при представлении в коммутативном несимметричном n -базисе. Мы выбрали такое представление потому, что оно наиболее адекватно, на наш взгляд, отражает свойства данных наблюдений, если изначально разбить всё окружающее планету пространство на зоны, удалённые от фиксированного центра на различные расстояния. В некоторых зонах точек наблюдения может не быть вовсе, в то время как в отдельных областях может быть сосредоточено достаточно большое число пунктов измерений физических величин. В [8] мы доказали ряд теорем единственности решения систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), к которым редуцируются вариационные постановки в рамках метода локальных и региональных S -аппроксимаций. Однозначность определения решения СЛАУ является необходимым условием существования устойчивого к помехам во входных данных приближённого решения линейной обратной задачи геофизики (например, задачи определения плотностей простого и двойного слоёв, генерирующих такое же гравитационное или магнитное поле, как и истинные носители масс).

Пусть $\Lambda = (\Lambda_1, \Lambda_2, \dots, \Lambda_n)$ – упорядоченный набор последовательностей, $\Lambda_j \subseteq N_0 = \{0, 1, \dots\}$. Определим производящую функцию от $n+1$ переменных:

$$\Phi(t, x_1, x_2, \dots, x_n; \Lambda) = \prod_{j=1}^n \sum_{\alpha_j \in \Lambda_j} t^{\alpha_j} x_j^{\alpha_j}, \quad (5)$$

где суммирование распространяется на все $\alpha_j \in \Lambda_j$.

Если представить нумератор (5) в виде

$$\Phi(t, x_1, x_2, \dots, x_n; \Lambda) = \sum_{m=0}^{\infty} t^m \sum_{\substack{\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n = m \\ \alpha_j \in \Lambda_j}} x_1^{\alpha_1} x_2^{\alpha_2} \dots x_n^{\alpha_n}, \quad (6)$$

где суммирование ведётся по всем $\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n = m$, $\alpha_j \in \Lambda_j$, $\alpha_j \geq 0$, $\alpha_j \in \mathbb{Z}$ – множеству целых чисел, то можно заключить, что m элементов некоторой выборки разбиваются на группы (максимум n групп), в каждой из которых содержится α_j предметов. Нумератор пересчитывает такие группы, а коэффициент при t^m задаёт “вес” конкретной группы в общей массе элементов.

В частном случае, когда $\Lambda_1 = \Lambda_2 = \dots = \Lambda_n = N_0$, мы можем получить следующее упрощённое выражение для (6) [6]:

$$\Phi(t, N_0) = \sum_{m=0}^{\infty} C_{nm} t^m = (1-t)^{-n}, C_{nm} = \binom{n+m-1}{m}. \quad (7)$$

В (7) C_{nm} – это количество сочетаний выборки объёма m с n различными элементами с неограниченным числом повторений или, что то же самое, число размещений m тождественных

частиц по n ячейкам без ограничения на число частиц в ячейке. Можно, разумеется, рассматривать и другие конструкции, но это мы предполагаем сделать в будущем. Смысл определения нумераторов (2) или (5)–(7) заключается в том, что мы можем представить себе степень неоднозначности решения обратной задачи, сформулированной в рамках некоторой аналитической модели физического поля. Мы не раз подчёркивали важность применения структурно-параметрического подхода при решении геофизических задач интерпретационного характера (см., например, [9]). Каждому источнику интенсивных аномалий гравитационного или магнитного полей соответствует при таком подходе свой блок в матрице СЛАУ и векторе правой части (последний также имеет блочный вид). Но самая большая проблема, возникающая при решении обратных задач геофизики, состоит в том, что заранее не известно, как подмножества исходной выборки связаны с геологическими структурами. Кроме того, разноточность и разнородность данных приводят к тому, что измеренные значения физических величин обладают, если можно так выразиться, неодинаковой ценностью для построения аналитической модели изучаемого поля (или полей, при совместной интерпретации информации, полученной с помощью различных геофизических методов исследования).

Следует подчеркнуть, что в (6) число групп n может быть как сравнимо с m , числом точек дискретного множества, так и быть намного меньше его.

Примеры двух типов нумераторов мы привели для того, чтобы можно было хотя бы качественно оценить степень неоднозначности решения обратной задачи при рассмотрении той или иной комбинаторной схемы, получаемой из исходных данных (данных наблюдений).

Мы подчёркивали в наших предыдущих работах [8, 9] важность применения структурно-параметрического подхода при интерпретации данных различной природы. Можно сказать, что отдельные носители простого и двойного слоёв, с помощью которых аппроксимируются элементы потенциальных полей, соответствуют блокам, или группам, точек в некотором дискретном множестве X . Каждому такому блоку соответствует свой парциальный вектор в общем векторе значений физической величины:

$$X = (\mathbf{x}_{\alpha_1}; \mathbf{x}_{\alpha_2}; \dots; \mathbf{x}_{\alpha_n}), \mathbf{x}_{\alpha_k} = (x_{i_1}, x_{i_2}, \dots, x_{i_{\alpha_k}}) \subset X, \\ \alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n = m, \alpha_j \in A_j, \alpha_j \geq 0, \alpha_j \in \mathbb{Z}. \quad (8)$$

Таким образом, каждый парциальный носитель простого или двойного слоёв в методе линейных интегральных представлений [4, 8] создаёт своё поле, которое затем вносит вклад в измеренные значения (мы считаем, что справедлив принцип суперпозиции физических полей: в случае сильных магнитных полей указанный принцип может нарушаться).

Перейдем теперь к описанию нового алгоритма интерпретации геофизических данных.

Как комбинаторные методы могут помочь при решении геофизических задач интерпретационного характера? Для начала, нужно определить свойства $A_1, A_2, \dots, A_N$.

Пусть нам дана выборка значений некоторой физической величины (компоненты гравитационного, магнитного и других полей), содержащая L элементов. Сеть наблюдений при этом может быть как регулярной, так и нерегулярной. Поэтому необходимо выявить геометрические свойства этой сети: максимальное и минимальное значения координат по каждой оси, степень контрастности поля в выделенной подобласти сети и т.п.

Мы предлагаем применить следующий алгоритм действий при работе с большими массивами разнородных и разноточных данных, полученных на нерегулярных сетях наблюдений.

Алгоритм отбора данных

- 1) Определяем границы полигона.
- 2) Делим полигон на заданные подобласти в соответствии с характером задачи. Находим условный центр каждой подобласти и её диаметр.
- 3) Сортируем данные таким образом, чтобы в каждую выделенную на текущем этапе интерпретации подобласть попало некоторое (возможно, варьируемое) число значений физической величины.
- 4) В каждой подобласти находим 10 процентов элементов, имеющих минимальные и максимальные по модулю значения.
- 5) Формируем основные и контрольные массивы данных для каждой подобласти. В контрольные наборы должны входить как малые по модулю элементы, так и, наоборот, большие. Одновременно большие и малые значения в фиксированный контрольный набор не входят.
- 6) По основному набору данных для каждой подобласти строим математические модели физических полей. Качество аппроксимации

проверяем на контрольных выборках для данной подобласти.

7) Формируем из векторов, принадлежащих к основному набору, массив значений, по которому определяются аналитические аппроксимации изучаемой физической величины во всей области. В качестве контрольных точек для всей области берём 10 процентов минимальных по модулю элементов из всей выборки.

8) Сравниваем показатели качества решения для подобластей и всей области. “Выбрасываем” подобласти с плохими в определённом смысле показателями и снова строим аналитические аппроксимации для оставшейся части области. Сравниваем показатели качества решения для подобластей из этой части и всей части и т.д.

9) Процесс построения математической модели поля считается оконченным на данном этапе интерпретации в том случае, когда выбрасывание одной или нескольких подобластей не приводит к существенному (порядка 10–15 процентов) улучшению качества решения интерпретационной задачи либо когда от всей области остаётся половина (последнее требование может быть изменено — это зависит от характера решаемой задачи).

Теперь попытаемся математически описать алгоритмический подход к решению обратных геофизических задач.

В данной работе мы рассмотрим два примера сортировки данных наблюдений.

Пример № 1.

Если нам дано L значений некоторой физической величины, измеренной на некотором полигоне, то числа (b, v, r, k, λ) будут иметь следующий смысл:

1) v — “отвечает” за расстояние от данной точки до выделенного фиксированного центра (например, центра подобласти);

2) r — точек находятся на одном и том же расстоянии при фиксированном v .

3) b — соответствует углу ϑ в сферической системе координат: у нас имеется столько различных значений этого угла;

4) k — точек лежат на конусе, характеризующемся фиксированным значением угла ϑ ;

$$vr = bk;$$

5) Точки, соответствующие различным v , встречаются попарно ровно на λ конусах.

Можно резюмировать: если точки наблюдения характеризуются сферическими координатами, то по выборке этих точек можно задать описанную выше (b, v, r, k, λ) -конфигурацию.

Пример №2.

Важным примером разбиения множества значений измеренных физических величин является также следующий. Пусть нам дано N точек наблюдений и M значений некоторой физической величины в каждой точке (например, три компоненты вектора магнитной индукции и три компоненты гравитационного поля).

Пусть b в данном случае — число некоторых опорных точек, или, центров исследования. В качестве свойств исследуемых величин, которыми они, эти величины, должны обладать примем: а) некоторый диапазон расстояний точки наблюдения от фиксированного центра; б) модуль вектора магнитной индукции (или некоторый диапазон модулей); в) модуль гравитационного поля (или также диапазон его изменения). Все точки наблюдения разобьются на блоки. Если различных расстояний от точки до какого-либо центра исследования имеется v , внутри s -го блока может находиться ровно k элементов, то всего точек, таким образом структурированных, будет $vr = bk = N_1 \leq N$. Каждое из v расстояний до центра исследования встречается ровно в r блоках.

Разбиение множества значений поля, описанное в данном примере, может оказаться полезным как в случае сферической системы координат, так и в декартовой. Важное отличие от примера № 1 состоит в том, что центры исследования не фиксированы, а определяются каждый раз заново, в зависимости от выборки или характера задачи. Если исходные данные связаны со сферической системой координат, а нам нужно изучить “поведение” физических полей вблизи нескольких (иногда — достаточно большого количества!) пунктов наблюдений, то целесообразно перейти в декартову (аффинную) систему координат.

Можно в каждом случае измерений оценить число элементов, удовлетворяющих описанным выше критериям, по формуле (1).

Заметим, что не все точки наблюдения могут оказаться в поле нашего зрения. Но это, скорее, “плюс” нашей концепции: мы можем на этапе отбора данных, по которым впоследствии будет выполняться аппроксимация физических полей, отбраковать те элементы, которые не удовлетворяют заранее сформулированным критериям.

При построении математических моделей полей наиболее “ценными” являются, безусловно, данные, полученные вблизи поверхности планеты. Поэтому такого рода данные целесообразно

делить на группы элементов, которые отличаются угловыми координатами. Внутри каждой из групп можно задать нумератор вида (2), а затем найти наилучшее приближение к измеренному полю, строя аппроксимации элементов поля при различных конфигурациях узлов наблюдений, описываемых нумератором. Решение обратных задач следует находить, конечно, не при всех возможных разбиениях элементов на группы: число таких конфигураций при больших L огромно. Но какие-то наиболее важные для практических целей случаи необходимо рассмотреть. Речь идет об областях, подлежащих более детальному изучению: в них нужно взять больше элементов из выборки, чем в других зонах. Если же мы сформулируем вариационную постановку сразу для всего массива разнородных и разноточных данных (зачастую ещё и зависящих от времени), то качество приближённого решения в

интересующей нас области может оказаться не удовлетворительным по причине неоднозначности решения обратной задачи.

1.1. ВАРИАЦИОННАЯ ПОСТАНОВКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ. ДЕКАРТОВА СИСТЕМА КООРДИНАТ

В [1–3] приводятся основные формулы теории дискретных гравитационного и магнитного потенциалов, а также примеры постановок вариационных задач по определению гравитационного и магнитного полей в сеточных пространствах.

Аналогами операторов Лапласа и Пуассона в декартовом сеточном пространстве $X_n^{(S)}$ (n измерений) являются следующие выражения:

$$\Lambda\{V_S(x^{(S)})\} = 0;$$

$$\Lambda\{V_S(x^{(S)})\} = -\frac{GC_n m_S(x^{(S)})}{H^{n-2}}, H = \left(\prod_{k=1}^n h_k\right)^{\frac{1}{n}}, m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)}). \quad (9)$$

В (9) Λ – выбранный конечноразностный аналог оператора Лапласа, а $m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)})$ – значения сеточных масс, порождающих сеточное гравитационное поле; h_k – шаг по k -ому направлению в декартовой системе координат; G – гравитационная постоянная; C_n – константа,

зависящая от размерности пространства, в трёхмерном пространстве: $C_3 = 4\pi$.

Оператор Лапласа в (9) будем считать заданным на шаблоне “крест” [2]. Тогда для трёхмерного сеточного пространства будем иметь:

$$\Lambda^+(V(x^{(S)})) = -3 \left(\sum_{p=1}^3 C_p \right) V^{(S)}(x^{(S)}) + \sum_{p=1}^3 \{V^{(S)}(x^{(S)} - h_p e_p) + V^{(S)}(x^{(S)} + h_p e_p)\} = 0,$$

$$C_p = \frac{H^3}{h_1 h_2 h_3}, H = \sqrt[3]{h_1 h_2 h_3}, x^{(S)} = (x_1^{(S)}, x_2^{(S)}, x_3^{(S)}), x_p^{(S)} = k h_p, -K \leq k \leq +K;$$

$$h_p = \text{const}, p = 1, 2, 3; |x_p^{(S)}| \leq d_p = K h_p, p = 1, 2, 3. \quad (10)$$

В настоящей работе трёхмерное сеточное пространство (т.е. неограниченное множество точек $x^{(S)} = (x_1^{(S)}, x_2^{(S)}, \dots, x_n^{(S)})^T$, $x_k^{(S)} = p h_k; -\infty < p < +\infty$, $p = \pm 0, \pm 1, \pm 2, \dots$; $h_k = \text{const}$, заменяется ансамблем, или семейством, расширяющихся компактов, представляющих собой прямоугольные параллелепипеды $|x_p^{(S)}| \leq d_p = K_n h_p, p = 1, 2, 3$; здесь d_p , K_n и $h_p, p = 1, 2, 3$, – некоторые положительные константы, причем $K_n \rightarrow \infty$ при $n \rightarrow \infty$.

Рассмотрим уравнения Лапласа и Пуассона в некотором прямоугольном параллелепипеде. Для того чтобы корректно поставить задачу по определению $V(x^{(S)})$ в указанном параллелепипеде, нужно задать граничные условия. Будем считать, что на гранях параллелепипеда K_{n_q} с номером n_q , принадлежащего описанному выше семейству расширяющихся компактов, значения гравитационного потенциала или его производных известны (континуальным аналогом дискретной постановки такого рода является задача Дирихле для уравнения Лапласа):

$$V(x^{(S)}) = f(x^{(S)}). \quad (11)$$

Решение задачи (10)–(11) можно получить с помощью метода матричной прогонки. В указанном методе матрицы систем линейных алгебраических уравнений имеют трёхдиагональный или блочно-трёхдиагональный вид (если постановка рассматривается в трёхмерном сеточном пространстве).

Сформулируем теперь вариационную задачу для дискретного аналога оператора Лапласа в трёхмерном пространстве в декартовых координатах.

Дано. D_S – некоторая сеточная область в трёхмерном сеточном пространстве $X_3^{(S)}$; L точек наблюдения, в которых измерены значения гравитационного поля; $\mathfrak{K}_{comb}(M_L)$ – некоторое множество комбинаторных конфигураций, описываемых формулами (1) или (2), (5)–(7) (т.е. множество точек наблюдения M_L разбивается на подмножества, определяемые либо (b, v, r, k, λ) -конфигурацией, либо нумераторами (2), (5)–(7). Для $\mathfrak{K}_{comb}(M_L)$ с помощью метода линейных интегральных представлений находятся аналитические аппроксимации гравитационного поля (и эквивалентные по внешнему полю распределения потенциалов простого и двойного слоёв на некотором семействе носителей) в соответствии с описанным выше алгоритмом отбора данных. Далее, определяются значения гравитационного поля на нескольких горизонтальных плоскостях $\Pi_k, k = 1, \dots, N$, расположенных над поверхностью планеты. Обозначим такое множество значений гравитационного поля через

$$P_{grav}(\Pi) \equiv \{g(x^{(S)}), x^{(S)} \in \Pi_k, k = 1, \dots, N\}, \Pi = \bigcup_{k=1}^N \Pi_k.$$

Найти: минимум функционала $\Psi[V_S(x^{(S)})]$, определяемого формулой

$$\begin{aligned} \Psi[V_S(x^{(S)})] = & \left\| \Lambda_{\Gamma}^+(V_S(x^{(S)})) \right\|_{E(D_S)}^2 + \\ & + \alpha \Phi(P_{grav}(\Pi), V_S(x^{(S)})|_{x^{(S)} \in \Pi}), \\ & s \in \mathfrak{K}_{comb}(M_L). \end{aligned}$$

на множестве $V_S(x^{(S)}), x^{(S)} \in \text{Int}D_S$, где $\alpha \geq 0$ – некоторый параметр (можно сказать, параметр регуляризации [9]); $E(D_S)$ – евклидова норма в сеточной области D_S ; $\Phi(\mathbf{t}, \mathbf{z})$ – неотрицательный функционал на векторах одинаковой размерности $\mathbf{t}$ и $\mathbf{z}$. Λ_{Γ}^+ – это аппроксимация оператора Лапласа на шаблоне “крест” (см. (9)) вместе со значениями на гранях параллелепипеда

K_{n_q} с номером n_q , принадлежащего описанному выше семейству расширяющихся компактов, т.е. конечно-разностная аппроксимация оператора граничной задачи Дирихле для указанного параллелепипеда.

Таким образом, минимизация функционала (12) представляет собой поиск функции $V_S(x^{(S)}), x^{(S)} \in \text{Int}D_S$, такой чтобы она удовлетворяла уравнению Лапласа на шаблоне “крест” во внутренних узлах сеточной выбранной области, на границе выделенного параллелепипеда принимала бы заданные значения и, кроме того, совпадала бы со значениями проектора на каждую из горизонтальных плоскостей. При этом проектор на семейство горизонтальных плоскостей определяется для каждой конфигурации множества точек наблюдения, входящей в $\mathfrak{K}_{comb}(M_L)$.

На практике, поиск минимума функционала (12) сводится к решению разреженной СЛАУ.

Важное замечание: условия на границе параллелепипеда K_{n_q} можно также получить с помощью метода линейных интегральных представлений гравитационного поля (например, построив S-аппроксимации элемента поля [4] для заданной комбинаторной конфигурации множества точек наблюдения).

1.2. ВАРИАЦИОННЫЕ ПОСТАНОВКИ В СФЕРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КООРДИНАТ

Наряду с сеточными областями в трёхмерном евклидовом пространстве мы будем рассматривать их сферические аналоги:

$$\begin{aligned} \mathbf{r}^{(S)} = & (r^{(S)}, \varphi^{(S)}, \vartheta^{(S)})^T, r_k^{(S)} = r_{k-1}^{(S)} + h_{r,k}; k = 1, \dots; \\ \varphi_m^{(S)} = & \varphi_{m-1}^{(S)} + m h_{\varphi}, m = 1, \dots, N_2, \quad h_{\varphi} = \text{const}; \\ \vartheta_l^{(S)} = & \vartheta_{l-1}^{(S)} + h_{\vartheta,l}, l = 1, \dots, N_3. \end{aligned} \quad (13)$$

В (13) по радиусу и углу ϑ введены сетки с произвольными переменными шагами $h_{r,k}, h_{\vartheta,l}$, и индексы k и l принимают значения из счётного и конечного множеств соответственно. Если сеточная область ограничена по радиусу и двум углам, будем полагать, что $k = 0, \dots, N_1; l = 0, \dots, N_2; m = 0, \dots, N_3$. Можно считать, что заданы три сеточные функции целочисленного аргумента $h_1(k) = h_{r,k}, h_2(m) = h_{\varphi}, h_3(l) = h_{\vartheta,l}$, значения которых в целых точках вещественной прямой равны шагам по соответствующим координатам.

Определим также сеточные функции $\rho(i)$ и $\tau(l)$ [10]:

$$\rho(k) = r_k, 1 \leq k \leq N_1; \rho(0) = \begin{cases} \frac{1}{4} h_{r,1}, r_0 = 0, \\ 0, r_0 > 0. \end{cases} \quad (14)$$

$$\tau(l) = \sin \vartheta_l, 1 \leq l \leq N_3, \tau(0) = \begin{cases} \frac{1}{4} \sin h_{\vartheta,1}, \vartheta_0 = 0, \\ \sin \vartheta_0, \vartheta_0 > 0. \end{cases}$$

Запишем дискретный аналог оператора Лапласа в сферических координатах, действующего на сеточную функцию $V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})$ (сеточная функция $V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})$ может представлять собой сам потенциал либо какую-то его производную, умноженную на другую сеточную функцию, с тем чтобы в итоге произведение было гармоническим, например, $r^{(S)} \partial_{\hat{r}} (V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)}))$ – гармоническая сеточная функция :

$$\Delta_h V_{S,R} \equiv \frac{1}{\rho^2} \partial_{\hat{r}} (\rho^2 \partial_{\hat{r}} V_{S,R}) + \frac{1}{\rho^2} \partial_{\hat{\vartheta}} (\tau(\vartheta) \partial_{\hat{\vartheta}} V_{S,R}) + \frac{1}{\rho^2 \tau(\vartheta)} \partial_{\hat{\varphi}} (\partial_{\hat{\varphi}} V_{S,R});$$

$$\mathbf{h} = (h_{r,k}, h_{\varphi}, h_{\vartheta,l}^{(15)}), k = 1, \dots, N_1; l = 1, \dots, N_3.$$

В (15) по углу φ шаг считается постоянным и равным h_{φ} . Сам угол φ принимает значения: $\varphi_m = m h_{\varphi}, m = 1, \dots, N_2$. Разностные производные по координатам определяются следующим образом (приведём формулу для производной по радиусу):

$$\partial_{\hat{r}} (V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})) = \frac{V_{S,R}(r_{k+1}^{(S)}, \vartheta_l^{(S)}, \varphi_m^{(S)}) - V_{S,R}(r_k^{(S)}, \vartheta_l^{(S)}, \varphi_m^{(S)})}{h_{r,k}}.$$

По аналогии с формулой (12), можно задать функционал, минимум которого будет соответствовать решению задачи по определению сеточного потенциала в некоторой сеточной области для случая сферических координат:

$$\Psi_R [V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})] = \|\Lambda_h (V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)}))\|_{E(D_{S,R})}^2 +$$

$$+ \alpha \Phi(P_{\text{grav}}^s(\Xi), V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})|_{\mathbf{r}^{(S)} \in \Xi}), \quad (16)$$

$$s \in \mathfrak{K}_{\text{comb}}(M_L); \Xi = \bigcup_{k=1}^N \Xi_k.$$

В (16) $V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})$ – потенциал (или его производные!), записанный в сферических координатах, $\Phi(P_{\text{grav}}^s(\Xi), V_{S,R}(\mathbf{r}^{(S)})|_{\mathbf{r}^{(S)} \in \Xi})$ – билинейный функционал от своих аргументов; $P_{\text{grav}}^s(\Xi)$ – проектор на некоторое множество точек; $\Xi = \bigcup_{k=1}^N \Xi_k$ –

семейство концентрических сфер (можно задавать и другие геометрические структуры в сферических координатах, в точках которых вычисляются значения искомого элемента дискретного потенциала).

2. РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Предлагаемый в статье комбинированный подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики был апробирован на модельных и практических примерах. В модельном примере № 1 аномальное гравитационное поле создавалось набором из 10 прямых призм, нижние основания которых расположены на глубине 1 км под землёй, а высоты призм варьировались от 200 метров до 600 метров, а также 4 призм высотой 200 метров, нижние основания которых находились на глубине 3 км. Плотность породы в 6 верхних призмах полагалась равной 1.0 г/см³ и 0.5 г/см³ – в четырёх других; в нижних призмах плотность составила 1.0 г/см³. Участок съёмки имел размеры 100×100 км, рельеф местности выбирался спокойным, ровным (это означает, что перепад высот не превышал 250 метров). Пунктов наблюдения было 10 000 (т.е. вся выборка данных имела объем $m = 10\,000$). Поперечники призм варьировались от 8 до 40 км. Поле призм аппроксимировалось суммой простого и двойного слоёв, распределённых на нескольких горизонтальных плоскостях (от 2 до 10), залегающих на глубинах от 100 метров до 500 м. Карта изолиний гравитационного поля призм приведена на рис. 1. Мы решили вариационную задачу (12) с помощью методики, описанной в [1] и нашли эквивалентные по внешнему гравитационному полю распределения масс на горизонтальных плоскостях для (b, v, r, k, λ) -конфигурации, в которой $b = 10$, $k = 1\,000$, $v = 20$, $r = 500$, $\lambda = 5$. Поясним смысл параметров указанной конфигурации, которая соответствует примеру № 2 из первого раздела статьи.

b равно числу центров исследования, а именно центров верхних призм – они располагались на диагонали (см. рис. 1), с интервалом в 20 км; r – число блоков (центров исследования), в которых содержались точки, расположенные от центра на заданных расстояниях (от 5 до 20 км); v – число различных расстояний, на которых точки могут находиться в зоне, окружающей центр исследования; k – число точек в одном блоке; λ – число блоков, в которых могут находиться

пары различных элементов. Мы получили ожидаемый результат: на показатель качества решения задачи по построению аналитических аппроксимаций гравитационного поля оказывали влияние только те точки призм, которые находились вблизи пунктов наблюдения. Показатель качества решения составил $\Delta = 10^{-10}$:

$$\Delta = \frac{\|Az - \mathbf{f}_\delta\|_E}{\|\mathbf{f}_\delta\|_E},$$

где в числителе стоит евклидова норма разности результата действия оператора A (матрица которого совпадает с матрицей СЛАУ, к которой редуцируется вариационная постановка (12)) и вектора правой части (измеренных в точках наблюдения значений поля).

Мы последовательно исключали из выборки блоки, соответствующие различным центрам исследования. Выяснилось, что показатель качества решения незначительно ухудшался (менее, чем в 10 раз) при отбрасывании блоков с меньшей по абсолютному значению плотностью породы и небольших по размеру. Если удалить три верхних блока (см. рис. 1), то показатель

качества решения возрастёт в 10 000 раз. На рис. 2 изображено гравитационное поле, создаваемое двумя группами призм в модельном примере № 2. Было сгенерировано восемь призм в верхнем эшелоне и три — в нижнем. Плотности верхних призм чередовались: четыре призмы были заполнены веществом с плотностью 1.0 г/см^3 , в четырёх оставшихся плотность была равна 0.5 г/см^3 . В трёх нижних призмах вещество имело плотность 1.0 г/см^3 . Результаты расчётов в этом примере получились следующие: $\Delta = 10^{-12}$ для такой же комбинаторной конфигурации, что и в модельном примере № 1.

Практический пример, иллюстрирующий эффективность предлагаемого нами комбинаторного подхода к решению обратных задач геофизики, — это поиск эквивалентных по внешнему магнитному полю Меркурия распределений масс на сферах, залегающих под поверхностью планеты. В данном случае мы применяли региональный вариант метода линейных интегральных представлений [4] и рассматривали конечно-разностный аналог оператора Лапласа на дискретной сетке в сферической системе координат.

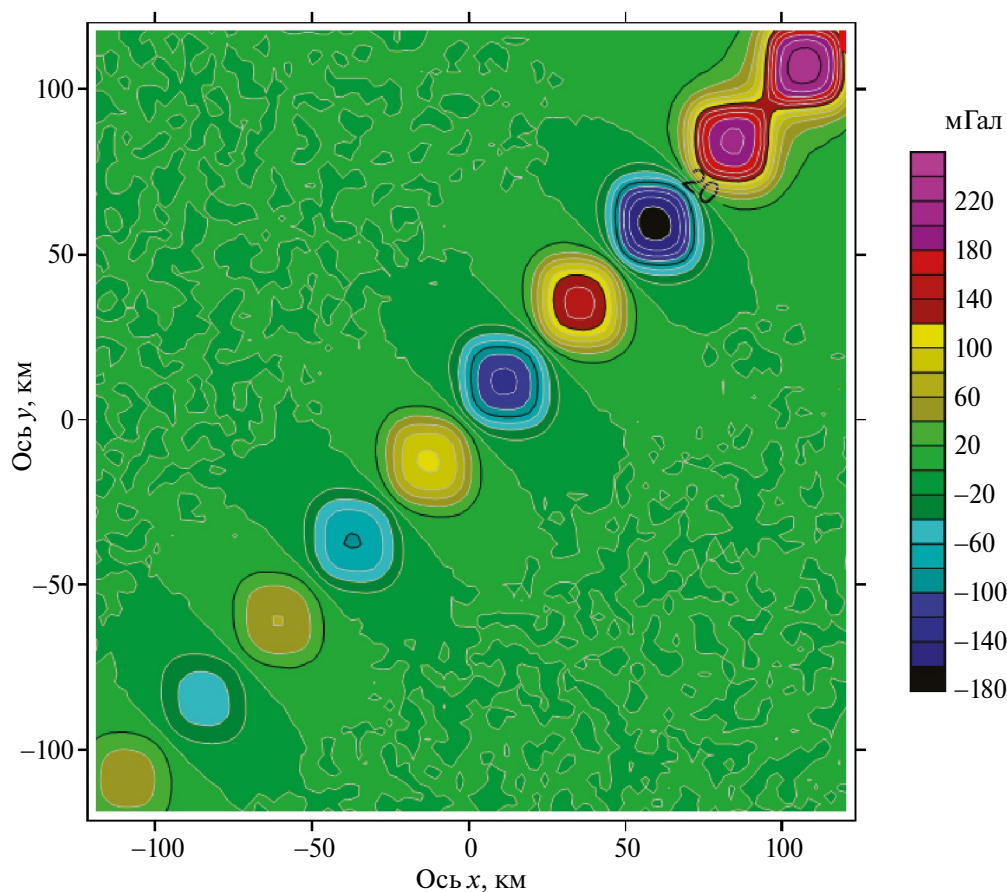


Рис. 1. Гравитационное поле в модельном примере № 1. $N = 10000$.

Данные миссии Messenger [11] за несколько дней полета в 2014 г. были представлены как некоторые комбинаторные конфигурации. Всего точек в наборе было 14 000. 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 слоёв при аппроксимации лапласовых полей располагались в коре Меркурия, т.е. на расстоянии от 0.1 до 100 км от поверхности планеты; аппроксимировали мы компоненту B_z .

Мы описали в [12] алгоритм построения различных вариантов S-аппроксимаций компонент магнитного поля Меркурия. При работе с “сырыми” данными выяснилось, что те точки орбиты станции Messenger, которые находились на большом удалении от центра планеты (более 1000–1500 км), практически не влияли на качество аппроксимации: элементы матрицы СЛАУ, соответствующие таким пунктам наблюдений, имеют во много раз меньший модуль, чем остальные. Необходимы дальнейшие исследования в области изучения зависимости свойств

орбиты спутника (эксцентриситета, возможных отклонений от эллиптичности и т.п.) и характеристических чисел матриц СЛАУ, к решению которых редуцируются задачи по построению аналитических моделей полей и нахождению эквивалентных по этим полям распределений источников.

Мы отметили в предыдущем разделе статьи, что при минимизации функционалов (12) и (16) можно применять метод матричной прогонки. Однако эквивалентные указанным вариационным постановкам СЛАУ достаточно хорошо решаются с помощью блочного метода регуляризации Холецкого (БМХР) и усовершенствованного блочного метода решения СЛАУ (УБМ) [13]. При этом мы полагали, что Меркурий представляет собой шар радиуса $R_0 = 2439.0$ км. Результаты аппроксимации представлены в табл. 1.

Орбита космической миссии представляла собой достаточно вытянутый эллипс (самые удалённые точки траектории Messenger располагались на расстоянии порядка 20000 км). Поэтому для построения аппроксимаций мы отбирали

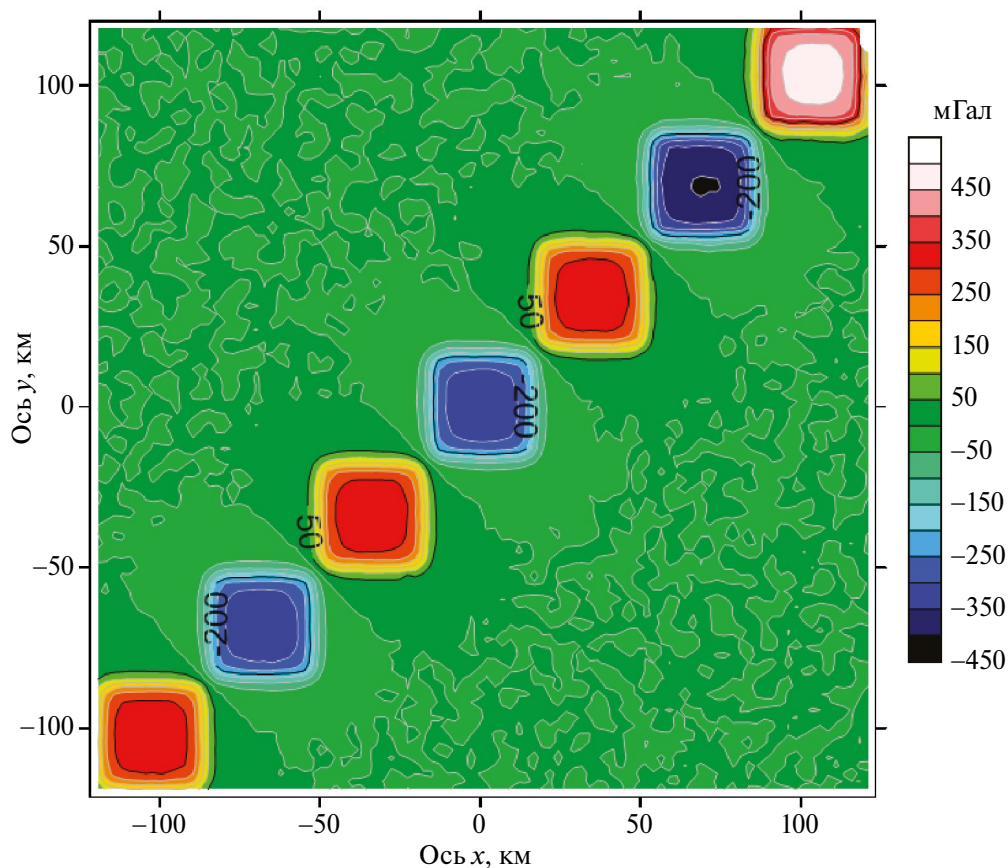


Рис. 2. Гравитационное поле в модельном примере № 2. $N = 10000$.

только те точки, которые были от поверхности планеты не далее, чем в 800 км. Для выделения из “сырых” данных составляющих магнитной индукции, генерируемых токами в жидком ядре и коре — так называемого внутреннего магнитного поля Меркурия — можно воспользоваться приближением the thin shell approximation [14]. 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, не вносят вклад в наблюдаемое поле в этом случае. Для того чтобы в наборе, по которому выполнялись аппроксимации, оставалось 11 000–14 000 элементов, мы синтезировали магнитное поле в промежуточных узлах сети наблюдений. По найденным распределениям эквивалентных источников мы находили пространственное распределение элементов магнитного поля,

Проектор на множество концентрических сфер в функционале (14) — это значения поля,

вычисленные по восстановленным из решения СЛАУ плотностям простого и двойного слоя на некоторой сферической поверхности, расположенной внутри Меркурия.

Весь набор данных по магнитному полю Меркурия рассматривался нами как некоторое дискретное множество. Это дискретное множество было затем представлено шестью различными комбинаторными конфигурациями (они соответствуют строкам табл. 1, начиная с самой верхней): 1-я конфигурация — это вся выборка; вторая конфигурация — это разбиение множества точек на три блока (см. формулу (2)) указанных в таблице размеров; третья конфигурация — это разбиение выборки на 4 блока по формуле (2); четвёртая — это конфигурация, получающаяся при группировании точек наблюдения по зонам, удалённым от Меркурия на расстояния 10, 50 и 100 км; пятая конфигурация — это точки, расположенные на расстоянии 50 км от поверхности Меркурия; шестая конфигурация — это группы точек, располагающиеся в семи секторах, биссектрисы которых изображены чёрным цветом на рис. 1.

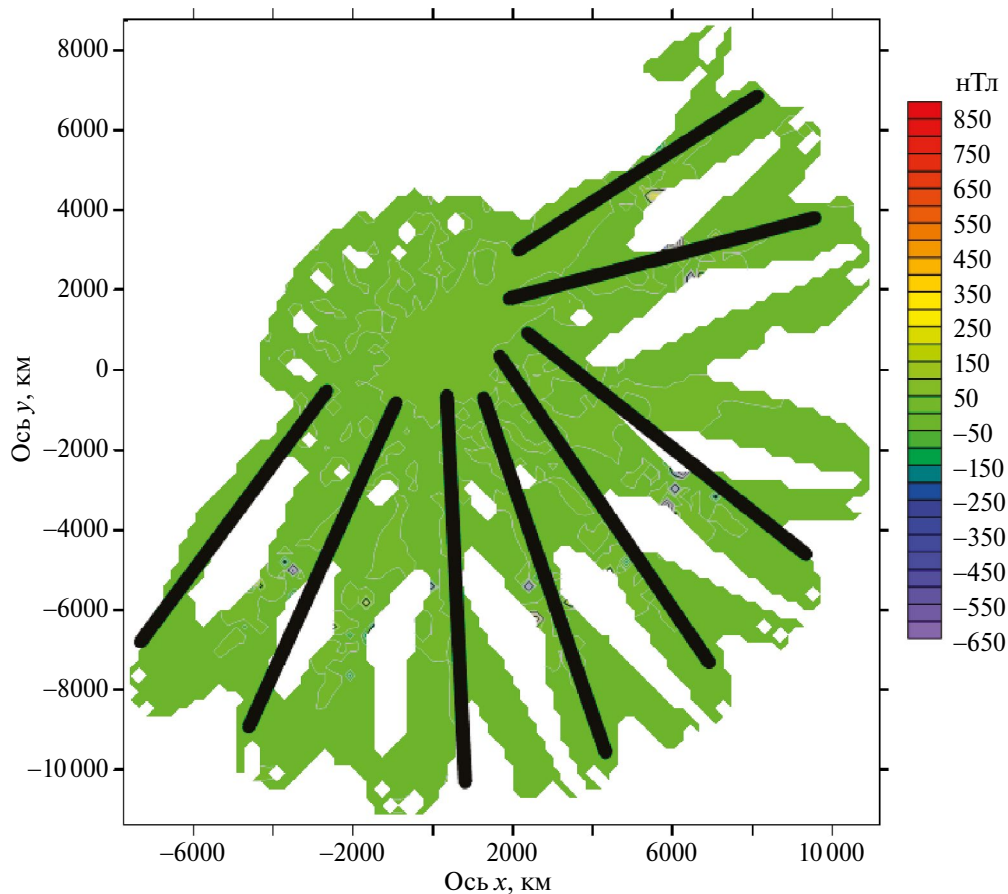


Рис. 3. Магнитное поле Меркурия по данным Messenger.

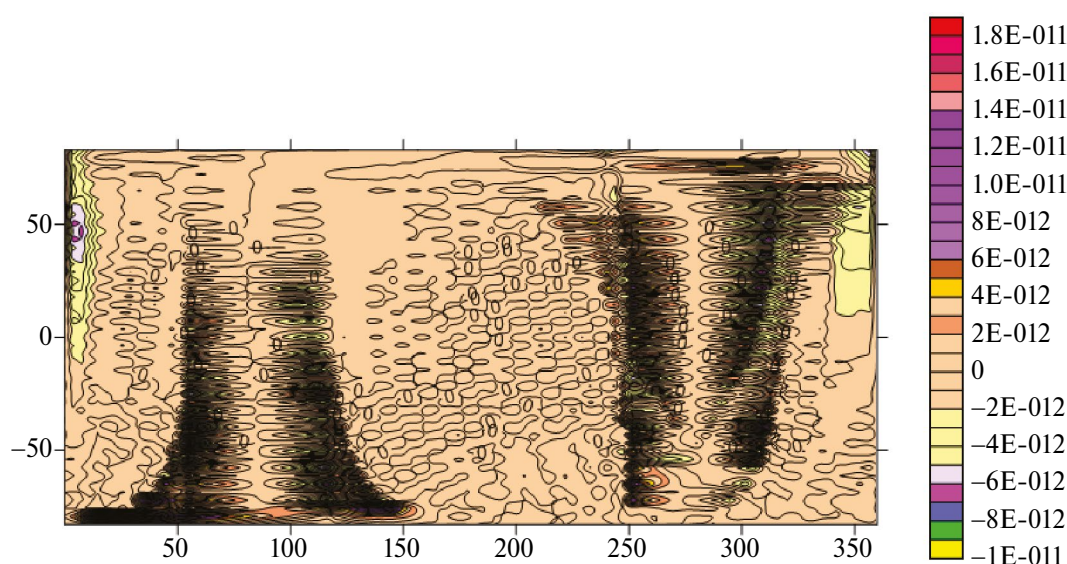


Рис. 4. Распределение эквивалентных по магнитному полю диполей на сфере $R = 2400$, построенное по всей выборке.

На рис. 3 показано магнитное поле по данным станции Messenger; на рис. 4 изображено распределение эквивалентных диполей, построенное по всей выборке “сырых” данных; на рис. 5 представлено распределение эквивалентных диполей, построенное по полученному с помощью регионального варианта S-аппроксимаций для конфигурации данных, входящих в первые три зоны по степени удалённости от поверхности планеты (вторая строка таблицы 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В статье рассмотрен новый подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики, ключевой особенностью которого является предварительное задание комбинаторных схем на основе исходной выборки и последующая формулировка вариационных задач в рамках теории дискретного потенциала и метода линейных интегральных представлений. Таким

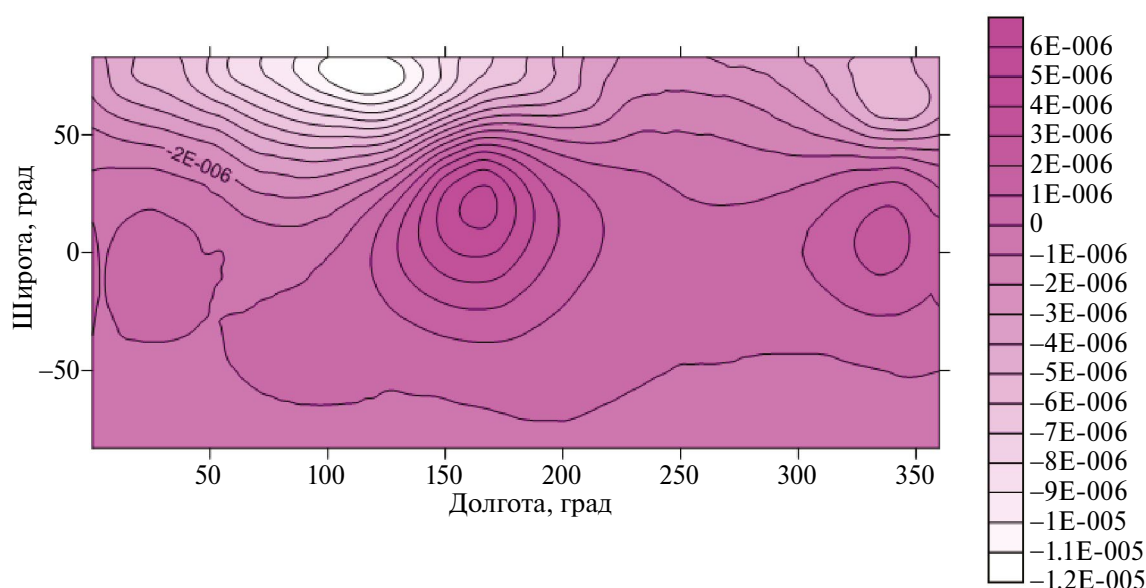


Рис. 5. Распределение эквивалентных по магнитному полю диполей на сфере $R = 2400$, построенное по аналитически построенному магнитному полю в точках орбиты, расположенных в первых трёх зонах (по степени удалённости от поверхности планеты): от 0 до 10 км; от 10 до 50 км и от 50 до 100 км.

Таблица 1. Модифицированные S- аппроксимации z-компонента магнитного поля Меркурия по данным Messenger в рамках комбинаторного подхода

№	$\frac{B}{N}$	R_0 , км или H_1, H_2	Метод решения СЛАУ	$S_{\min}$, нТл	$S_{\max}$, нТл	S_0 , нТл	$\frac{\Delta}{t}$
1	B_z 14000	2400	БМХР	0.012	0.024	0.062	2.3×10^{-2} 43 : 27
2	B_z 5000, 5000, 2000	2400	БМХР	0.0027	0.0039	0.0033	1.36×10^{-6} 26 : 31
3	B_z 3000, 3000, 3000, 1000	2400	УБМ	0.001	0.0015	0.0012	1.32×10^{-8} 27 : 13
4	B_z 2000, 2000, 3000	2400	УБМ	0.001	0.0015	0.0011	1.40×10^{-8} 32 : 18
5	B_z 7000	2400	УБМ	0.01	0.015	0.012	1.21×10^{-4} 20 : 37
6	B_z 2000×7	2400	УБМ	0.001	0.0015	0.0014	1.1×10^{-7} 33 : 42

Примечание. Обозначения, принятые в таблице 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.

образом, построение математической модели физического поля подразумевает не просто обработку “сырых” геофизических данных и решение некоторой условно-вариационной задачи, а создание адекватного реальности алгоритма оценки и отбора данных с поэтапным анализом результатов решения “парциальных”, или вспомогательных, задач.

2. Дополнительные стабилизаторы, определяемые в статье, позволяют повысить показатель качества аналитической аппроксимации элемента гравитационного или магнитного полей. Проектирование элементов поля, восстановленных с помощью известной методики локальных и региональных модифицированных S-аппроксимаций, в точки некоторой системы подмножеств

полупространства, свободного от источников поля, обеспечивает устойчивость приближённого решения обратной задачи по нахождению эквивалентных носителей.

3. В статье подчёркивается необходимость рассмотрения ансамбля конфигураций точек наблюдений и выявления априорных связей между значениями изучаемого объекта (поля) в различных областях как реального пространства R^3 , так и его сеточного аналога.

Задание фиксированных центров исследования позволяет сузить класс возможных эквивалентных распределений гравитационных масс и магнитных диполей, с тем чтобы добиться выполнения условий однозначной разрешимости СЛАУ, к которой редуцируется обратная задача.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stepanova I. E., Kolotov I. I.* Solution of the Interpretation Tomography Problem in Geophysics under the Linear Integral Representation Method and Discrete Potential Theory // *Doklady Earth Sciences*. 2024. № 1. P. 1–9.
2. *Страхов В. Н., Степанова И. Э., Гричук Л. В.* Теория дискретного гравитационного потенциала и ее использование в гравиметрии / В сб.: “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”, Труды международной конференции. Воронеж: Воронежский государственный университет, 1996. С. 49–71.
3. *Арсанукаев З. З.* Вычисление пространственных элементов аномальных полей с использованием методов теории дискретных гравитационных полей // *Физика Земли*. 2004. № 11. С. 47–69.
4. *Страхов В. Н., Степанова И. Э.* Метод S- аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // *Физика Земли*. 2002. № 2. С. 3–19.
5. *Страхов В. Н.* Об эквивалентности в обратной задаче гравиметрии при переменной плотности масс // Доклады АН СССР. 1977. Т. 236. № 2. С. 329–331.
6. *Сачков В. Н.* Комбинаторные методы дискретной математики. М.: Наука, 1977. 320 с.
7. *Айгнер М.* Комбинаторная теория. М.: Мир, 1982. 556 с.
8. *Kolotov I. I., Lukyanenko D. V., Stepanova I. E., Yagola A. G.* On the uniqueness of solutions to systems of linear algebraic equations resulting from the reduction of linear inverse problems of gravimetry and magnetometry: a local case // *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2023. V. 63. № 8. P. 1452–1465.
9. *Leonov A. S.* Extraoptimal A Posteriori Estimates of the Solution Accuracy in the Ill-Posed Problems of the Continuation of Potential Geophysical Fields // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2011. V. 47. № 6. P. 531–540.
10. *Самарский А. А. Николаев Е. С.* Методы решения сеточных уравнений. М.: Наука, 1978. 592 с.
11. MESSENGER Mission: Magnetometer (MAG) Instrument. URL: https://doi.org/10.29003/m1778.0514-7468.2020_42_4/485-501
12. *Степанова И. Э., Ягола А. Г., Лукьяненко Д. В., Колотов И. И.* О построении аналитических моделей магнитного поля Меркурия по спутниковым данным // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 175–189.
13. *Раевский Д. Н., Степанова И. Э.* О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 44–54.
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>

COMBINATORIC-VARIATIONAL APPROACH TO SOLVING LINEAR AND NONLINEAR INVERSE PROBLEMS IN GEOPHYSICS

I. E. Stepanova^{a,*}, I. I. Kolotov^b

Presented by Academician of the RAS A. O. Gliko May 6, 2024.

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

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

^{*}*E-mail: tet@ifz.ru*

Heterogeneous data obtained with different accuracy are considered in the framework of combinatory theory and variational principle. Discrete character of acquired data about physical fields and their sources imposes a series of limitations to the possibility of an adequate interpretation of the geophysical information. Combinatoric methods of discrete mathematics allow us to accurately formulate the main criteria of the data selection for the following approximation of the anomaly filed elements as well as for controlling the accuracy of solutions to linear and non-linear inverse problems.

Keywords: discrete potential, combinatoric approach, uniqueness of the solution

УДК 523.43

О ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПЕРИОДА ЧАНДЛЕРОВСКОГО КОЛЕБАНИЯ МАРСА К ПАРАМЕТРАМ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

© 2024 г. Е. А. Кулик*, Т. В. Гудкова**

Представлено академиком РАН А.О. Глико 27.04.2024 г.

Поступило 03.05.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

Чандлеровский период Марса — новый определённый по данным наблюдений параметр, характеризующий свойства недр планеты. Численное моделирование периода чандлеровского колебания Марса выполнено для ряда моделей внутреннего строения, которые удовлетворяют не только геодезическим данным (моменту инерции, приливному числу Лява k_2), но и данным, полученным в ходе сейсмического эксперимента в 2019–2022 гг. Чтобы согласовать теоретическое и наблюдаемое значения чандлеровского колебания, необходимо учитывать неупругость мантии. Для учёта вязкоупругого поведения недр использована реологическая модель Андраде. Продemonстрировано как значение чандлеровского периода зависит от параметров реологической модели.

Ключевые слова: Марс, период чандлеровского колебания, вязкоупругость, приливные числа Лява, реология Андраде

DOI: 10.31857/S2686739724090161

ВВЕДЕНИЕ

Чандлеровское колебание (ЧК) возникает из-за того, что ось вращения планеты не совпадает с осью наибольшего момента инерции. Зарегистрировать ЧК Марса долго не удавалось. Период ЧК Марса был предсказан теоретически (см., напр., [1–6]). В работе [2] рассмотрены такие эффекты на период ЧК, как влияние жидкого ядра и неупругости недр планеты, влияние слабой трёхосности фигуры Марса. Попытка экспериментально определить период чандлеровского колебания была предпринята в [7], и затем в [8]. Из-за малой амплитуды колебаний (около 10 см) авторы этих работ не смогли точно идентифицировать период ЧК из-за наложения периода перераспределения массы за $1/3$ марсианского года. Впервые период этого колебания с достаточно хорошей точностью (206.9 ± 0.5 дня) был измерен на Марсе благодаря

радионаблюдениям со спутников Mars Odyssey, Mars Reconnaissance Orbiter и Mars Global Surveyor, вращающихся вокруг Марса почти два десятилетия [9]. Период ЧК Марса служит новым ограничением при построении модели внутреннего строения планеты и даёт нам знания о реологических свойствах мантии на длинных периодах.

Теоретические расчёты ЧК Земли включают вычисление периода для модели твёрдой планеты и учёт поправок [3, 10], при этом в этих работах показано, что одним из источников большого расхождения теоретического значения периода ЧК Земли от наблюдаемой величины является неучёт неупругости мантии. Исследование влияния неупругости недр Марса на период ЧК проводилось в работах [1, 3, 4].

В данной работе на основе реологической модели Андраде исследовано влияние параметров реологической модели на период чандлеровского колебания Марса.

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

*E-mail: kulik.ea@ifz.ru

**E-mail: gudkova@ifz.ru

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ МАРСА

До успешного сейсмического эксперимента миссии НАСА InSight (2019–2022 гг.) модели внутреннего строения Марса опирались на измеряемые геодезические величины: масса, средний радиус, момент инерции и число Лява k_2 . В работе [9] были уточнены момент инерции ($I = 0.3640 \pm 0.0006$) и число Лява k_2 ($k_2 = 0.174 \pm 0.008$). В результате сейсмического эксперимента: определена толщина коры под посадочным модулем, и затем с учётом данных гравитационного поля и топографии получено, что средняя толщина коры Марса составляет от 32 до 70 км, а средняя плотность не более 3100 кг/м^3 [11]; получен радиус марсианского ядра [12] (1830 ± 40 км), который совсем недавно был уточнён [13]. Оказалось, что у основания мантии, над металлическим ядром, имеется расплавленный силикатный слой, и металлическое ядро на 150–170 км меньше (т.е. радиус ядра Марса составляет 1650 ± 20 км) и на 5–8% плотнее (плотность ядра равна 6500 кг/м^3).

В данной работе тестовые модели внутреннего строения Марса рассчитаны на основе метода, изложенного в [4], по геодезическим параметрам (масса и средний радиус планеты, момент инерции, число Лява k_2) и отобраны по данным, полученным в ходе сейсмического эксперимента InSight на Марсе (толщина и плотность коры, радиус ядра).

РАСЧЕТ ЧАНДЛЕРОВСКОГО ПЕРИОДА

Из-за гигантского поднятия Фарсида Марс моделируется как слабوترёхосный эллипсоид [2]. Период ЧК для трёхосного упругого тела с жидким ядром задаётся формулой [5]

$$T_W = T_E \left(1 - \frac{(A_c B_c)^{1/2}}{(AB)^{1/2}} \right) / (1 - k_2 / k_0), \quad (1)$$

где A и B — главные моменты инерции планеты, A_c и B_c — главные моменты инерции жидкого ядра, T_E — эйлеровский период (период осесимметричного твёрдого тела), k_2 — число Лява с учётом зависимости от частоты (число Лява для неупругой модели на частоте ЧК), k_0 — так называемое вековое (или секулярное) число Лява, которое определяет упругие деформации при условии полной релаксации сдвиговых напряжений в мантии планеты (т.е., соответствует модели целиком жидкой планеты с теми же распределениями плотности и модулей объёмного сжатия, что и для реальной планеты).

Значение k_0 определяется как

$$k_0 = \frac{3G(C - \bar{A})}{R^5 \omega^2}, \quad (2)$$

где $R = 3389.5$ км — средний радиус планеты, $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ с}^{-2} \text{ кг}^{-1}$ — гравитационная постоянная, $\omega = 7.088191 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ — угловая скорость вращения планеты.

Число Лява k_2 включает в себя упругую и неупругую составляющие [4]. В формулу (1) входит значение числа Лява k_2 на частоте чандлеровского колебания. Ниже, используя реологию Андраде, для пробных значений вязкости в недрах Марса, получим модельные оценки вклада неупругой части в число Лява k_2 с учётом вязкоупругости.

Известно, что реологическое поведение мантийных пород на приливных периодах зависит от частоты. В настоящее время считается, что для описания вязкоупругого поведения недр планет и спутников больше всего подходит реология Андраде (см. обзор в [14]).

В вязкоупругой модели реологии Андраде комплексный модуль сдвига $\tilde{\mu}$ равен $1/\tilde{J}$, где $\tilde{J}$ называется “комплексная податливость материала”, которая определяется по формуле [15]

$$\tilde{J}(\chi) = J[1 + (i\tau_M \chi)^{-\alpha} \Gamma(1 + \alpha)] - \frac{i}{\eta \chi}, \quad (3)$$

$J = 1/\mu$, $\tau_M = \eta/\mu$ — время Максвелла, χ — частота прилива, Γ — гамма-функция и α — параметр Андраде.

К сожалению, параметр Андраде α точно не определён. Обычно его значение находится в диапазоне 0.2–0.5 [15].

Вязкость недр Марса точно не известна. Для учёта неупругого поведения недр планеты рассмотрим многослойную модель с кусочно-постоянным распределением вязкости. Параметром в данной модели будет служить вязкость коры со значением η_0 . Примем следующую многослойную модель вязкости: в коре вязкость равна параметру модели η_0 , в верхнем слое мантии (оливин-содержащий слой) — $10^{-2} \eta_0$, в среднем слое мантии (β -слой) — $10^{-1} \eta_0$, в нижнем слое мантии (γ -слой) — η_0 . Толщину расплавленного слоя над границей ядро-мантия [13] положим равной 200 км и вязкость равной 10^9 Па с, что отвечает неупругому состоянию. Считаем, что вязкость ядра равна нулю.

Исследуем изменение числа Лява k_2 от вязкости слоя на границе ядро-мантия. Для этого

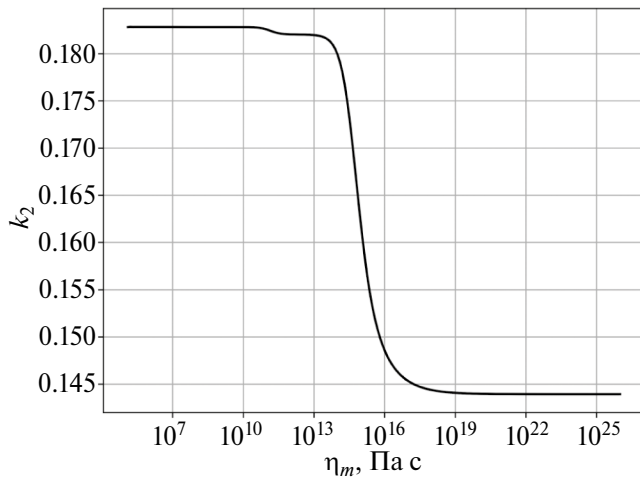


Рис. 1. Зависимость числа Лява k_2 от вязкости слоя в основании мантии.

рассмотрим упругую модель, вязкость будем менять только в слое над границей ядра. Полученная зависимость показана на рис. 1. На графике видно, что переход к неупругому состоянию слоя (состояние его частичного плавления) начинается при значениях вязкости около 10^{16} Па с. Такая же оценка получается непосредственно из формулы Андраде. Для описания расплавленного состояния этого слоя будем использовать вязкость 10^9 Па с, при меньшем значении могут накапливаться ошибки при вычислении числа Лява k_2 .

Рисунок 2 показывает, как меняется неупругая составляющая числа Лява k_2 в зависимости от параметров реологической модели. Моделирование проведено для интервала пробных значений параметра вязкости η_0 (1021–1023 Па с) и значений параметра Андраде (0.2–0.5). Используемые интервалы значений вязкости и параметра Андраде приводят к большому разбросу значений неупругой поправки в число Лява. Из рис. 2 видно, что поправка за неупругость в модельное число Лява k_2 сильно меняется в зависимости от принимаемой вязкости недр и параметра Андраде, неупругая поправка увеличивается при уменьшении a .

Влияние эффектов неупругости мантии на модельные значения чандлеровского периода Марса продемонстрировано на рис. 3. Неупругое поведение мантии увеличивает число Лява k_2 , и, следовательно, период чандлеровского колебания. Одной из неопределённостей при расчёте периода ЧК Марса служит неопределённость параметров реологической модели. Оценка параметра a для Марса находится в широком диапазоне 0.07–0.35 в [9] и 0.09–0.35 в [6]. Численное

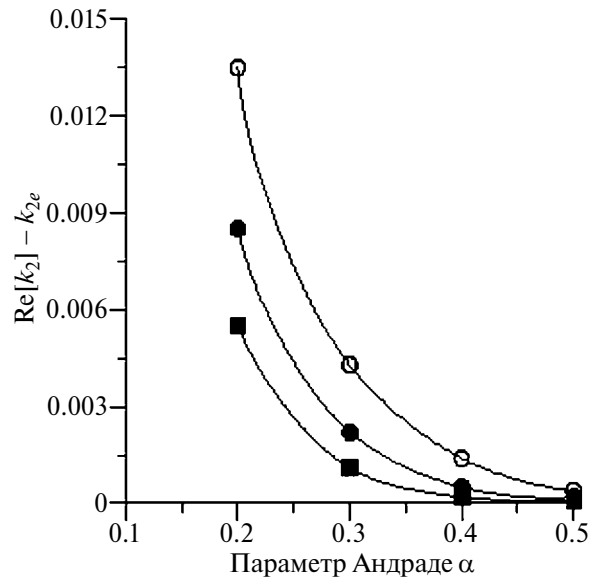


Рис. 2. Отклонение реальной части числа Лява k_2 от упругого значения в зависимости от значения параметра Андраде a для тестовой многослойной неупругой модели (в коре вязкость принята η_0 , в оливиновой мантии $10^{-2}\eta_0$, в слое β — $10^{-1}\eta_0$, в слое γ — η_0): $\eta_0=10^{21}$ Па с (белые кружки), $\eta_0=10^{22}$ Па с (чёрные кружки), $\eta_0=10^{23}$ Па с (чёрные квадраты).

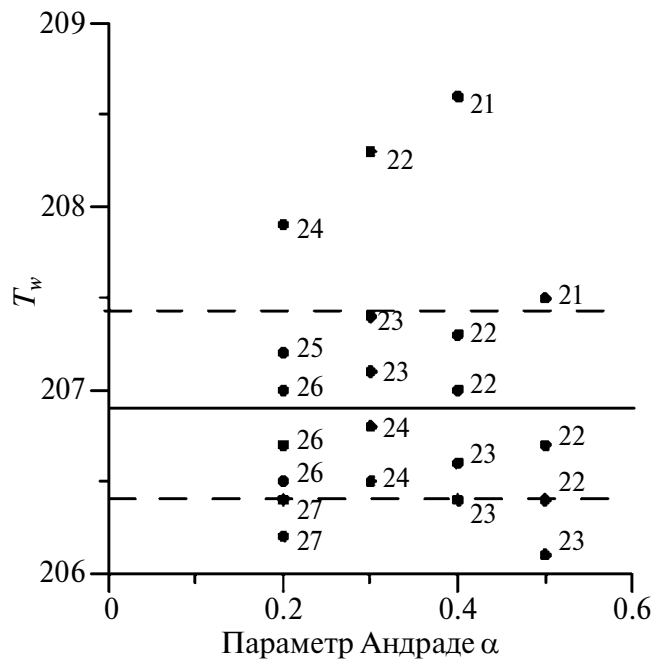


Рис. 3. Чандлеровский период Марса для различных значений вязкости и параметра Андраде a . Цифры на рисунке соответствуют степени параметра вязкости η_0 .

моделирование, проведённое в работе, указывает на значения параметра α для Марса в диапазоне 0.3–0.5 при допустимых значениях вязкости мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для учёта неупругости недр использована модель Андраде. При изменении параметров Андраде от значений $\alpha = 0.5$, $\eta_0 = 10^{23}$ Па с до $\alpha = 0.2$, $\eta_0 = 10^{21}$ Па с неупругая составляющая числа Лява k_2 увеличивается практически от нуля до 0.014. Для наиболее часто используемого значения $\alpha = 0.3$ и $\eta_0 = 10^{21}$ Па с учёт неупругости даёт поправку 0.005, что соответствует оценкам из работы [4].

Параметры неупругости точно не определены, и в данной работе был исследован вопрос — как выбор реологического параметра Андраде и распределение вязкости в мантии Марса меняет значение периода чандлеровского колебания. Значения чандлеровского периода рассчитаны для ряда тестовых моделей внутреннего строения.

Чандлеровский период — новый параметр, полученный недавно из данных наблюдений, значение которого накладывает дополнительное ограничение на распределение упругих параметров в планете. Проведённое численное моделирование показало, что нужны дальнейшие исследования влияния реологических параметров, а также минералогического состава мантии Марса на значение периода чандлеровского колебания. Это может значительно улучшить наше понимание поведения реологии мантии Марса на длинных периодах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт темы госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жарков В. Н., Молоденский С. М. Об определении физических параметров ядра Марса по данным о его вращении // Астрон. вестн. 1994. Т. 28. № 4–5. С. 86–97.
2. Жарков В. Н., Молоденский С. М. Чандлеровский период слаботрехосных моделей Марса // Астрон. Вестник. 1995. Т. 29. № 4. С. 341–344.
3. Zharkov V. N., Molodensky S. M. On the chandler wobble of Mars // Planet. Space Sci. 1996. V. 44. P. 1457–1462.
4. Жарков В. Н., Гудкова Т. В. Построение модели внутреннего строения Марса // Астрон. Вестник. 2005. Т. 39 (5). С. 387–418.
5. Zharkov V. N., Gudkova T. V. The period and Q of the chandler wobble of Mars // Planet. Space Sci. 2009. V. 57. P. 288–295.
6. Harada Y. Reconsideration of the anelasticity parameters of the martian mantle: Preliminary estimates based on the latest geodetic parameters and seismic models // Icarus. 2022. V. 383. P. 114917.
7. Konopliv A. S., Yoder C. F., Standish E. M., Yuan D. N., Sjogren W. L. A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris // Icarus. 2006. V. 182. P. 23–50.
8. Konopliv A. S., Asmar S. W., Folkner W. M., Karatekin Ö., Nunes D. C., Smrekar S. E., Yoder C. F., Zuber M. T. Mars high resolution gravity fields from MRO, Mars seasonal gravity, and other dynamical parameters // Icarus. 2011. V. 211. P. 401–428.
9. Konopliv A. S., Park R. S., Rivoldini A., Baland R. M., Le Maistre S., Van Hoolst T., Yseboodt M., Dehant V. Detection of the chandler wobble of mars from orbiting spacecraft // Geophys. Res. Lett. 2020. V. 47. P. e2020GL090568
10. Молоденский С. М. Приливы и нутация Земли. I. Модели Земли с неупругой мантией и однородным невязким жидким ядром // Астрон. Вестн. 2004. Т. 38. № 6. С. 542–558.
11. Wiczorek M. A., Broquet A., McLennan S. M., Rivoldini A., Golombek M., Antonangeli D., Beghein C., Giardini D., Gudkova T., Gyalay S., Johnson C., Joshi R., Kim D., King S. D., Knapmeyer-Endrun B., Lognonné Ph., Michaut C., Mittelholz A., Nimmo F., Ojha L., Panning M. P., Plesa A.-C., Siegler M. A., Smrekar S. E., Spohn T., Banerdt W. B. InSight constraints on the global character of the Martian crust // Journal of Geophysical Research: Planets. 2022. V. 127. e2022JE007298.
12. Stähler S. C., Khan A., Banerdt W. B., Lognonné P., Giardini D., Ceylan S., Drilleau M., Duran A. C., Garcia R. F., Huang Q., Kim D., Lekic V., Samuel H., Schimmel M., Schmerr N., Sollberger D., Stutzmann E., Xu Z., Antonangeli D., Charalambous C., Davis P. M., Irving J. C. E., Kawamura T., Knapmeyer M., Maguire R., Marusiak A. G., Panning M. P., Perrin C., Plesa A. C., Rivoldini A., Schmelzbach C., Zenhäusern G., Beucler E., Clinton J., Dahmen N., van Driel M., Gudkova T., Horleston A., Pike W. T., Plasman M., Smrekar S. E. Seismic detection of the martian core // Science. 2021. V. 373. P. 443–448.
13. Samuel H., Drilleau M., Rivoldini A., Xu Z., Huang Q., Garsia R. F., Lekic V., Irving J. C. E., Badro J., Lognonne P. H., Connolly J. A. D., Kawamura T.,

- Gudkova T., Banerdt W. B.* Geophysical evidence for an enriched molten silicate layer above Mars's core // *Nature*. 2023. V. 622. P. 712–717.
14. *Bagheri A., Efroimsky M., Castillo-Rogez J., Goossens S., Plesa A.-C., Rambaux N., Rhoden A., Walterova M., Khan A., Giardini D.* Tidal insights into rocky and icy bodies: An introduction and overview // *Advances in Geophysics*. 2022. V. 63. Ch. 5. P. 231–320.
15. *Castillo-Rogez J. C., Efroimsky M., Lainey V.* The tidal history of Japetus: Spin dynamics in the light of a refined dissipation model // *J. Geophys. Res: Planets*. 2011. V. 116. ID. E9.

ON THE SENSITIVITY OF THE CHANDLER WOBBLE PERIOD OF MARS TO THE PARAMETERS OF THE RHEOLOGICAL MODEL

E. A. Kulik[#], T. V. Gudkova^{##}

*Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko April 27, 2024.
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation
[#]E-mail: kulik.ea@ifz.ru
^{##}E-mail: gudkova@ifz.ru*

The Chandler period of Mars is a new parameter determined from observational data that characterizes the properties of the planet's interior. Numerical modeling of the period of the Chandler wobble of Mars was performed for a number of internal structure models that satisfy not only geodetic data (moment of inertia, tidal Love number k_2), but also data obtained during a seismic experiment in 2019–2022. To reconcile the theoretical and observed values of the Chandler wobble, it is necessary to take into account the inelasticity of the mantle. To take into account the viscoelastic behavior of the interiors, the Andrade rheological model was used. It is demonstrated how the value of the Chandler period depends on the parameters of the rheological model.

Keywords: Mars, Chandler wobble period, viscoelasticity, tidal Love numbers, Andrade rheology

УДК 551.46

УСКОРЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Г. К. Коротаев*, В. Н. Белокопытов,
В. Л. Дорофеев, А. И. Мизюк, А. Л. Холод

Поступило 06.03.2024 г.

После доработки 27.04.2024 г.

Принята к публикации 20.05.2024 г.

На основе данных трёх ретроспективных анализов (реанализов) полей Чёрного моря исследованы тенденции изменения термохалинного режима бассейна в 2000–2021 гг. Показано, что кумулятивный эффект роста средней температуры поверхности моря и смягчения зимних условий в акватории Чёрного моря в последние 7–8 лет приводят к рекордному прогреву, а затем и исчезновению вентилируемого черноморского холодного промежуточного слоя в его традиционном понимании к 2020 году. Кроме того, в последние 7–8 лет наблюдается ускоренное потепление вод моря в пределах основного пикноклина. Изменения теплового режима верхнего слоя моря сопровождается продолжающимся ростом солёности в основном пикноклине.

Ключевые слова: температура и солёность Чёрного моря, климатические изменения, численное моделирование, ретроспективный анализ

DOI: 10.31857/S2686739724090173

Чёрное море, как обособленный от Мирового океана морской бассейн с положительным водным балансом, имеет не только характерную термохалинную структуру вод с резким халоклином и холодным промежуточным слоем, но и свои региональные особенности межгодовой и многолетней изменчивости, которые во многом отличаются от других морей. Устойчивая тенденция в слое основного пикноклина, где поступление средиземноморских вод вызывает слабое, но постоянное нагревание и осолонение, сменяется в верхнем слое моря на хорошо выраженные междесятилетние колебания [1]. В ряде исследований [1–3] было показано, что смягчение зимних условий в акватории Черного моря и рост средней температуры поверхности моря (ТПМ) в последние 20–30 лет приводит к изменениям термохалинного режима моря и, в частности, значительному ослаблению интенсивности черноморского холодного промежуточного слоя (ХПС). Однако детальное исследование более быстрой трансформации термохалинного режим верхнего слоя моря затруднительно по причине

использования процедур сглаживания и фильтрации [1] либо из-за погрешностей, связанных с пространственной неоднородностью ХПС при сведении воедино относительно небольшого количества наблюдений, выполненных в разных частях Чёрного моря [3]. В настоящей работе исследуется изменчивость термохалинных полей на межгодовых временных масштабах в 2000–2020 гг. на основе данных трёх реанализов, выполненных в Чёрном море тремя различными способами [4–6], подкреплённых там, где это возможно, непосредственными наблюдениями.

Для создания массива данных наблюдений на регулярной сетке с временной дискретностью 10 суток и пространственным разрешением $10' \times 15'$ использовался метод оптимальной интерполяции [7] с применением пространственных корреляционных функций [8, 9] и аппроксимации зависимости автокорреляционной функции от глубины [8]. Для периода 2000–2020 гг. на базе 13 952 океанографических станций рассчитано 16 845 профилей в узлах регулярной сетки при заданном условии максимального ограничения случаев экстраполяции для заполнения свободного пространства, что позволило обеспечить более или менее равномерное покрытие акватории Чёрного моря в отдельные декады.

Федеральный исследовательский центр “Морской гидрофизический институт Российской Академии наук”,
Севастополь, Россия

*E-mail: korotaevgren@mail.ru

Подготовленный таким образом массив данных температуры и солёности на регулярной сетке в дальнейшем идентифицируется как “массив 1”.

Методология первого, представленного в настоящей работе, реанализа полей Чёрного моря была разработана в рамках проектов “MyOcean”, “MyOcean2” [10] и основана на ассимиляции спутниковых наблюдений. Затем эта методология была развита в работе [4], где дополнительно ассимилировались климатические профили температуры и солёности. В настоящем исследовании представлен реанализ за 1993–2020 гг., который далее обозначается как “массив 2”, выполненный по схеме, описанный в работе [4].

Второй реанализ за период 2000–2020 гг. выполнен на основе региональной конфигурации комплекса численного моделирования динамики океана NEMO [11], воспроизводящей поля гидрофизических параметров в Азовском, Чёрном и Мраморном морях [12]. В модели ассимилируются трёхмерные поля температуры и солёности морской воды, восстановленных по данным спутниковых альтиметрических наблюдений, и данных наблюдений ТПМ с ИСЗ по методике, описанной в работе [5]. В верхнем слое выполняется коррекция потока тепла на основе

данных о ТПМ [11], что эквивалентно усвоению ТПМ. В дальнейшем этот массив реанализа цитируется как “массив 3”.

В исследовании использовался также продукт BLACKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004 морской службы Copernicus (CMEMS), цитируемый далее, как “массив 4”, содержащий реанализ среднесуточных полей океана для бассейна Чёрного моря с 1993 по 2021 гг., анализировавшийся ранее в работе [6]. Для ассимиляции данных использовалась вариационная схема 3DVAR [13, 14]. В процессе подготовки реанализа усваивались вдоль трековые данные аномалий уровня морской поверхности и *in situ* измерений вертикальных профилей температуры и солёности из наборов данных SeaDataNet и CMEMS.

Сведения о точности представленных выше методов реанализа приводятся в статьях [4–6]. Наибольшие погрешности наблюдаются в окрестности зон повышенных вертикальных градиентов. При этом неточности в определении глубин залегания изолиний температуры или солёности невелики. Как известно [15, 16], реанализы, выполненные на основе разных моделей, могут давать в некоторых случаях заметный разброс в оценках. Поэтому при возникновении

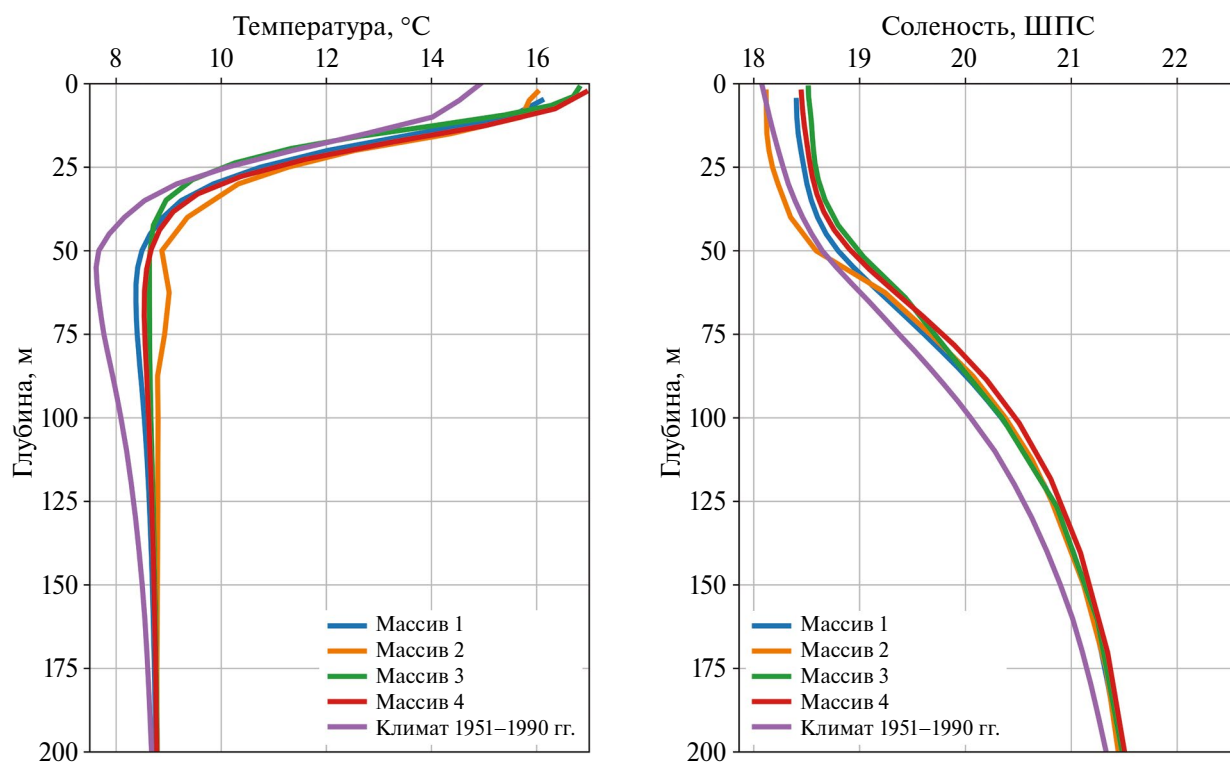


Рис. 1. Вертикальные профили температуры (слева) и солёности (справа) морской воды, полученные осреднением на каждом горизонте за период времени с 2019 по 2020 гг. для каждого из реанализов и по имеющимся наблюдениям. Дополнительно показан климатический профиль за 1951–1990 гг.

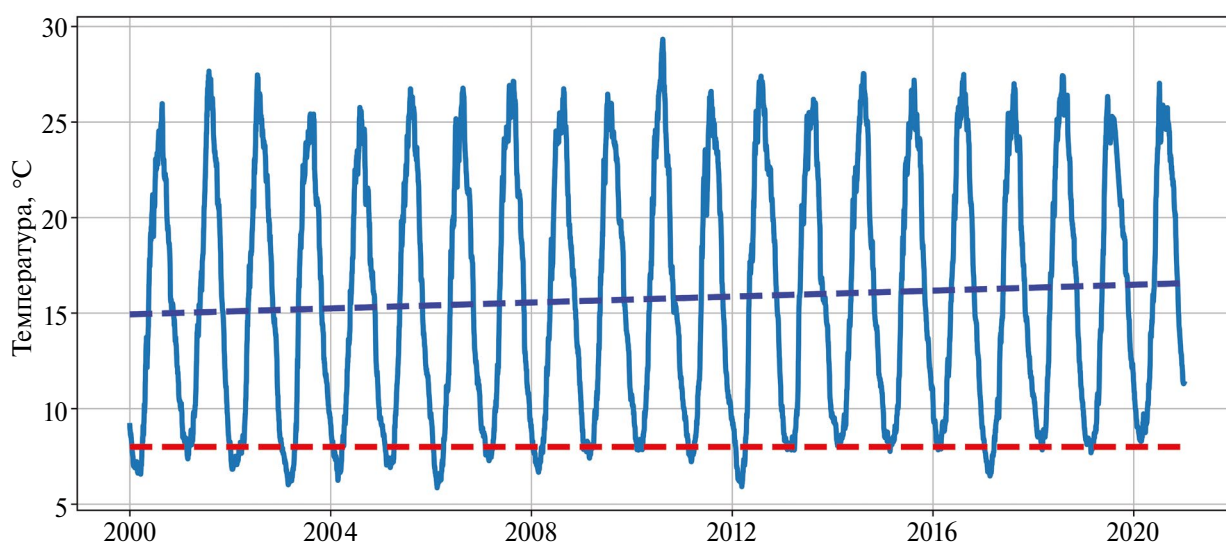


Рис. 2. Временной ряд спутниковых измерений ТПМ, осреднённой по площади Чёрного моря. Синей линией показана линия регрессии для временного ряда ТПМ. Красная линия соответствует температуре 8°C.

существенных расхождений в данных реанализов, мы считаем достоверными события, отражавшиеся не менее чем в двух из них.

На рис. 1 представлены профили температуры и солёности морской воды, полученные осреднением на каждом горизонте и за период времени с 2019 по 2020 гг. для каждого из реанализов и по имеющимся наблюдениям. Для представления об общих тенденциях изменения состояния моря в последние годы, на рис. 1 приведены также построенные по данным наблюдений средние профили температуры и солёности морской воды за 1951–1990 годы. На рис. 1 по всем реанализам видно заметное потепление в слое 0–200 м в 2019–2020 гг. в сравнении с периодом 1951–1990 гг. В дальнейшем мы сконцентрируемся на анализе изменений, происходящих именно в этом слое в 2000–2020 годы.

В поверхностном слое моря, до глубин порядка 10 м, все реанализы дают очень близкие изменения температуры моря, отражающие её сезонные и межгодовые изменения. Совпадение временного хода в этом слое в разных реанализах не удивительно, поскольку в каждом из них ассимилируются наблюдения ТПМ с ИСЗ. Поэтому на рис. 2 приведён временной ход осреднённой по площади ТПМ только по спутниковым наблюдениям. Приведённый график показывает явно выраженный сезонный ход ТПМ и межгодовую изменчивость максимальных и минимальных температур. Приведённая на рис. 2 линейная регрессия показывает тенденцию повышения средней ТПМ за весь рассматриваемый

период. Положительный тренд температуры в поверхностном слое, рассчитанный по среднегодовым значениям, составил 0.4°C за 10 лет, что превышает типичные для Мирового океана значения и сопоставим с высокими темпами потепления в полярных широтах. Отметим особо значительное сокращение событий с минимальным значением ТПМ ниже 8°C после 2008 и особенно после 2012 года.

Тенденции изменений температуры морской воды на горизонте 60 м, вблизи минимума температуры ХПС, представлена на рис. 3. Видно, что массив 2 даёт несколько завышенные значения температуры морской воды и не воспроизводит зимнюю конвекцию 2017 года, что вызывает существенный прогрев в последующие годы, тогда как массивы 3 и 4 демонстрируют сходные её изменения в течение всего исследуемого периода времени. Тем не менее во всех трёх реанализах наблюдается синхронное развитие зимней конвекции близкой интенсивности вплоть до 2016 года. В те годы, когда ТПМ опускается ниже 8°C, температура на горизонте 60 м также принимает значения, характерные для ядра ХПС. Однако в силу относительно мягких зим 2009–2011 гг. температура воды на глубине 60 м превысила 8°C в течение всего года.

В результате зимней конвекции 2012 года температура воды на горизонте стала ниже 8°C. Однако к следующей холодной зиме 2017 года температура воды на глубине 60 м уже достигла 8.5°C. Зимняя конвекция 2017 года на пару месяцев понизила температуру на горизонте до 8°C,

но затем в течение всего 2020 году температура воды на глубине 60 м уже превысила и это значение, приблизившись к концу года по данным двух реанализов к 9°C . Таким образом, сокращение событий с минимальными значениями зимних ТПМ ниже 8°C после 2012 года приводит к существенному повышению значений температуры воды на этом горизонте.

Эволюция ХПС хорошо видна на рис. 4, где представлена диаграмма изменений во времени средней по горизонтальным сечениям температуры морской воды в глубоководной (с глубинами более 500 м) части моря. Все реанализы показывают наличие в глубоководной части моря традиционного (т.е. вентилируемого во время зимней конвекции) ХПС, ограниченного изотермами 8°C , с небольшими перерывами, вплоть до конца 2008 года. В реанализе, представленном массивом 2 при этом интенсивность зимней конвекции ниже, чем в двух других реанализах, поэтому дальнейшие выводы основаны на данных близких между собой массивах 3 и 4.

В 2009–2011 годы температура в его ядре ХПС повышается до $8.1\text{--}8.3^{\circ}\text{C}$. Холодная зима 2012 года восстановила ненадолго привычные для ХПС температуры. Однако затем, традиционный вентилируемый ХПС хоть и сохраняется, но температура в его ядре возрастает до $8.5\text{--}8.6^{\circ}\text{C}$. В 2017 году минимальная зимняя ТПМ была ниже 8°C и соответствовала примерно зиме 2004 года. На рис. 4 видно, что тем не менее сформировавшийся в 2017 году традиционный вентилируемый ХПС имеет значительно меньшую интенсивность в сравнении с 2004 годом.

Тем не менее поступивший в 2017 году объём холодных вод ещё поддерживал ХПС с постепенно нарастающей температурой в ядре до $8.6\text{--}8.7^{\circ}\text{C}$ в конце 2018 года. В 2019 году ТПМ была немного ниже 8°C , однако сформировавшийся в результате конвекции ХПС имел температуру воды в ядре уже 8.5°C , которая выросла до 8.6°C к концу года. Значение температуры морской воды в ядре ХПС в 8.6°C , достигнутое в 2019 году, является рекордным.

Результаты реанализов, представленных массивами 3 и 4, показывают, что зимняя конвекция в 2020 году не достигает 50 м и традиционный вентилируемый ХПС, обусловленный поступлением поверхностных вод, больше не возобновляется, что произошло впервые за всю историю океанографических наблюдений. Тем не менее, на глубинах 75–80 м наблюдается минимум температуры со значением $8.7\text{--}8.8^{\circ}\text{C}$, природа которого отлична от традиционного вентилируемого ХПС, поскольку он заполнен водами, сформировавшимися в течение длительного времени при взаимодействии вод традиционного холодного ХПС и глубинных вод и его существование обусловлено исключительно возрастанием температуры морской воды с глубиной.

Изменение характеристик зимней конвекции и увеличение температуры в ядре ХПС оказывает влияние на температурный режим Чёрного моря в пределах основного пикноклина. На рис. 5 приведён временной ход температуры морской воды на глубине 150 м, на нижней границе основного пикноклина, по данным трёх реанализов. Точками на этом рисунке показаны

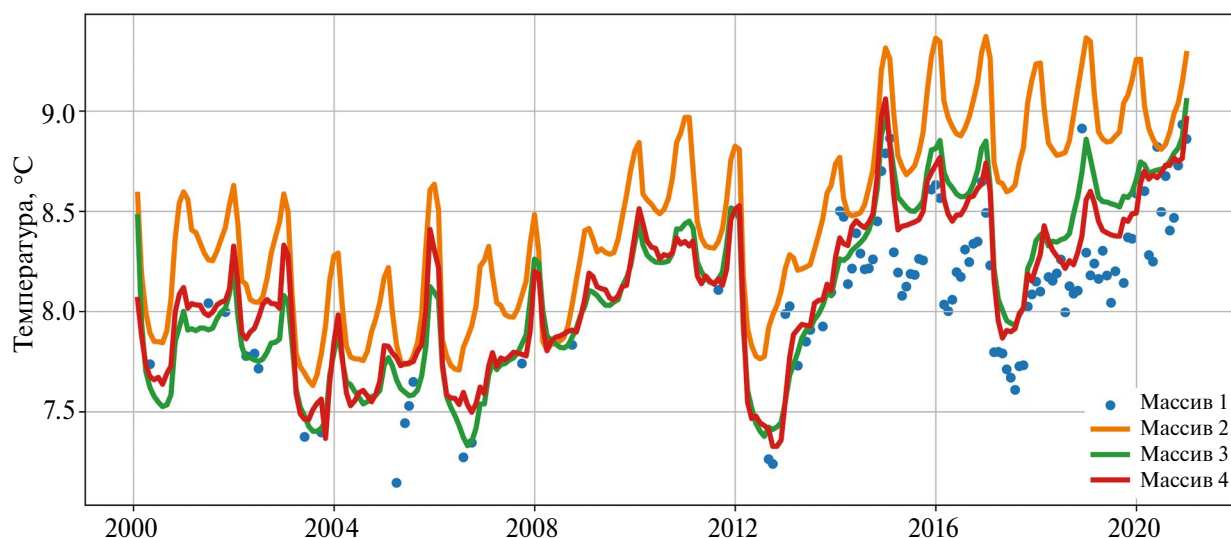


Рис. 3. Временные ряды среднемесячных значений температуры морской воды на горизонте 60 м для каждого из реанализов и по имеющимся наблюдениям.

среднемесячные значения температуры по данным наблюдений в те периоды, когда наблюдения более или менее равномерно покрывали площадь Чёрного моря. Как реанализы, так и наблюдения, показывают рост температуры морской воды на горизонте почти на 0.4°C за 20 лет. Кроме того, как по наблюдениям, так и по данным реанализов, наблюдается не отмечавшееся ранее и хорошо согласующееся с наблюдениями ускорение прогрева морской воды на горизонте после 2012 года. Изменение скорости нарастания температуры воды в последние годы демонстрирует линейная регрессия, построенная по данным всех реанализов и по наблюдениям и оцененная для временных интервалов 2000–2011 гг.

и 2012–2020 гг. (рис. 5). Реанализы дают почти двукратное увеличение скорости роста температуры морской воды в последние годы. Таким образом, увеличение числа мягких зим приводит к ускоряющимся изменениям температурного режима моря не только в поверхностных его слоях, но и в пределах всего основного пикноклина.

Остановимся теперь на тенденциях изменения солёности морской воды. На рис. 1 приведены результаты реанализов, осреднённые по площади моря и во времени, показывающие общее осолонение морских вод в сравнении с аналогичным вертикальным профилем, построенным по всем наблюдениям с 1951 по 1990 гг. Более подробный анализ показывает, что солёность

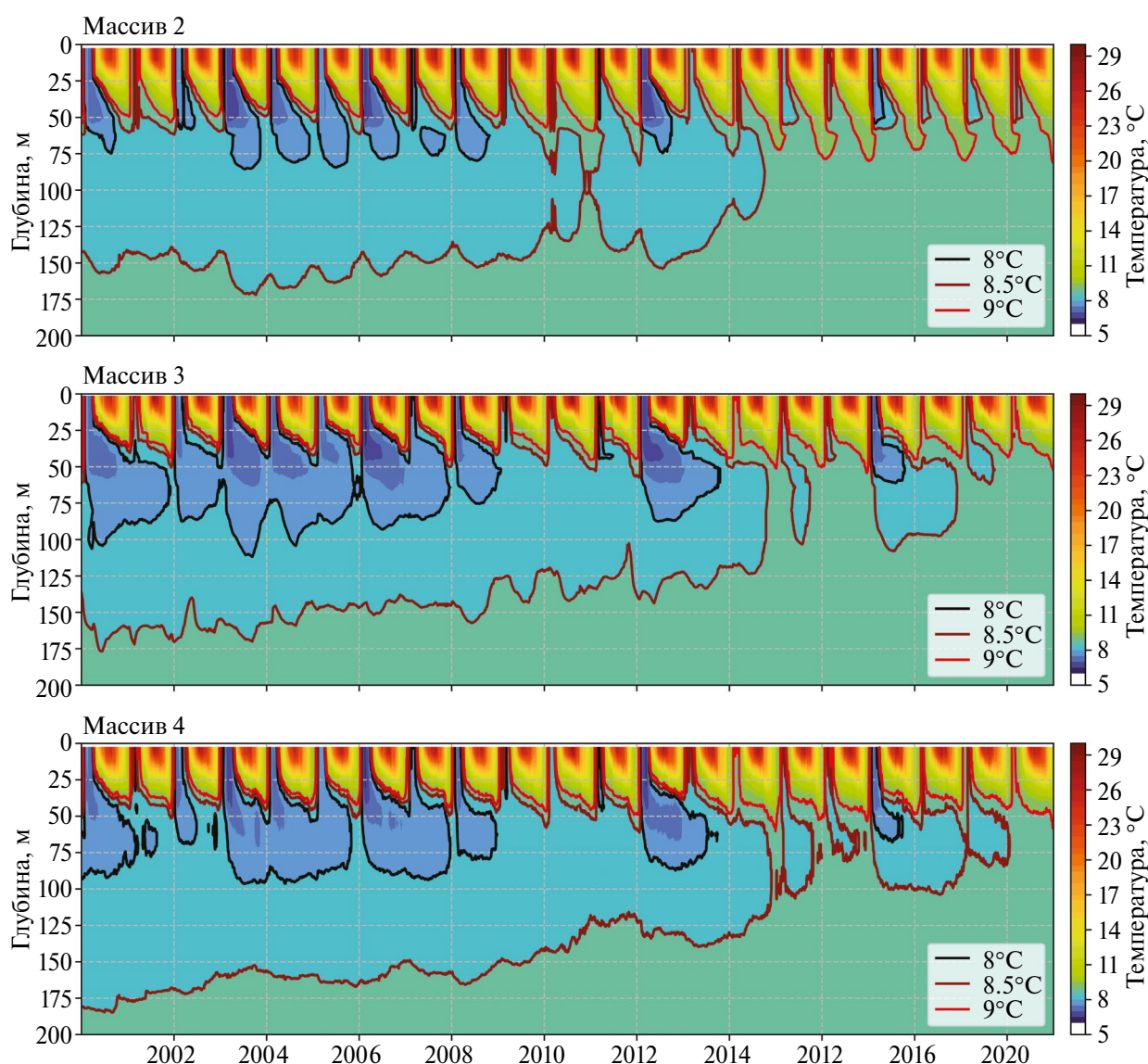


Рис. 4. Диаграмма изменений во времени средней по горизонтальным сечениям температуры морской воды в глубоководной части Чёрного моря для каждого из реанализов.

приповерхностного слоя моря понижается между 2000 и 2008 годом, падая до среднегодового значения около 17.6 ШПС в 2006–2007 гг. Начиная с 2008 года солёность в приповерхностном слое растёт в близких между собой массивах 3 и 4 и по данным наблюдений, доходя до 18.1–18.15 ШПС в 2019–2020 гг. В целом тенденция изменения солёности поверхностного слоя моря соответствует отмечаемой ранее примерно 20-летней цикличности, связанной с изменением внешнего бюджета пресных вод. На нижней границе пикноклина, на глубине 150 м, по всем реанализам наблюдается непрерывный рост солёности морской воды примерно на 0.2 ШПС за 20 лет.

Таким образом, выполненный комплексный анализ показывает, что кумулятивный эффект роста средней ТПМ и смягчения зимних условий в акватории Чёрного моря приводит к существенным и быстрым изменениям термической структуры верхнего слоя моря вплоть до нижней границы пикноклина в последние 7–8 лет. В частности, традиционный вентилируемый в зимний период черноморский ХПС после 2012 года быстро нагревался и впервые за всю историю океанографических наблюдений в Чёрном море полностью выродился в 2020 году. В пределах основного пикноклина в те же 7–8 лет наблюдается ускоренное потепление вод моря. По-видимому, повышение температуры в нижней части основного пикноклина обусловлено изменением температурного режима ХПС

и сокращением числа эпизодов его обновления после 2012 года. Можно предположить также, что интенсивный прогрев нижней части основного пикноклина в 2012–2020 гг. в свою очередь способствовал быстрой деградации традиционного ХПС.

Результаты нашего исследования показывают, что отмечаемая с начала регулярных гидрологических наблюдений в Чёрном море тенденция непрерывного роста солёности в нижних слоях основного пикноклина продолжается вплоть до 2020 года и указывает на нестационарность халинного режима бассейна, связанную с постоянным поступлением солёных вод через пролив Босфор. В приповерхностном слое моря изменения халинного режима между 2000 и 2020 годами соответствуют цикличности процессов распреснения и осолонения поверхностных слоёв моря с периодами от 20 до 40 лет, связанными с изменением внешнего бюджета пресных вод и долговременным повышением солёности вод в основном пикноклине. В итоге при последующем наступлении фазы распреснения можно ожидать обострения плотностной стратификации в бассейне и ещё большего блокирования процесса зимней вентиляции вод. Приток тёплых средиземноморских вод через систему турецких проливов при этом может обеспечивать дальнейший прогрев основания пикноклина до температуры в 9.1°C, характерной для глубинной водной массы.

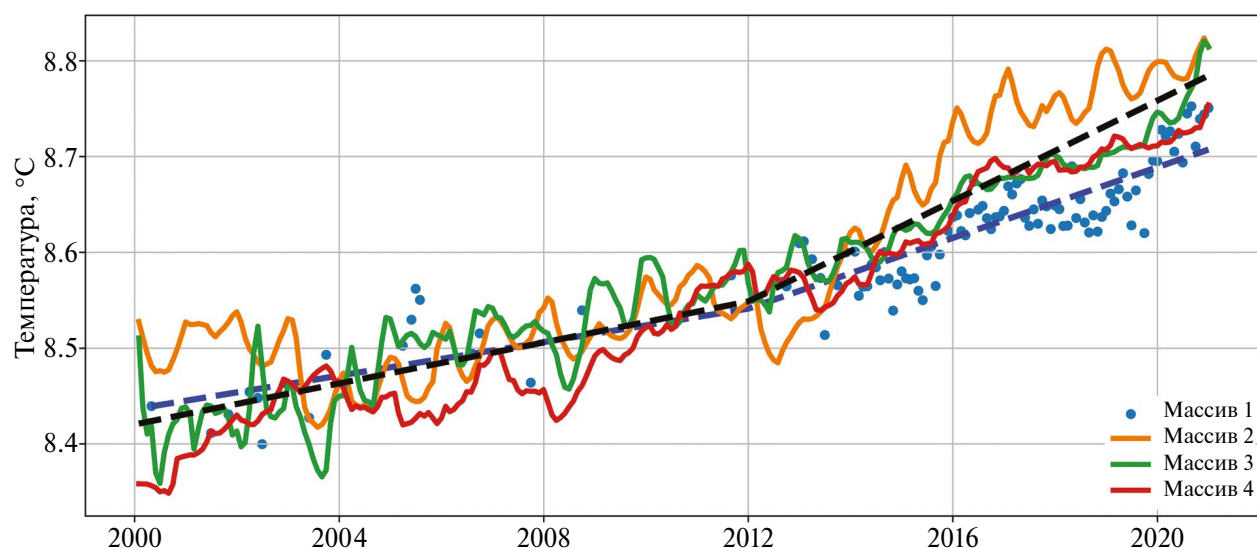


Рис. 5. Временные ряды среднемесячных значений температуры морской воды на горизонте 150 м для каждого из реанализов и по имеющимся наблюдениям. Синим и чёрным цветом показаны линии регрессии, построенные по данным всех реанализов и по наблюдениям для временных интервалов 2000–2011 гг. и 2012–2020 гг.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Подготовка данных наблюдений (“массив 1”) и климатических профилей выполнено в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ № FNNN-2024-0014, подготовка численных моделей для проведения расчётов выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ № FNNN-2024-0012, расчёты реанализов на основе модели МГИ (“массив 2”) и модели NEMO (“массив 3”) подготовлены в рамках тем государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ № FNNN-2023-0001 и Минобрнауки № FMWE-2023-0002 Федеральной программы “Климат и Экология” соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полонский А. Б., Новикова А. М. Долгопериодная изменчивость характеристик холодного промежуточного слоя в Черном море и ее причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 29–37.
2. Belokopytov V. N. Interannual variations of the renewal of waters of the cold intermediate layer in the Black Sea for the last decades // Physical Oceanography. 2011. V. 20. № 5. P. 347–355. <https://doi.org/10.1007/s11110-011-9090-x>
3. Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: Case of the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 7. P. 4803–4819. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>
4. Dorofeev V. L., Sukhikh L. I. Study of Long-term Variability of Black Sea Dynamics on the Basis of Circulation Model Assimilation of Remote Measurements // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. V. 53. № 2. P. 224–232.
5. Коротаев Г. К., Лишаев П. Н., Кныш В. В. Восстановление трехмерных полей солёности и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 199–212.
6. Lima L. et al. Climate signals in the Black Sea from a multidecadal eddy-resolving reanalysis // Frontiers in Marine Science. 2021. V. 8. P. 710973.
7. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 287 с.
8. Григорьев А. В., Иванов В. А., Капустина Н. А. и др. Корреляционная структура термохалинных полей Черного моря в летний сезон // Океанология. 1996. 36. № 3. С. 364–369.
9. Polonskii A. B., Shokurova I. G. Statistical structure of the large-scale fields of temperature and salinity in the Black Sea // Physical Oceanography. 2008. 18. P. 38–51 <https://doi.org/10.1007/s11110-008-9008-4>
10. Korotaev G. K. et al. Development of Black Sea nowcasting and forecasting system // Ocean Science. 2011. V. 7. № 5. P. 629–649.
11. Madec G. NEMO reference manual, ocean dynamics component // ISSN 1288-1619, Note du pôle de modélisation IPSL № 27, France, January 2016.
12. Mizyuk A. I., Korotaev G. K., Grigoriev A. V., Puzina O. S., Lishaev P. N. Long-Term Variability of Thermohaline Characteristics of the Azov Sea Based on the Numerical Eddy-Resolving Model // Physical Oceanography. 2019. 26(5). P. 438–450. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-5-438-450>
13. Dobricic S., Pinardi N. An oceanographic three-dimensional variational data assimilation scheme // Ocean modelling. 2008. V. 22. № 3–4. P. 89–105.
14. Storto A. et al. Assimilating along-track altimetric observations through local hydrostatic adjustment in a global ocean variational assimilation system // Monthly Weather Review. 2011. V. 139. № 3. P. 738–754.
15. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2021. The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2023.
16. Balmaseda M. A. et al. The ocean reanalyses intercomparison project (ORA-IP) // Journal of Operational Oceanography. 2015. V. 8. № sup1. P. s80–s97.

ACCELERATION OF THE CLIMATE CHANGE IN THE BLACK SEA UPPER LAYER

Corresponding member of the RAS **G. K. Korotaev[#], V. N. Belokopytov,
V. L. Dorofeev, A. I. Mizyuk, A. L. Kholod**

*Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Center
“Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences“,
Sevastopol, Russian Federation
[#]E-mail: korotaevgren@mail.ru*

The thermohaline regime trends of the Black Sea basin in 2000–2021 were studied based on the data from three retrospective analysis (reanalysis) of the Black Sea hydrophysical fields. It is shown that the cumulative effect of an increase in average the sea surface temperature (SST) and the softening of winter conditions in the Black Sea area in recent 7–8 years leads to the record warming and then the disappearance of the ventilated Black Sea cold intermediate layer (CIL) in its traditional sense by 2020 year. In addition, accelerated warming of sea waters has been observed within the permanent (main) pycnocline in the last 7–8 years. Changes in the thermal regime of the upper sea layer are accompanied by a continued increase in salinity in the main pycnocline.

Keywords: temperature and salinity of the Black Sea, climate changes, numerical simulation, retrospective analysis

УДК 551.465:551.521

ДИНАМИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АТЛАНТИКИ В ПЕРИОДЫ ЗАРОЖДЕНИЯ УРАГАНОВ

© 2024 г. А. Г. Гранков

Представлено академиком РАН С.А. Никитовым 28.03.2024 г.

Поступило 28.03.2024 г.

После доработки 02.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

Приводятся результаты анализа полученных на основе данных спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических измерений изображений поверхностных тепловых потоков в районах зарождения ряда ураганов в Мексиканском заливе и тропической Атлантике. Отмечается нарастание в течение 4–6 суток потоков скрытого и явного тепла в периоды времени, предшествующие зарождению ураганов, и локализация в определённых областях — их очагах. Максимальные значения тепловых потоков достигается одновременно с переходом тропических образований из стадии тропического шторма в стадию тропического урагана.

Ключевые слова: зарождение ураганов, тропическая Атлантика, поверхностные тепловые потоки, градиенты потоков, спутниковые изображения, архив NOAPS

DOI: 10.31857/S2686739724090189

ВВЕДЕНИЕ

Разработка технологий диагностики зарождения тропических ураганов (ТУ) с помощью спутниковых радиофизических средств является актуальной задачей; одним из перспективных путей её решения является мониторинг общего влагосодержания атмосферы (ОВА), о чём свидетельствует ряд полученных в последнее время результатов [1–3]. Установлено, например, по данным спутниковых СВЧ-радиометрических измерений в разные годы, что существует тесная связь между процессами зарождения ТУ в Мексиканском заливе и пространственно-временной изменчивостью поля ОВА над его акваторией. Обнаружен эффект снижения пространственной дисперсии (выглаживания) поля водяного пара атмосферы в заливе за несколько суток перед переходом тропических образований из стадии тропического шторма в стадию ТУ [4].

В данной работе рассмотрен подход к процессам циклогенеза, основанный на рассмотрении зарождения тропического урагана как результат

прекращения условий существования стационарного режима в процессах теплообмена между океаном и атмосферой, подобно тому как, например, в теории горения и взрыва Н.Н. Семенова появление нестационарного режима — теплового взрыва — формулируется как условие исчезновения стационарного режима (экзотермической реакции с тепловыделением в условиях теплоотвода), когда процессы тепловыделения не уравниваются процессами теплоотвода [5]. При этом следует ожидать, что в нашем случае в момент зарождения ТУ будут наблюдаться максимальные значения теплового потока на границе раздела океана и атмосферы, который является чётким индикатором изменений теплового баланса между океаном и атмосферой.

На ряде примеров анализируются особенности формирования полей вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана в районах зарождения ТУ. Оцениваются возможности их использования не только для диагностики времени зарождения ураганов, но и для определения местоположения их очагов.

В качестве исходных данных используются значения поверхностных потоков скрытого (латентного) и явного тепла в Мировом океане

Фрязинский филиал Института радиотехники
и электроники им. В.А. Котельникова,
Фрязино, Россия
E-mail: agrankov@inbox.ru

с 6-часовым временным разрешением на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ из глобального архива HOAPS (The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite) [6]. Архив базируется на данных долговременных СВЧ-радиометрических измерений со спутников DMSP и ИК-радиометрических измерений со спутников NOAA: первые используются для определения температуры, влажности воздуха и скорости ветра в приводном слое атмосферы, а вторые — для определения температуры поверхности океана; те и другие параметры в совокупности позволяют рассчитать поверхностные потоки явного и скрытого тепла по формулам тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой — балк-формулам.

Области интересов включают акватории тропической Атлантики, отличающиеся высокой циклонической активностью благодаря регулярному влиянию тропических волн, распространяющихся от западного побережья Африки к Карибскому морю и Мексиканскому заливу, а также Мексиканский залив, где мы ставим задачу достижения лучшего понимания региональных механизмов зарождения местных ураганов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Предварительный анализ данных архива HOAPS показывает, что отдельные временные выборки спутниковых изображений полей поверхностных тепловых потоков в Мексиканском заливе представлены в архиве неполно (фрагментарно), что можно объяснить наличием слепых зон, образующихся в результате расхождением полос сканирования СВЧ-радиометров спутников DMSP в нижних (тропических) широтах, которые и являются областью интересов в нашем исследовании. Данная особенность учитывается при анализе пространственно-временной изменчивости тепловых потоков в районах зарождения рассмотренных ниже тропических ураганов Lorenzo, Bret и Ivan. Необходимое качество количественного описания полей тепловых потоков при этом достигается путем селекции (отбора) изображений с минимальным влиянием слепых зон в исследуемых акваториях.

Пространственная динамика тепловых потоков в районах зарождения ТУ Lorenzo и Bret

В соответствии с историей развития [7] тропический ураган Lorenzo сформировался первоначально в виде тропической депрессии в юго-западной части Мексиканского залива 25 сентября 2007 г. в точке 21.8° с. ш., 94.8° з. д.,

достигнув стадии урагана 28 сентября в точке 20.5° с. ш., 96.3° з. д.

С помощью архива HOAPS проведён анализ пространственной изменчивости полей потоков явного и скрытого тепла в акватории Мексиканского залива, прилегающей к району зарождения ТУ Lorenzo на различных стадиях его развития.

Установлено, что в период времени, предшествующий зарождению урагана наблюдается значительный градиент потока скрытого тепла в направлении к району зарождения урагана, где локализуются максимальные значения тепловых потоков.

На рис. 1 этот вывод иллюстрируется на примере одной из 6-часовых временных выборок спутниковых изображений поля потоков скрытого тепла за 18 часов до его зарождения.

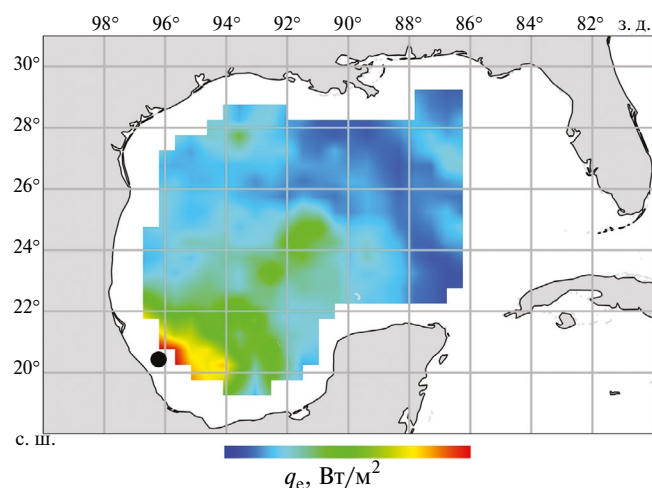


Рис. 1. Пространственное распределение потоков скрытого тепла в Мексиканском заливе, 27 сентября 2007 г., 6 часов утра. Точка — район зарождения ТУ Lorenzo.

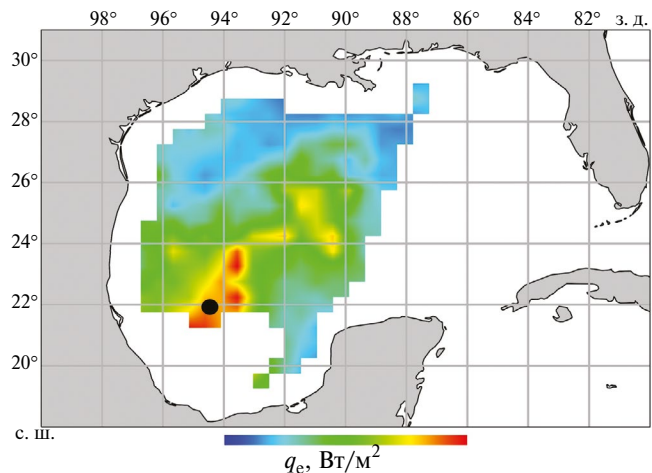


Рис. 2. Пространственное распределение потоков скрытого тепла в Мексиканском заливе 20 августа 1999 г., 12 часов дня. Точка — район зарождения ТУ Bret.

Ураган Bret сформировался первоначально в виде тропической депрессии у берегов полуострова Юкатан в Мексиканском заливе 18 августа 1999 г. в точке 19.5° с. ш., 94.4° з. д. [8]. TY Bret примечателен тем, что он является самым мощным ураганом из числа зародившихся в Мексиканском заливе за всю историю наблюдений.

На рис. 2 приведён пример пространственного распределения потоков скрытого тепла в Мексиканском заливе в 12 часов дня 20 августа 1999 г. — за 12 часов до зарождения TY Bret. Здесь, как и в случае с TY Lorenzo наблюдается значительный градиент потока скрытого тепла в направлении к району зарождения урагана, где локализуются максимальные значения тепловых потоков.

Согласно данным архива HOAPS интенсивность потоков явного тепла в области формирования TY Lorenzo и Bret на порядок ниже интенсивности потоков скрытого тепла. Данный результат согласуется с известными сведениями о доминировании в тропических широтах процессов влагообмена между поверхностью океана и атмосферой над процессами теплообмена.

У пространственного распределения потоков явного тепла наблюдаются такие же основные особенности, как у распределений потоков скрытого тепла: например, в поле потоков явного тепла также наблюдается значительный градиент в направлении к районам зарождения ураганов, а также отчётливо выделяются сами области их зарождения.

Полученный результат — чёткая пространственная локализация полей поверхностных потоков явного и скрытого тепла в районах зарождения тропических ураганов — следует выделить особо, т.к. он позволяет положительно ответить на важный вопрос: можно ли с помощью данной характеристики определять положение их очагов?

Временная динамика тепловых потоков в районах зарождения TY Lorenzo и Bret

На основе данных архива HOAPS проведён анализ временной изменчивости потоков явного и скрытого тепла на различных стадиях развития тропических образований Lorenzo и Bret в районах зарождения; в качестве примеров на рис. 3 и 4 приведены результаты для временной динамики потоков скрытого тепла.

Из иллюстраций следует, что зарождению TY Lorenzo и Bret предшествует нарастание в течение 5–6 суток потоков скрытого тепла, максимальные значения которых знаменуют начало стадии тропического урагана. После ухода ураганов из районов зарождения величина q_e начинает снижаться, возвращаясь к своим первоначальным значениям, наблюдаемым до начала процессов циклогенеза.

Аналогичные особенности наблюдаются у временной динамики потоков явного тепла в районах зарождения TY Lorenzo и Bret, что можно объяснить высокой корреляцией

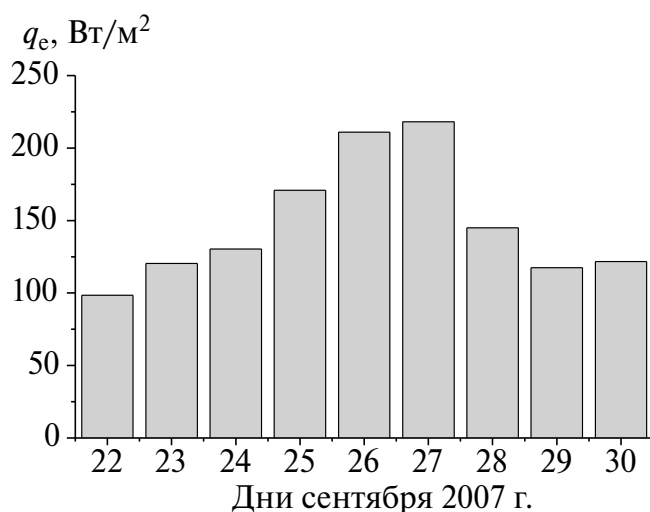


Рис. 3. Динамика нарастания суточных потоков скрытого тепла в районе зарождения TY Lorenzo — квадрате $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ с координатами центра 20.5° с. ш., 96.3° з. д. Начало стадии тропического урагана 27 сентября.

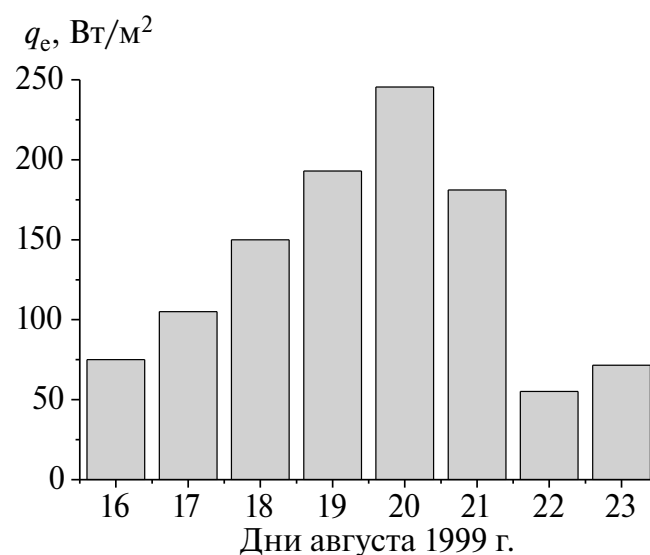


Рис. 4. Динамика нарастания суточных потоков скрытого тепла в районе зарождения TY Bret — квадрате $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ с координатами центра 21.9° с. ш., 94.5° з. д. Начало стадии тропического урагана 20 августа.

в тропических широтах синоптических полей температуры и влажности воздуха в приводном (10-метровом) слое — ключевом для формирования турбулентных потоков тепла и влаги.

Временная динамика тепловых потоков в районе зарождения атлантического урагана Ivan

По данным оптических и ИК-изображений, полученных с геостационарных спутников GOES-12 и MODIS, ТУ Ivan сформировался в тропической зоне Атлантики 5 сентября 2004 г. в точке 9.5° с. ш., 43.4° з. д. [8]. Ураган соответствует 5-ой категории интенсивности по шкале Саффира-Симпсона с максимальной скоростью ветра 270 км/ч.

На основе данных архива HOAPS проведён анализ временной изменчивости потоков явного и скрытого тепла на различных стадиях развития ТУ Ivan, а результаты в виде 6-часовых выборок значений q_h и q_e приведены на рис. 5 и 6.

Из иллюстраций следует, что зарождению ТУ Ivan предшествует нарастание в течение 5 суток потоков явного и скрытого тепла. Потоки q_h и q_e достигают максимальных значений в момент начала стадии тропического урагана. После ухода урагана из района зарождения значения q_h и q_e начинают снижаться, возвращаясь к своим первоначальным значениям, наблюдаемым до развития урагана.

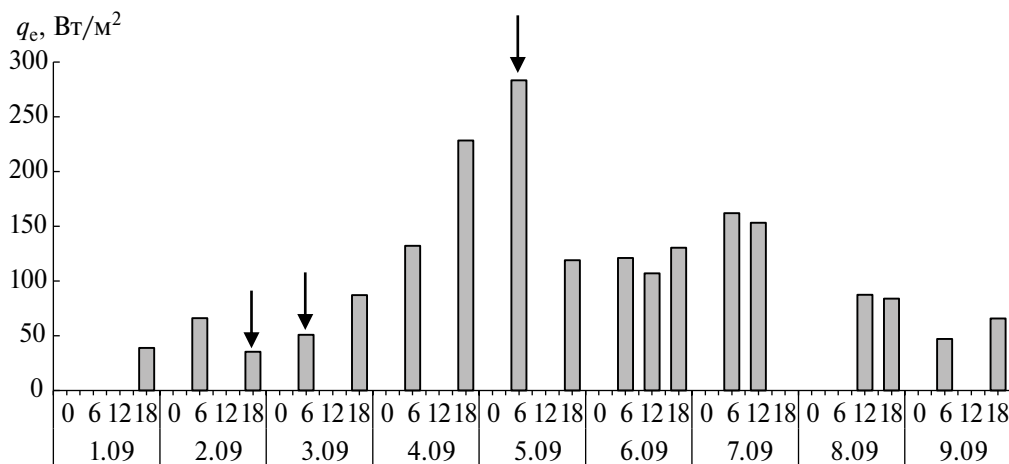


Рис. 5. Вариации поверхностных потоков скрытого тепла q_e в районе зарождения ТУ Ivan в период 1–9 сентября 2004 г. Стрелочками отмечены даты и время начала стадий тропической депрессии (2.09), тропического шторма (3.09) и тропического урагана (5.09). Пропуски отдельных 6-часовых выборок обусловлены отсутствием соответствующих данных в архиве HOAPS.

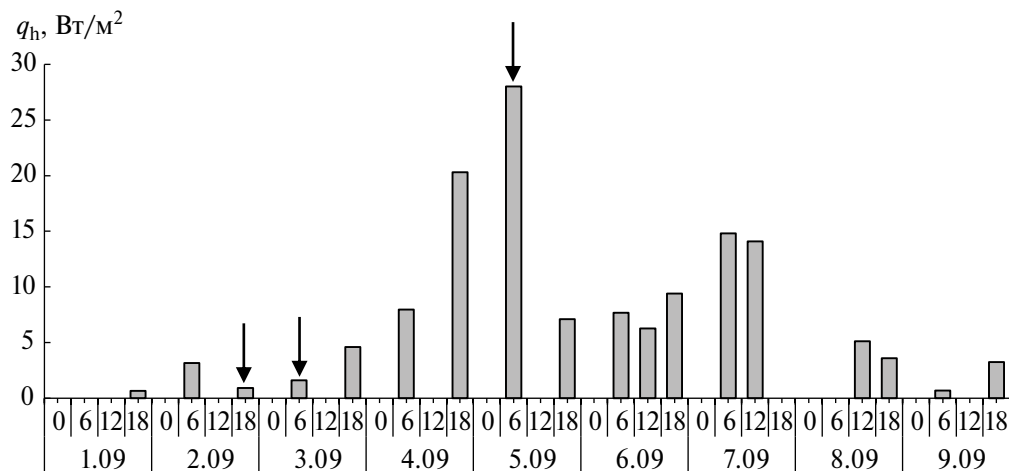


Рис. 6. Вариации поверхностных потоков явного тепла q_h в районе зарождения ТУ Ivan в период 1–9 сентября 2004 г. Стрелочками отмечены даты и время начала стадий тропической депрессии (2.09), тропического шторма (3.09) и тропического урагана (5.09). Пропуски отдельных 6-часовых выборок обусловлены отсутствием соответствующих данных в архиве HOAPS.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты анализа полученных на основе данных спутниковых измерений пространственных распределений тепловых потоков в районах формирования ураганов в Мексиканском заливе указывают на возможность определения местоположения районов их зарождения. На примерах формирования ТУ Lorenzo и Bret в Мексиканском заливе установлено, что в процессе их зарождения наблюдается значительный градиент потоков явного и скрытого тепла в направлении к районам зарождения ураганов, где они достигают максимальных значений.

2. В качестве наиболее значимого результата следует отметить, что потоки явного и скрытого тепла достигают максимальных значений одновременно с началом стадии тропического урагана у ТУ Lorenzo, Bret, Ivan. Этот результат получен на основе данных анализа спутниковых наблюдений, не прибегая к физической интерпретации нестационарности процессов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой при формировании ураганов и анализу условий их возникновения, что является задачей дополнительного исследования.

3. Зарождению ТУ Lorenzo, Bret и Ivan предшествует нарастание в течение 5–6 суток потоков явного и скрытого тепла, эта особенность их временной динамики может быть использована для диагностики начала развития тропических ураганов.

4. Наличие слепых зон, образующихся в результате расхождения полос сканирования СВЧ-радиометров спутников DMSP в тропических широтах океана, приводит к снижению цельности спутниковых изображений полей поверхностных тепловых потоков в архиве HOAPS и снижению их временной регулярности. В частности, как показано на примере ТУ Ivan, фактическая (с учётом пропусков в архиве) регулярность данных о потоках явного и скрытого тепла в районе его зарождения составляет 12 часов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Е.П. Новичихину и Н.К. Шелобановой за помощь в обработке спутниковых данных и Ф.А. Мкртчяну

за содействие в выполнении работы. Спутниковые данные о глобальных полях потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана получены из архива HOAPS (The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шарков Е. А., Шрамков Я. Н., Покровская И. В. Повышенное содержание водяного пара в атмосфере тропических широт как необходимое условие генезиса тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 73–82.
2. Ermakov D. Satellite radiothermvision of atmospheric processes: method and applications. Chaim: Springer, 2021. 199 p.
3. Гранков А. Г., Мильшин А. А., Новичихин Е. П. Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере. М.: Российская Академия наук, 2022. 240 с.
4. Гранков А. Г. О связи полей влажности атмосферы в Мексиканском заливе с процессами зарождения и развития ураганов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 4. С. 495–506.
5. Семёнов Н. Н. Избранные труды: в 4 т. / отв. ред. А. Е. Шилов, Г. Б. Сергеев. Т. 2: Горение и взрыв М.: Наука, 2005. 703 с.
6. Andersson A., Fennig K., Klepp C. et al. The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3, Earth Syst. Sci. Data, 2. 2010. P. 215–234.
7. Franklin J. L. Tropical Cyclone Report: Hurricane Lorenzo, 22–28 September 2007. Miami: National Hurricane Center, October 18, 2007.
8. Lawrence M. B., Kimberlain T. B. Tropical Cyclone Report: Hurricane Bret, 18–25 August 1999. Miami: National Hurricane Center (Revised February 26, 2001).
9. Stewart S. R. Tropical Cyclone Report: Tropical Hurricane Ivan 2–12 September 2004. Miami: National Hurricane Center December 16, 2004 (Updated May 27, 2005 and August 11, 2011).

DYNAMICS OF SURFACE HEAT FLUXES IN THE TROPICAL ZONE OF THE ATLANTIC DURING THE PERIODS OF HURRICANE ORIGIN

A. G. Grankov

Presented by Academician RAS S.A. Nikitov March 28, 2024.

Fryazino Branch of the Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics,

Russian Academy of Sciences, Fryazino, Russian Federation

E-mail: agrankov@inbox.ru

The results of the analysis of images of surface heat flows in the areas of origin of a number of hurricanes in the Gulf of Mexico and the tropical Atlantic, obtained with the satellite microwave and IR radiometric measurements, are presented. An increase in the intensity of latent and sensible heat fluxes during 4–5 days in the periods preceding the origin of hurricanes and their localization in certain areas, is discovered.

Keywords: hurricane origin, tropical Atlantic, surface heat fluxes, gradients of fluxes, satellite images, archive HOAPS

УДК 504.062.4

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕХНОЛОГИИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ТЕХНОГЕННО ЗАГРЯЗНЁННОЙ ТОРФЯНОЙ ПОЧВЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ СЕРПЕНТИНОВЫХ МАТЕРИАЛОВ

© 2024 г. М. В. Слуковская^{1,2,*}, А. Г. Петрова³, Л. А. Иванова⁴,
И. А. Мосендз^{1,2}, Т. К. Иванова^{1,2}, С. В. Дрогобужская¹,
А. И. Новиков¹, А. А. Широкая¹, И. П. Кременецкая¹

Представлено академиком РАН С.В. Кривовичевым 23.04.2024 г.

Поступило 23.04.2024 г.

После доработки 09.05.2024 г.

Принято к публикации 13.05.2024 г.

Рассмотрены факторы, влияющие на геохимическую миграцию элементов при создании искусственных фитоценозов на техногенно загрязнённой торфяной почве с высоким уровнем содержания меди и никеля с применением серпентинсодержащих материалов. Мониторинг рекультивационных площадок в течение четырёх лет полевого эксперимента показал, что травяной покров способен к устойчивому функционированию за счёт нейтрализации кислотности торфяной почвы, снижения токсичности почвенных растворов, устранения дисбаланса макрокомпонентов. Серпентиновые минералы действуют как щелочной барьер, снижая интенсивность миграции соединений меди и никеля.

Ключевые слова: серпентиновые минералы, медь, никель, сера, геохимическая миграция, фракции элементов, искусственные фитоценозы

DOI: 10.31857/S2686739724090191

Одним из крупнейших источников выбросов SO_2 и тяжёлых металлов в Арктической зоне Российской Федерации является ОАО “Кольская ГМК”, площадка Мончегорск [1]. В результате деятельности предприятия произошло серьёзное повреждение экосистем, основное внимание в исследованиях этой территории уделяют химическому загрязнению почв такими элементами, как Ag, Al, As, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Ti, V, Zn и др. [2], при этом основной проблемой являются высокие

концентрации меди и никеля. Благодаря модернизации производственного процесса произошло существенное сокращение выбросов, наблюдаются процессы самовосстановления растительности в окрестностях предприятия. На сильно загрязнённых участках территории из-за высокой токсичности грунта требуется проведение дополнительных рекультивационных мероприятий.

В 2010 году начаты укрупнённые полевые испытания технологии рекультивации техногенно загрязнённой торфяной почвы (РТ) с высоким уровнем загрязнения методом создания насыпного слоя из серпентинсодержащих отходов. Сформированные фитоценозы показали высокую устойчивость в неблагоприятных условиях произрастания, в минеральном слое наблюдаются признаки почвообразовательного процесса [3].

Факторами токсичности РТ для растений являются 1) повышенная кислотность ($\text{pH} < 4.5$) и 2) дисбаланс химического состава, а именно экстремально высокое содержание металлов и низкое — кальция и магния. В свою очередь,

¹Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья Кольского Научного Центра Российской Академии наук, Апатиты, Россия

²Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики Центра наноматериаловедения Кольского Научного Центра Российской Академии наук, Апатиты, Россия

³Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия

⁴Полярно-альпийский ботанический сад-институт Кольского Научного Центра Российской Академии наук, Кировск, Россия

*E-mail: korotaevgren@mail.ru

минеральный и химический состав серпентиновых продуктов обуславливает целесообразность их применения для улучшения свойств РТ, поскольку серпентины обладают способностью вступать в реакцию нейтрализации с растворами кислот, сорбировать металлы и увеличивать содержание кальция и магния в почвенном растворе [4, 5]. Вместе с тем, способ рекультивации путём покрытия загрязнённой почвы минеральным материалом не позволяет в полной мере использовать положительный потенциал таких благоприятных для экосистем свойств торфяной почвы, как высокая влагоёмкость, наличие резерва органического вещества и микробной биомассы и связанных с ними запасов элементов питания, в первую очередь азота.

Также положительными были длительные эксперименты по внесению термоактивированных серпентинов (хризотила и lizardита) в РТ с точки зрения как снижения подвижности

приоритетных загрязнителей (меди и никеля), так и устойчивого функционирования экосистем и даже их постепенной трансформации в сторону заселения местной флорой [6]. Вместе с тем, нерешёнными остались вопросы влияния конкретных дозировок серпентиновых материалов.

В 2020 году был начат эксперимент, предусматривающий дробное внесение в РТ серпентинсодержащих материалов с одновременным созданием растительного покрова [7]. Использовано три вида серпентиновых продуктов (мелиорантов), которые были получены из отходов добычи флогопита (г. Ковдор, Мурманская обл.). Пироксеновый (PR) и вермикулит-лизардитовый (VL) продукты отличаются большим содержанием в PR примесных минералов, преимущественно пироксена. Содержание минералов составляет в PR и VL соответственно: lizardита 25 и 31, вермикулита 27 и 33, пироксена 70 и 35 мас. %. Третий продукт (LT) получен термоактивацией VL.

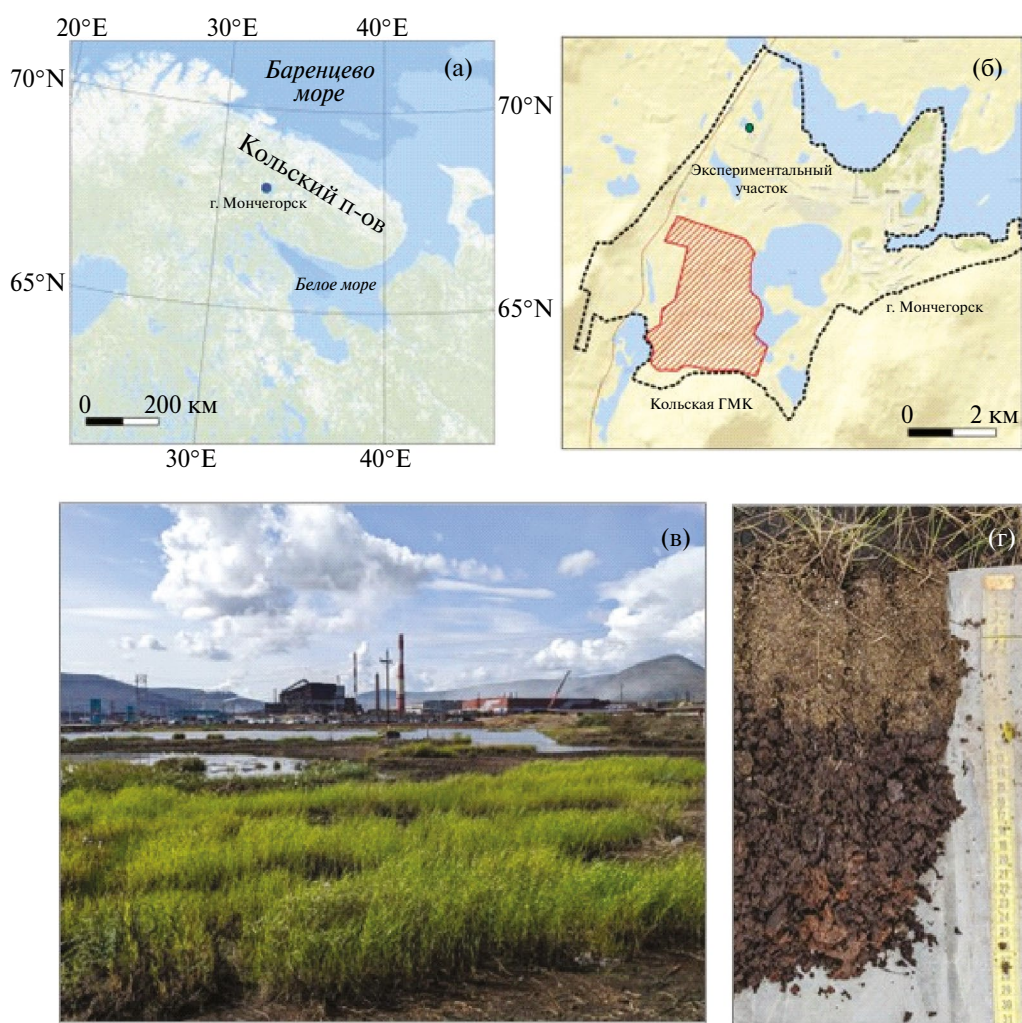


Рис. 1. Карта-схема расположения (а, б), внешний вид экспериментального участка (в) и керна, площадка VL100 (г).

Для формирования экспериментальных площадок торфяную почву изымали на глубину до 10 см, гомогенизировали и смешивали с серпентиновыми материалами, добавленными в количестве 25, 50 и 75 об. % в сериях PR и VL и 1, 5 и 10 об. % в серии LT. Снижение количества серпентинового материала в почвосмесях в серии LT обусловлено большей активностью термоактивированного продукта при взаимодействии с кислыми растворами. Также из серпентинов формировали площадки с насыпным слоем толщиной 5 см (варианты VL100 и PR100). Растительный покров создавали настилем ковровой дернины из *Festuca arundinacea* Schreb., предварительно выращенной на слое термовермикулита методом штабелирования [8]. На протяжении четырёх вегетационных сезонов, с нулевого (2020) по третий (2023) год эксперимента, выполнялся мониторинг экспериментальных площадок (рис. 1).

В конце каждого сезона определяли массу надземной части растений, pH водной вытяжки (актуальную кислотность) и анализировали почвосмеси на содержание химических элементов в двух фракциях. Актуально подвижную (водорастворимую) форму компонентов определяли путём обработки образцов дистиллированной водой, потенциально подвижную

(доступную для растений) форму — экстрагированием раствором ацетатно-аммонийного буфера ($1\text{н NH}_4\text{CH}_3\text{COO}$, pH 4.65) при соотношении почвы и раствора 1:25. Анализировали каждый раз исходные образцы, поэтому в доступной для растений фракции присутствует и водорастворимая фракция.

О высокой токсичности РТ свидетельствует полное отсутствие на ней растительности. В вариантах PR и VL травяная дернина приросла к поверхности почвосмеси в течение двух недель. В контрольном варианте (без внесения минеральных материалов) растения погибли в первый год эксперимента, в вариантах LT дернина приросла фрагментарно. В опытах с PR и VL наблюдалась тенденция к увеличению массы растений с увеличением доли мелиорантов в почвосмесях (рис. 2 а). Полученный результат показал, что токсичность почвосмесей снизилась по сравнению с исходной РТ прежде всего за счёт уменьшения содержания в них РТ.

Внесение серпентинов увеличивает pH почвосмесей по сравнению с исходной РТ (рис. 2 б). Можно отметить тенденцию снижения показателя после первой зимы, тогда как в дальнейшем pH либо не изменялся, либо увеличивался по сравнению с предыдущим годом. При содержании серпентиновых материалов в интервале

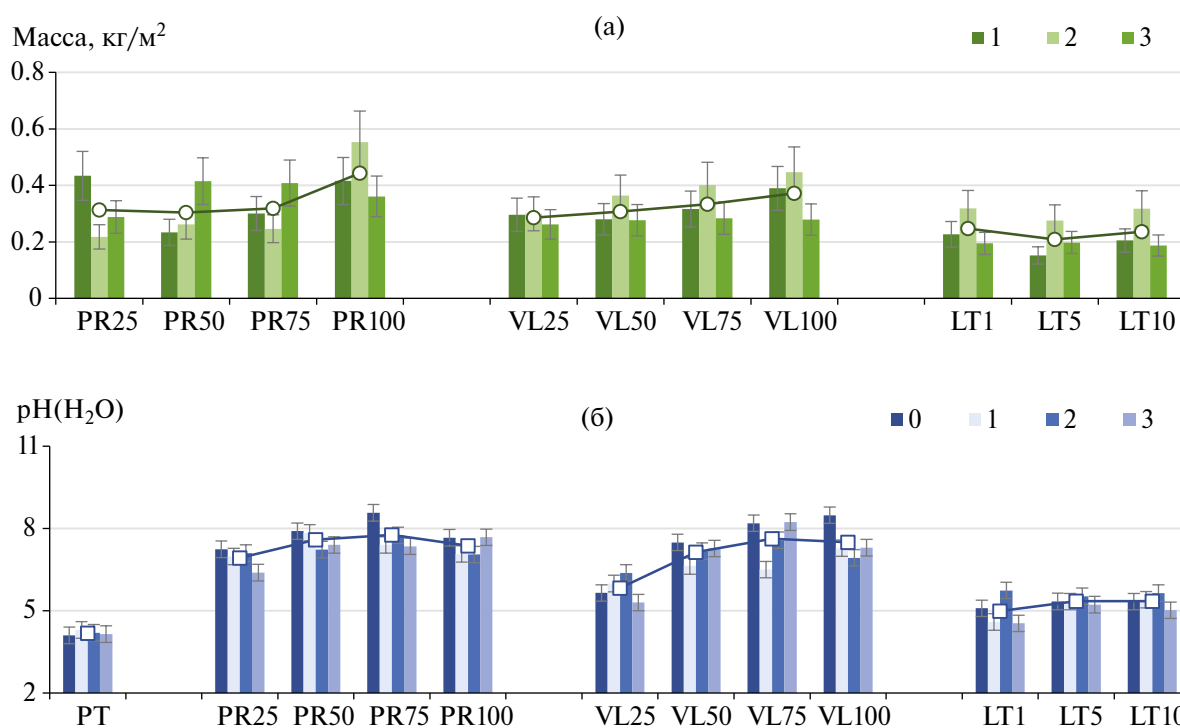


Рис. 2. Сухая масса растений (а) и значения pH (б) по вариантам эксперимента, столбцами показаны данные по годам, линией с маркерами — усреднённые значения.

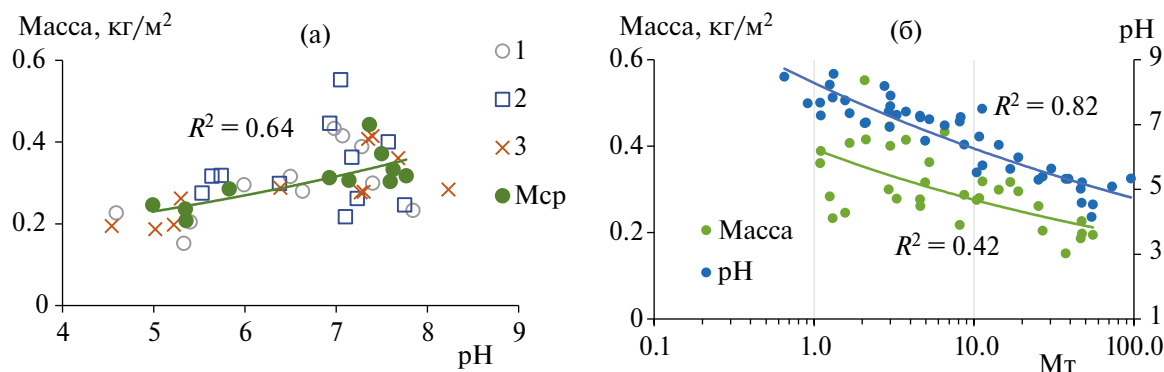


Рис. 3. Зависимость сухой массы растений от pH (а), цифрами отмечены годы эксперимента, Мсп – усреднённые по годам значения, и сухой массы растений и pH от модуля токсичности Мт (б).

25–75 об. % в первый год эксперимента значения pH были тем выше, чем выше доля минерального материала; такая же закономерность наблюдалась и для усреднённых по годам данных. Варианты PR75 и PR100 (как и VL75 и VL100) не отличались по актуальной кислотности. В вариантах PR75 и VL75 массовая доля РТ составляла всего 5–10 мас. %, что позволило мелиорантам полностью нейтрализовать кислотность торфа. Между биомассой и значением pH почвосмесей наблюдалась линейная корреляция (рис. 3 а).

Значение pH тем больше, чем меньше содержание в водорастворимой фракции основных химических компонентов, за исключением Si. Концентрации не только Al, Cu, Ni, Fe, Mn, Fe, но и Ca в наиболее подвижной водорастворимой форме связаны отрицательной корреляционной зависимостью с pH почвосмесей. В то же время, обнаружена значимая ($p < 0.05$) зависимость pH от содержания компонентов в потенциально подвижной фракции, при этом корреляция является отрицательной с концентрацией металлов ($r = -0.65–0.90$) и положительной с концентрацией Ca ($r = 0.75$).

Комплексным показателем токсичности почвосмесей является модуль токсичности Мт [6, 9]. Показатель рассчитывался как отношение суммы концентраций (моль/кг) Cu и Ni к сумме Ca и Mg в доступной для растений форме, увеличенное в сто раз. Модуль токсичности почв экспериментального участка был тесно связан со значением pH (рис. 3 б). Биологическая продуктивность фитоценозов коррелировала с Мт, однако степень корреляции была ниже, чем между Мт и pH, что отражает влияние на накопление биомассы дополнительных факторов помимо химического состава почвосмесей.

В исходном РТ содержание Ca в водорастворимой форме ($C_1 = 240$ мг/кг) было выше, а

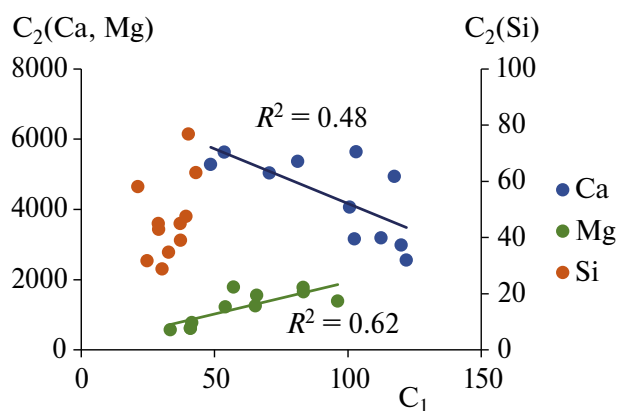


Рис. 4. Соотношение между содержанием водорастворимой (C_1 , мг/кг) и доступной для растений (C_2 , мг/кг) фракций макрокомпонентов почвосмесей.

в доступной ($C_2 = 1250$ мг/кг) — ниже по сравнению с серпентинсодержащими почвосмесями. Между формами Ca в почвосмесях наблюдается отрицательная корреляционная зависимость (рис. 4). Из совокупности данных можно заключить, что водорастворимая фракция C_1 связана с торфом, а часть доступной фракции ($C_2 - C_1$) ассоциирована с мелиорантами.

Косвенным подтверждением данного вывода являются результаты факторного анализа методом главных компонент для двух форм геохимической миграции элементов почвосмесей совместно с Мт, pH и массой растений (табл. 1). Суммарно два первых фактора описывают 70–77% дисперсии показателей систем, для первой совокупности данных (водорастворимой фракции) дополнительно выделен третий фактор с вкладом 10%, в котором основная нагрузка приходится на Si. Судя по набору показателей, оказывающих нагрузку на факторы в системе с химическим составом водорастворимой фракции, первый фактор является фактором токсичности,

Таблица 1. Результаты факторного анализа методом главных компонент для двух форм геохимической миграции элементов

Показатели	Водорастворимая фракция			Доступная для растений фракция	
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 1	Фактор 2
Вклад фактора	51.48	18.72	10.30	59.65	17.39
Al	0.85	−0.33	0.03	0.96	0.07
Ca	0.76	0.59	−0.03	−0.88	0.28
Cu	0.86	−0.10	0.23	0.91	0.25
Fe	0.80	0.04	0.34	0.97	0.09
Mg	0.70	0.67	0.05	0.01	0.92
Mn	0.68	−0.14	−0.23	0.58	−0.20
Ni	0.92	−0.03	−0.20	0.93	0.27
S	0.73	0.63	−0.19	−0.23	0.83
Si	0.26	−0.10	0.83	−0.41	0.50
Mt	0.58	−0.68	0.18	0.97	−0.06
pH	−0.79	0.43	0.27	−0.95	−0.17
Биомасса	−0.35	0.49	0.37	−0.66	0.00

второй — фактором влияния минерального питания на биомассу растений.

Кальций для обеих совокупностей входит в первый фактор токсичности, однако в первой группе данных кальций влияет на токсичность положительно, а во второй — отрицательно. Поскольку, согласно сделанному нами предположению, водорастворимый кальций связан с РТ, его влияние на токсичность оказывается положительным. Влияние кальция в доступной форме проявляется в снижении токсичности почвенных растворов, что опосредованно положительно воздействует на массу растений.

В РТ магния меньше, чем кальция, содержание актуально подвижной формы составляет 80 мг/кг, потенциально подвижной — 220 мг/кг. Серпентины характеризуются высоким содержанием Mg, в валовом составе серпентинов магния в 15 раз больше, чем Ca. Внесение мелиорантов не повлияло на содержание водорастворимого Mg, при этом происходило значительное увеличение доступной для растений формы (рис. 4), наиболее высокие значения наблюдались в серии VL.

Избыток Mg в почве не оказывает влияния на урожайность большинства сельскохозяйственных культур, если обменного Ca в почве больше, чем Mg. При соотношении Ca/Mg от 1 до

20 доступность Mg в почве остаётся удовлетворительной при достаточном содержании общего Mg [10]. Идеальное соотношение обменных Ca/Mg, по данным разных авторов, варьирует от 2 до 8 в силу того, что почвы различаются по относительной силе связывания этих элементов на катионообменных участках [10]. В экспериментальных почвосмесьях отношение Ca/Mg изменяется в пределах от 5 до 10 в серии PR и в интервале 2–4 в сериях VL и LT, что приемлемо для произрастания растений во всех вариантах эксперимента.

Содержание Si, как и Mg, закономерно больше в серии VL по сравнению с PR как в водорастворимой, так и в доступной форме, причём варианты внутри серий отличаются по данному показателю незначительно. В серии PR содержание водорастворимого Si изменяется в узком интервале 20–25 мг/кг, а в серии VL от 30 мг/кг до 45 мг/кг. Доступный для растений Si изменяется в пределах 30–80 мг/кг и не отличается между сериями с разными серпентиновыми продуктами (рис. 4).

Выше было отмечено, что водорастворимый, т.е., согласно [11], актуальный Si оказался выделен в отдельный третий фактор, на этот же фактор достаточно высока нагрузка показателя биомассы растений. По результатам анализа данных

для потенциально доступной фракции кремний переместился во второй фактор — фактор минерального питания. В работе [11] показано, что актуальный кремний является самостоятельной характеристикой кремниевого состояния почвы наряду с суммарным (потенциально доступным) кремнием, что подтверждают и результаты, полученные в настоящей работе.

Проведено сравнение усреднённых экспериментальных данных и расчётных значений, полученных на основании данных о массовой доле РТ в вариантах почвосмесей и содержания соответствующей формы элементов в РТ (рис. 5). Содержание водорастворимого Ni изменяется по вариантам эксперимента в узком интервале 1–5 мг/кг и уменьшается в почвосмесях

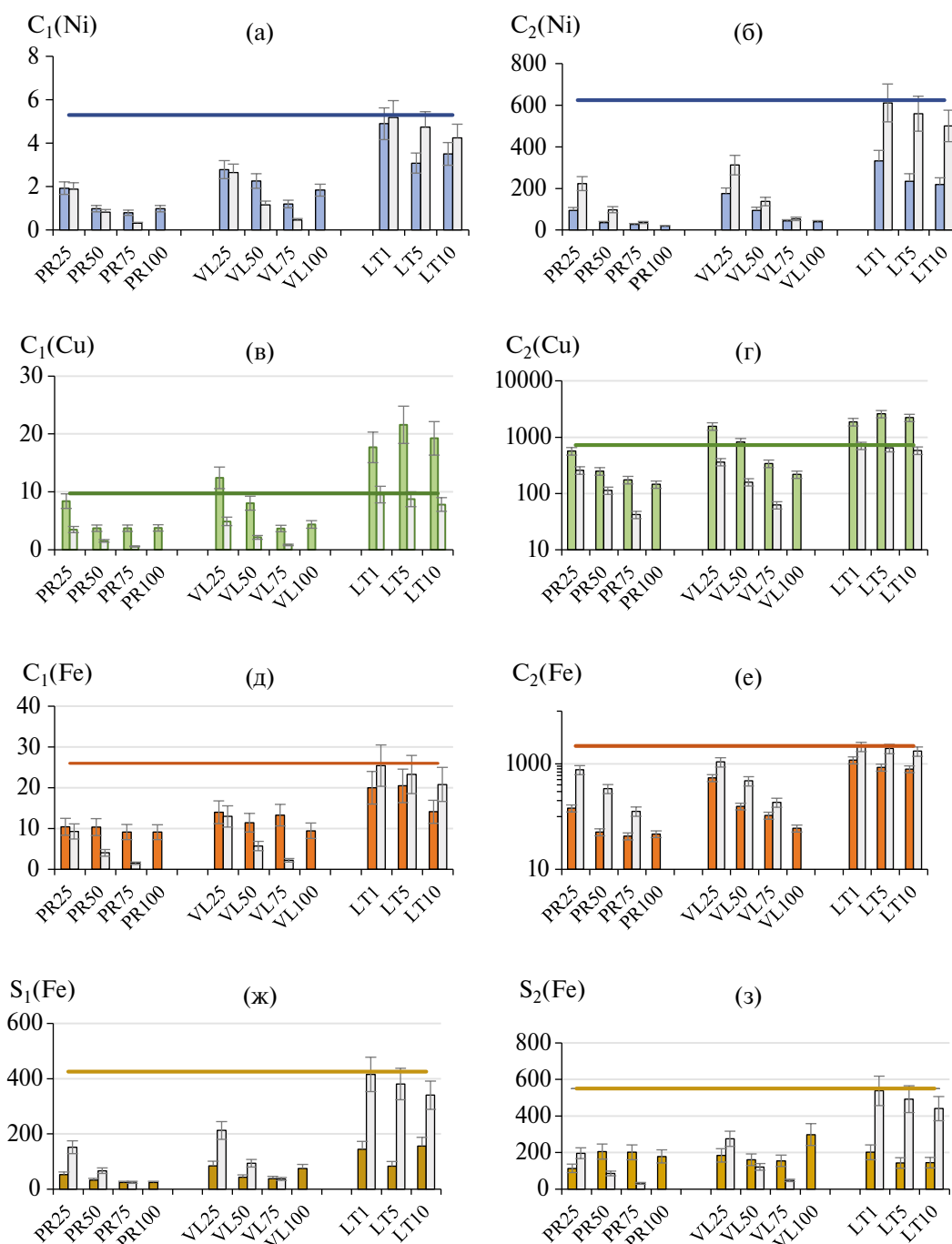


Рис. 5. Содержание компонентов в водорастворимой (C_1 , мг/кг) и доступной для растений (C_2 , мг/кг) форме, цветные столбики — усреднённые по годам экспериментальные значения, серые столбики — расчётные значения, линией показаны данные для исходного торфа.

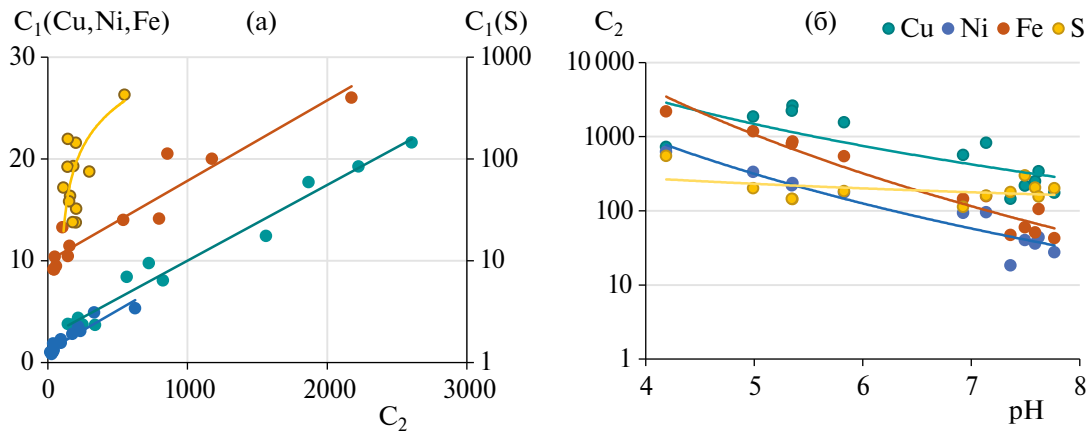


Рис. 6. Соотношение между содержанием водорастворимой (C_1 , мг/кг) и доступной для растений (C_2 , мг/кг) формами металлов и серы в почвосмесях (а) и зависимость содержания доступной для растений формы компонентов (C_2 , мг/кг) от pH (б).

с мелиорантами по сравнению с РТ преимущественно за счёт уменьшения содержания РТ (рис. 5 а). Содержание доступного для растений никеля также уменьшается, однако степень снижения содержания данной формы больше, чем степень разбавления РТ, что свидетельствует о реализации механизмов сорбции никеля серпентиновыми минералами, скорее всего за счёт образования в щелочных условиях силикатов никеля (рис. 5 б).

Обратный процесс увеличения подвижности наблюдается для меди (рис. 5 в, г). Высокая степень неоднородности РТ не позволяет дать исчерпывающее объяснение полученным результатам, однако неоднократный отбор проб грунта и его анализ разными методами подтверждают отмеченные ранее в работах [7, 12] следующие тенденции. Медь в водорастворимой форме связана преимущественно с сульфатом меди. Растворимая медь легко мигрирует, в том числе из прилегающей к площадкам торфяной почвы, и осаждается на локальных участках почвосмесей с высокой щёлочностью (на поверхности частиц серпентиновых минералов), увеличивая содержание потенциально подвижной формы. Аналогичный процесс наблюдается для железа в водорастворимой форме (рис. 5 д). Основная часть меди связана с органическим веществом РТ. При взаимодействии с серпентиновыми минералами происходит разрушение сорбционных связей Cu с органическим веществом РТ с последующим осаждением в щелочной среде малорастворимых соединений.

Данные по содержанию S подтверждают предлагаемую схему трансформации соединений Cu (рис. 5 ж, з). Прежде всего следует отметить,

что в РТ потенциально и актуально подвижные формы S отличаются незначительно. Для Cu, Ni и Fe наблюдается линейная зависимость между актуальной и потенциальной формами, причём содержание актуальной формы на два порядка меньше потенциальной (рис. 6 а). Для S также наблюдается корреляционная зависимость, однако по значениям концентраций актуально и потенциально подвижные формы существенно не отличаются, т.е. практически вся потенциально подвижная S является актуально подвижной.

При внесении мелиорантов содержание актуально подвижной S снижается в 4–100 раз, а потенциально подвижной – примерно в два раза, причём содержание потенциально подвижной S между сериями отличается незначительно. В отличие от металлов, содержание которых тем меньше, чем больше pH, кислотно-щелочные условия не влияют на содержание потенциально подвижной S (рис. 6 б). По результатам корреляционного анализа водорастворимая S ассоциирована с токсичными компонентами торфа (Cu, Ni), а доступная для растений – только со щелочными Ca и Mg, которые являются основными компонентами мелиорантов.

С целью уточнения направления и механизмов протекания геохимических процессов трансформации РТ под влиянием серпентиновых минералов выполнен следующий эксперимент. РТ в смеси с серпентиновыми материалами (серии PR, VL, LT) и с песком (контрольная серия РК) были помещены модули трёх типов ($n = 3$). Содержание РТ в смесях составляло 50 мас. %. В варианте I модули изготовлены из проницаемого геотекстильного материала, в варианте II дно модулей изготовлено из того же материала,

а стенки модулей из водонепроницаемого пластика, в варианте III фильтрация была затруднена благодаря изготовлению дна и стенок модулей из пластика. В 2022 году модули были размещены на участке перед установлением снежного покрова и выдержаны в течение одного года.

Проанализировано валовое содержание компонентов в пересчёте на прокалённый остаток. Статистический анализ показал, что относительная ошибка определения компонентов составляла для Cu 20–25%, для Ni 10–15% и для S 10–20%. По результатам эксперимента установлено достоверное ($p < 0.05$) снижение содержания в почвосмесях указанных выше компонентов (рис. 7), причём доля выщелоченной из модулей фракции в вариантах с серпентинсодержащими материалами была меньше по сравнению с контрольным вариантом. В контрольном варианте доля выщелоченной фракции Cu и Ni изменялась в пределах 75–85%, что согласуется с данными работы [12] о содержании фракции, извлекаемой из РТ путём трёхкратной обработки ацетатно-аммонийным буфером.

Выщелачивание компонентов из почвосмесей произошло под воздействием атмосферных осадков (дождевых и талых вод). Снижение сорбционной способности РТ может быть обусловлено двумя причинами. Прежде всего, стоит отметить снижение поступления загрязняющих веществ с начала 2000-х гг. по сравнению с предыдущими десятилетиями [1]. Контакт торфяной почвы с растворами с меньшей концентрацией по сравнению с составом растворов в период накопления компонентов приводит к сдвигу адсорбционного равновесия, что сопровождается процессом десорбции. Второй причиной является снижение содержания в РТ сорбционно активного органического компонента. Данный результат обусловлен постепенной минерализацией, т.е. деструкцией органического вещества торфяной почвы при отсутствии поступления свежего органического материала вследствие высокой токсичности почвы [3].

Таким образом, результаты модельного эксперимента подтвердили закономерности, установленные для Cu и Ni в полевом эксперименте. Серпентиновые минералы способствуют снижению степени выщелачивания металлов в результате перераспределения содержания форм, связанных с органическим веществом, в минеральные формы.

Успешное восстановление растительности возможно при условии соответствия технологических приёмов особенностям рельефа

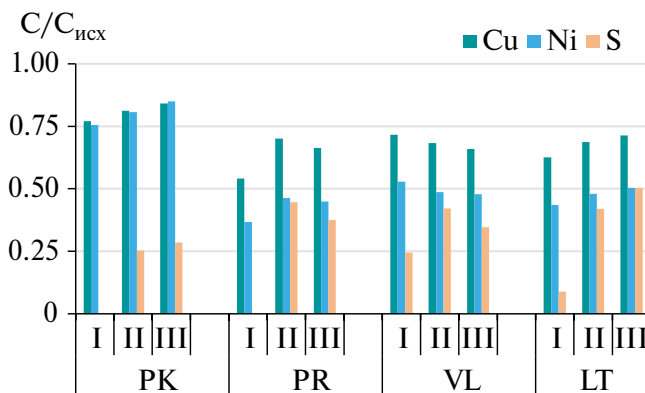


Рис. 7. Доля выщелоченной фракции С относительно исходного содержания компонентов $C_{исх}$ в вариантах почвосмесей.

и процессам естественного почвообразования. Постепенная минерализация верхнего слоя РТ приводит к утрате РТ своих первоначальных свойств [13]. Потеря органического вещества торфом в перспективе приведет к деградации рекультивационного слоя. Для перезапуска процесса почвообразования в условиях, аналогичным условиям экспериментального участка, целесообразен подход, предусматривающий рекультивацию с применением минеральных субстратов, что позволяет создавать устойчивые искусственные фитоценозы, в которых происходит не потеря, а постепенное накопление органического вещества, т.е. реализуется процесс первичного почвообразования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность ведущему технологическому Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН О.П. Корытной за всестороннюю помощь при проведении исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 21-77 10111 (проведение мониторинговых полевых исследований, выполнение химических анализов, интерпретация данных), а также частично — в рамках государственного задания № 1220220400094-6 Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН (наработка материалов, организация экспериментальных полевых работ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лянгузова И. В., Беляева А. И., Катаева М. Н., Волкова Е. Н. Запасы потенциально токсичных элементов в напочвенном покрове сосновых лесов северной тайги при аэротехногенном загрязнении // Ботанический журнал. 2023. Т. 108. № 11. С. 1001–1014.
2. Кашулина Г. М., Кубрак А. Н., Коробейникова Н. М. Кислотность почв в окрестностях медно-никелевого комбината “Североникель”, Колыский полуостров // Почвоведение. 2015. № 4. С. 486–500.
3. Slukovskaya M. V., Vasenev V. I., Ivashchenko K. V., Dolgikh A. V., Novikov A. I., Kremenetskaya I. P., Ivanova L. A., Gubin S. V. Organic matter accumulation by alkaline-constructed soils in heavily metal-polluted area of Subarctic zone // Journal of Soils and Sediments. 2021. V. 21. P. 2071–2088 <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02666-4>
4. Cao C. Y., Yu B., Wang M., Zhao Y. Y., Zhao Y. H. Adsorption properties of Pb^{2+} on thermal-activated serpentine // Separation Science and Technology. 2019. 54(18). 3037–3045. <https://doi.org/10.1080/01496395.2019.1565776>
5. Wang Z., Tian H., Liu J., Wang J., Lu Q., Xie L. Cd (II) adsorption on earth-abundant serpentine in aqueous environment: Role of interfacial ion specificity // Environmental Pollution. 2023. V. 331. Part 2. 15 August 2023. 121845. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2023.121845>
6. Slukovskaya M. V., Kremenetskaya I. P., Mosendz I. A., Ivanova T. K., Drogobuzhskaya S. V., Ivanova L. A., Novikov A. I., Shirokaya A. A. Thermally activated serpentine materials as soil additives for copper and nickel immobilization in highly polluted peat // Environmental Geochemistry and Health. 2023. V. 45. P. 67–83. <https://doi.org/10.1007/s10653-022-01263-3>
7. Slukovskaya M. V., Petrova A. G., Ivanova L. A., Ivanova T. K., Mosendz I. A., Novikov A. I., Shirokaya A. A., Kovorotniaia M. V., Panikarovskii T. L., Kremenetskaya I. P. Serpentine overburden products—nature-inspired materials for metal detoxification in industrially polluted soil // Toxics. 2023. 11(12). 957 <https://doi.org/10.3390/toxics11120957>
8. Пора озеленять Арктику. Инновационные газонные технологии для создания травяного покрова различного назначения в условиях Заполярья: методические рекомендации. Л.А. Иванова, М.В. Слуковская, И.П. Кременецкая, Т.Т. Горбачева. Апатиты: Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2020. 37 с.: ил.
9. Евдокимова Г. А. Эколого-микробиологические основы охраны почв Крайнего Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 272 с.
10. Воеводина Л. А., Воеводин О. В. Магний для почвы и растений // Мелиорация и гидротехника. 2015. № 2 (18). С. 70–81.
11. Матыченков И. В., Хомяков Д. М., Пахненко Е. П., Бочарникова Е. А., Матыченков В. В. Подвижные кремниевые соединения в системе почв-растение и методы их определения // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. 2016. № 3. С. 37–46.
12. Slukovskaya M. V., Kremenetskaya I. P., Drogobuzhskaya S. V., Novikov A. I. Sequential Extraction of Potentially Toxic Metals: Alteration of Method for Cu-Ni Polluted Peat Soil of Industrial Barren // Toxics. 2020. 8(2). 39. <https://doi.org/10.3390/toxics8020039>
13. Куликов Я. К., Куликова Е. Я. Формирование биологической активности торфяной почвы в условиях ее коренного улучшения // Вестник Белорусского государственного университета. Сер. 2. Химия. Биология. География. 2005. № 1. С. 45–47.

GEOCHEMICAL ASPECTS OF THE TECHNOLOGY FOR RESTORATION OF VEGETATION COVER ON INDUSTRIALLY CONTAMINATED PEAT SOIL USING SERPENTINE MATERIALS

M. V. Slukovskaya^{a,b,#}, A. G. Petrova^c, L. A. Ivanova^d, I. A. Mosendz^{a,b}, T. K. Ivanova^{a,b},
S. V. Drogobuzhskaya^a, A. I. Novikov^a, A. A. Shirokaya^a, I. P. Kremenetskaya^a

Presented by Academician of the RAS S.V. Krivovichev April 23, 2024.

^a*Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements
and Mineral Raw Materials, Kola Scientific Center
of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*
^b*Laboratory of nature-inspired technologies and environmental safety
of the Arctic region, Center for Nanomaterials Science,
Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity,
Russian Federation*

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

^d*Polar-Alpine Botanical Garden-Institute, Kola Scientific Center
of the Russian Academy of Sciences, Kirovsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: m.slukovskaya@ksc.ru*

Factors influencing the geochemical migration of elements during the development of artificial plant communities on degraded peat soil with high levels of copper and nickel contamination using serpentine-containing materials are considered. Monitoring of reclamation sites during a four-year field experiment showed that the grass cover is capable of sustainable functioning by neutralizing the acidity of industrially polluted peat soil, reducing the toxicity of soil solutions, and eliminating the imbalance of macronutrients. Serpentine minerals act as a alkaline barrier, reducing the intensity of migration of copper and nickel compounds.

Keywords: serpentine minerals, copper, nickel, sulfur, geochemical migration, element fractions, artificial phytocenoses

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 528:551.2

ВЫСОКОТОЧНЫЕ СПУТНИКОВЫЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

© 2024 г. Г. М. Стеблов^{1,2,*}, член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин¹, Г. Э. Мельник^{1,2,3}

Поступило 15.03.2024 г.

После доработки 25.04.2024 г.

Принято к публикации 02.05.2024 г.

Рассматриваются аспекты геодинимических исследований на территории Северной Евразии за последние три десятилетия с акцентом на использование космических технологий в геодезии и геодинимике. Основное внимание уделяется системе ГНСС как наиболее распространённому и эффективному инструменту для геодинимических исследований благодаря компактности и относительной лёгкости монтажа наземной измерительной аппаратуры, а также возможности её автономной работы. Подчёркивается значимость высокоточных ГНСС-определений для мониторинга малых по величине геодинимических смещений земной поверхности, что требует миллиметровой точности измерений. Рассматриваются вопросы развития прецизионной координатной основы геодинимического назначения и поддержания её согласованности в долгосрочной перспективе с опорой на международную земную отсчётную основу ITRF, а также проблемы и перспективы высокоточных спутниковых геодезических измерений и геодинимических исследований в контексте текущего сокращения взаимодействия с международными центрами геодезических данных. Предложены пути решения возникших проблем на основе создания системы субконтинентального масштаба, реализующей уравнивание первичной измерительной информации ГНСС с учётом геодинимических явлений. Возможности используемой сети ГНСС для решения задач геодезии и геодинимики продемонстрированы на примере анализа тектонической жёсткости древних платформ Северной Евразии и воздействия движений смежных плит и вариаций этих движений в прошлые геологические эпохи на современную геодинимическую обстановку этих платформ.

Ключевые слова: ГНСС, ФАГС, геодинимика, космическая геодезия, деформации земной коры, координатное обеспечение

DOI: 10.31857/S2686739724090209

ВВЕДЕНИЕ

Координатное обеспечение развивается в современном виде на территории РФ в течение последних 3-х десятилетий различными ведомствами в соответствии с профильными задачами, стоящими перед каждым из них. Соответственно, в зависимости от ведомственных целей

и задач различаются требования по точности, целостности и оперативности, а также инструментальные средства. Подавляющая часть современных геодезических систем базируются на космических геодезических технологиях, из которых наибольшее распространение получила система ГНСС благодаря компактности и относительной лёгкости монтажа наземной измерительной аппаратуры, а также возможности её автономной работы. Общая концепция введения и реализации земной геоцентрической системы координат отражена в опубликованном в 2020 г. международном стандарте ISO 19161-1:2020 [1]. Данный стандарт разработан на базе положений, принятых Международным Союзом Геодезии и Геофизики (IUGG), и входящей в него

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

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

³Публично-правовая компания «Роскадастр», Москва, Россия

*E-mail: steblov@mitp.ru

Международной Ассоциации Геодезии (IAG), а также Международным Астрономическим Союзом (IAU). Согласно данному стандарту, базовая реализация международной (геоцентрической) земной системы координат (ITRS) строится в виде международной земной системы отсчёта (ITRF) на основе уравнивания многолетних глобальных наблюдений по четырём космическим геодезическим технологиям: ГНСС, РСДБ, ЛЛС, ДОРИС. Одновременно, в положениях стандарта отмечается, что классические методы наземной геодезии (линейно-угловые, нивелирные) могут быть использованы без накопления существенных ошибок для локальных геодезических привязок на ограниченных расстояниях до нескольких километров и не должны использоваться для региональных и локальных сгущений отсчётной основы во вторичных реализациях ITRS, согласованных с базовой реализацией ITRS. Введённая с помощью перечисленных выше космических технологий международная земная система отсчёта (ITRF), позволила в большинстве случаев решать геодезические и геодинамические задачи на новой основе, в геоцентрических координатах.

Одной из сфер применения космических геодезических технологий, где требования по точности наивысшие, является геодинамика. Это обусловлено интенсивностью проявления различных геодинамических процессов в виде

смещений земной поверхности величиной в несколько миллиметров или сантиметров в год, что, в свою очередь требует точности координатных определений на уровне миллиметров. С другой стороны, обеспечение высокоточной координатной основы для решения широкого круга научных и практических задач невозможно без учёта непрерывного взаимного смещения элементов земной поверхности вследствие геодинамических факторов. Таким образом, тесная взаимосвязь между задачами и инструментальными средствами, применяемыми в космической геодезии и в геодинамике, предопределяет общие подходы к решению вопросов высокоточного координатного обеспечения.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПОСТРОЕНИЯ ПРЕЦИЗИОННОЙ КООРДИНАТНОЙ ОСНОВЫ

Развитие прецизионной отсчётной основы, применимой для решения разномасштабных геодезических и геодинамических задач, базируется на формировании распределённой сети пунктов, координаты которых согласованы между собой и с положением геоцентра. Государственная отсчётная основа создана и развивается подразделениями Росреестра с участием других отраслей и ведомств.

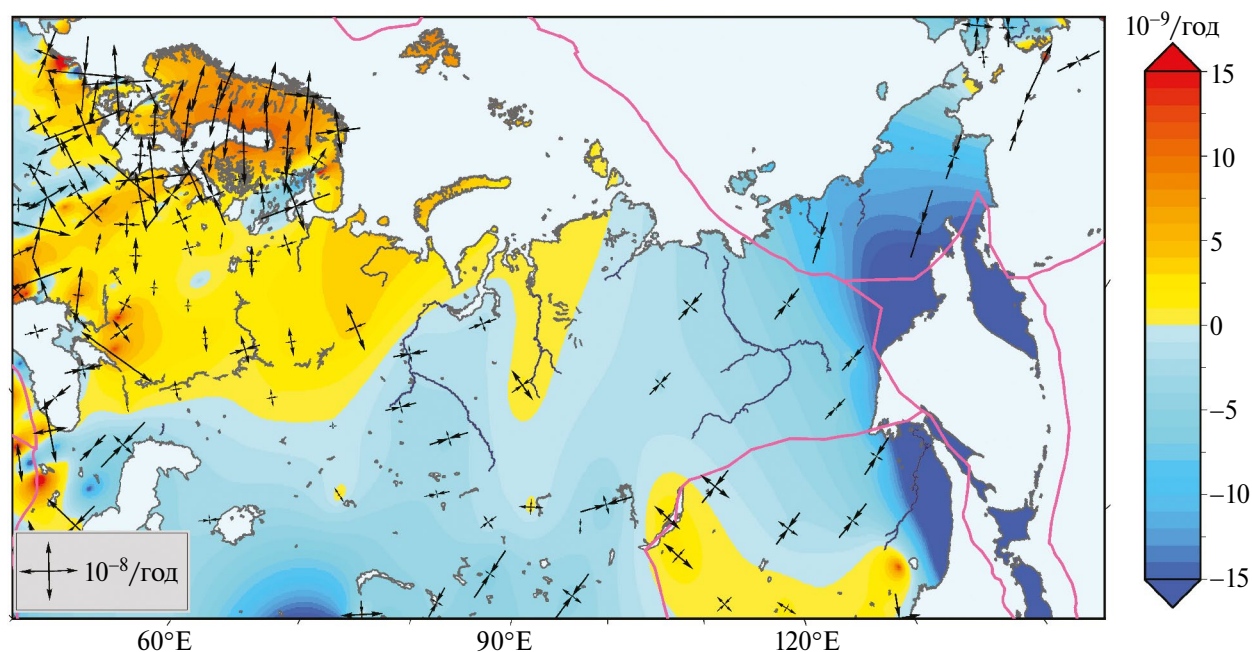


Рис. 1. Стабильность Северной Евразии по данным ГНСС (границы плит — MORVEL56 [2], проекция — коническая Ламберта).

Поддержание такой согласованности в длительной перспективе требует многолетних начальных наблюдений и выделения опорной сети, состоящей из пунктов со стабильной предсказуемой кинематикой. В наибольшей степени такому требованию удовлетворяют пункты, расположенные во внутренних платформенных областях литосферных плит, где кинематика земной поверхности определяется движениями литосферных плит, что обуславливает стационарность горизонтальных линейных скоростей каждого такого пункта на протяжении миллионов лет (рис. 1, 2, описание построений см. ниже).

Плотность покрытия земной поверхности опорными пунктами должна обеспечивать возможность высокоточной привязки к ним определяемых пунктов потребителя с помощью существующих алгоритмов и программных средств.

В течение последних 3-х десятилетий в качестве опорной сети для решения геодинамических задач в глобальном масштабе служили пункты Международной службы ГНСС (IGS), реализующие ITRS в виде периодически уточняемых версий ITRF, по мере накопления каждые несколько лет новых данных ГНСС, РСДБ, ЛЛС, ДОРИС. При этом потребителю, использующему аппаратуру ГНСС, предоставлялась из IGS информация, необходимая для высокоточного относительного местоопределения (ВОМО), которая включала: первичные радионавигационные измерения на

опорных пунктах ГНСС, синхронные с измерениями потребителя; оценки координат опорных пунктов ГНСС на период наблюдений потребителя; эфемеридно-временную и другую сопроводительную информацию; коэффициенты корреляции между ними. Задача местоопределения потребителя в этом случае сводится к решению уравнений, связывающих синхронные спутниковые радиодальномерные отсчёты на определяемых и опорных пунктах с разностями координат этих пунктов. Такой подход реализует фильтрацию пространственно-коррелированных помех путём дифференциальной коррекции, что отличает методику ВОМО от методов высокоточных абсолютных местоопределений (ВАМО). Разработанные за последние 3 десятилетия специализированные зарубежные программные пакеты обеспечивают эффективную фильтрацию большей части помех, искажающих первичные спутниковые отсчёты:

- задержки радиосигнала в ионизированной и нейтральной части атмосферы,
- погрешности орбитальной эфемеридной информации,
- вариации параметров вращения Земли,
- рассогласование временной шкалы бортовой и наземной аппаратуры,
- целочисленная неопределённость фазовых измерений,
- многолучевой приём сигнала,
- приливные смещения земной поверхности.

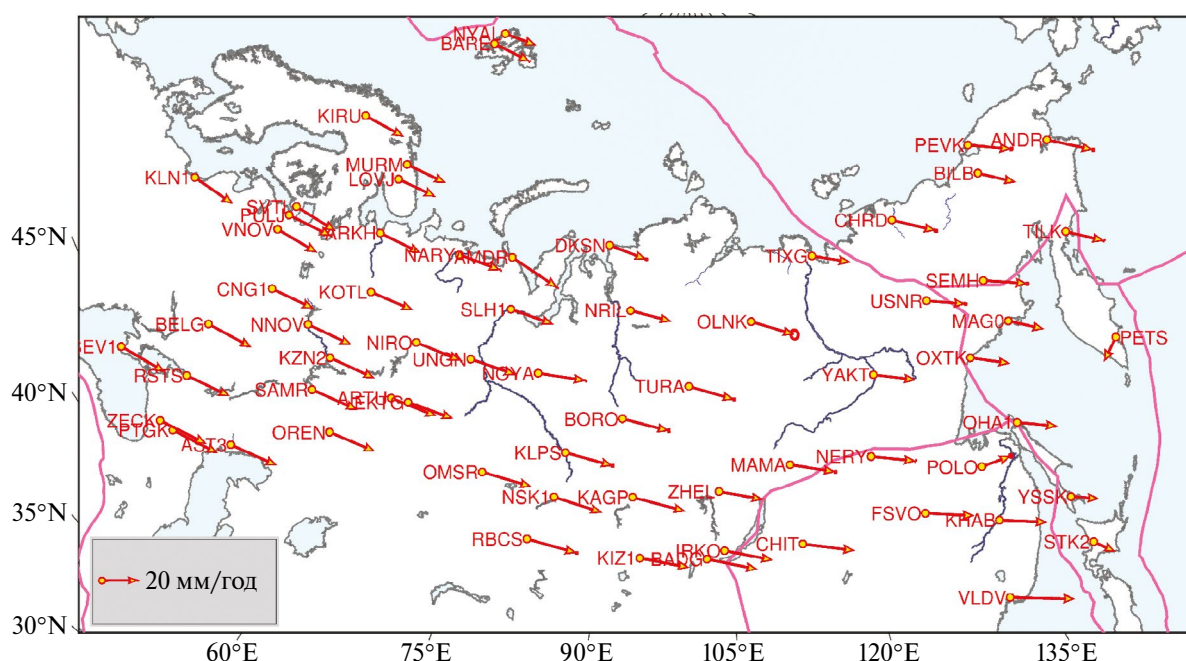


Рис. 2. Горизонтальные скорости пунктов ФАГС (Росреестра) по данным ГНСС в общеземной геоцентрической системе координат ITRF2014 (границы плит, проекция — как на рис. 1).

Методика фильтрации помех базируется на моделировании искажающих факторов с известными физическими свойствами, совместном уравнивании параметров искажений с определяемыми координатами, сглаживании несмещённых возмущений путём осреднения во временной области. Применение описанной выше дифференциальной коррекции позволяет дополнительно существенно снизить итоговую погрешность координатных определений и достичь миллиметрового уровня точности [3] методом длиннобазисных ВОМО при удалении определяемых пунктов от опорных станций в тысячи километров. При этом наиболее высокоточные из существующих программных пакетов выполняют все внутренние расчёты в декартовых геоцентрических координатах без необходимости привлечения каких-либо наземных гравиметрических, линейно-угловых, нивелирных измерений. В результате для решения большинства задач геодинимического мониторинга (тектонических и техногенных процессов) в северной части Евразии было достаточно сравнительно небольшого количества опорных станций, равномерно покрывающих всю её территорию, интегрированных в Международную службу ГНСС (IGS) (рис. 3). Количество таких станций на территории РФ составляло в разное время до 21.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИИ

В настоящее время, в условиях сложившихся в 2022 году ограничений во взаимодействии с международными центрами геодезических данных, стало невозможным использование большей части результатов обработки данных международных центров, что привело к существенному и постоянно прогрессирующему ухудшению точности координатных определений на территории РФ, в том числе, части базовых станций опорных сетей геодезического класса. В результатах глобального уравнивания исходных данных ГНСС, которые формируются в международных центрах (IGS), в настоящее время отсутствуют ежесуточные оценки координат опорных станций в северной части Евразии, а также коэффициенты корреляции между указанными оценками и уточнённой эфемеридно-временной информацией. Всё это в совокупности влияет на эффективность и качество субконтинентальных геодинимических исследований на территории РФ, при этом ситуация усугубляется из-за

отсутствия учёта смещений опорных станций вследствие тектонических факторов.

Для преодоления сложившихся негативных тенденций необходимо реализовать замещение утраченной в настоящее время части возможностей использования международной кооперации в вопросах спутниковой геодезии на территории РФ. Для такого замещения необходима система, реализующая уравнивание первичной измерительной информации ГНСС с учётом геодинимических явлений, позволяющая потребителю достичь прежнего уровня точности без использования таких результатов из IGS. В этих целях, в том числе, для сохранения преемственности многолетних разномасштабных геодинимических исследований в Северной Евразии, система уравнивания исходных данных ГНСС должна обеспечивать отсчётную основу геодинимических исследований, согласованную с международной (геоцентрической) земной системой координат (ITRF) по 14 параметрам трансформации, определяющим взаимное смещение, вращение, масштаб и их эволюцию во времени. Кроме того, система должна обеспечивать на прежнем высоком уровне дифференциальную коррекцию для измерений на определяемых пунктах (см. выше). Исходя из этого, долговременная согласованность системы отсчёта может быть достигнута только с учётом геодинимических факторов подвижности земной поверхности. Для реализации такого согласования необходима систематизация всех имеющихся исходных данных, в том числе, ГНСС, которая позволит сформировать представительный набор наблюдательных пунктов с предсказуемой, надёжно установленной кинематикой.

Положительные факторы, позволяющие заместить международную кооперацию в области спутниковой геодезии, состоят в наличии на территории РФ наземных сетей опорных пунктов ГНСС различной ведомственной принадлежности, которые по качеству аппаратуры, методике её установки и эксплуатации, не уступают мировым стандартам, применяемым в IGS (рис. 4). К таким сетям наивысшего качества относятся: фундаментальная астрономо-геодезическая сеть (ФАГС), управляемая ППК “Роскадастр” и сеть базовых станций (БС) системы дифференциальной коррекции и мониторинга (СДКМ-КФД), управляемая АО “Российские космические системы”. Количество продолжительно и непрерывно действующих станций ГНСС каждой из приведённых сетей насчитывает не менее нескольких десятков (при общем

наборе из 101 установленных пунктов ФАГС), что, в совокупности, образует значительно более плотное покрытие территории РФ, чем прежняя сеть станций IGS (рис. 3). Результаты анализа данных по этим сетям подтверждают их приемлемость для достижения обозначенных выше целей по обеспечению высокоточной информацией, необходимой для геодинамических исследований.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПОДВИЖНОСТИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Геодинамические процессы, определяющие подвижность твёрдой земной поверхности на уровне разрешающей способности современной космической геодезии:

эндогенные:

- движения литосферных плит;
- сейсмические процессы, включая предсейсмические и постсейсмические;
- астеносферные течения;
- постледниковая изостатическая компенсация;
- вулканизм;
- вариации параметров вращения и фигуры Земли, положение геоцентра;

экзогенные:

- приливные воздействия небесных тел;
- перераспределение масс подвижных оболочек Земли (атмосфера, гидросфера, криосфера);

техногенные:

- последствия эксплуатации недр (добыча рудных и нефтегазовых ископаемых).

Все приведённые процессы характеризуются различной интенсивностью и различными пространственными и временными масштабами, длятся от нескольких секунд до многих тысячелетий, охватывают земную поверхность в пределах от нескольких километров до всего земного шара, включают как горизонтальные, так и вертикальные смещения, достигающие величины от нескольких миллиметров до метров за обозримые периоды наблюдений (в несколько лет).

В свете задач геодинамики, в основе концепции изучения тектонических процессов в литосфере с помощью геодезических наблюдений лежит моделирование разнообразных эндогенных процессов и их ожидаемых проявлений в виде смещений земной поверхности. Сравнение результатов моделирования с фактически наблюдаемыми смещениями позволяет проверить корректность самой модели и уточнить её параметры, решая соответствующую обратную задачу. С другой стороны, для задач геодезии изучение закономерностей и параметризация геодинамических процессов позволяет учесть их воздействие при построении самосогласованной отсчётной основы, применимой в течение многих лет.

К настоящему времени, часть наблюдательных пунктов, находящихся на территории Российской Федерации, проработала достаточно

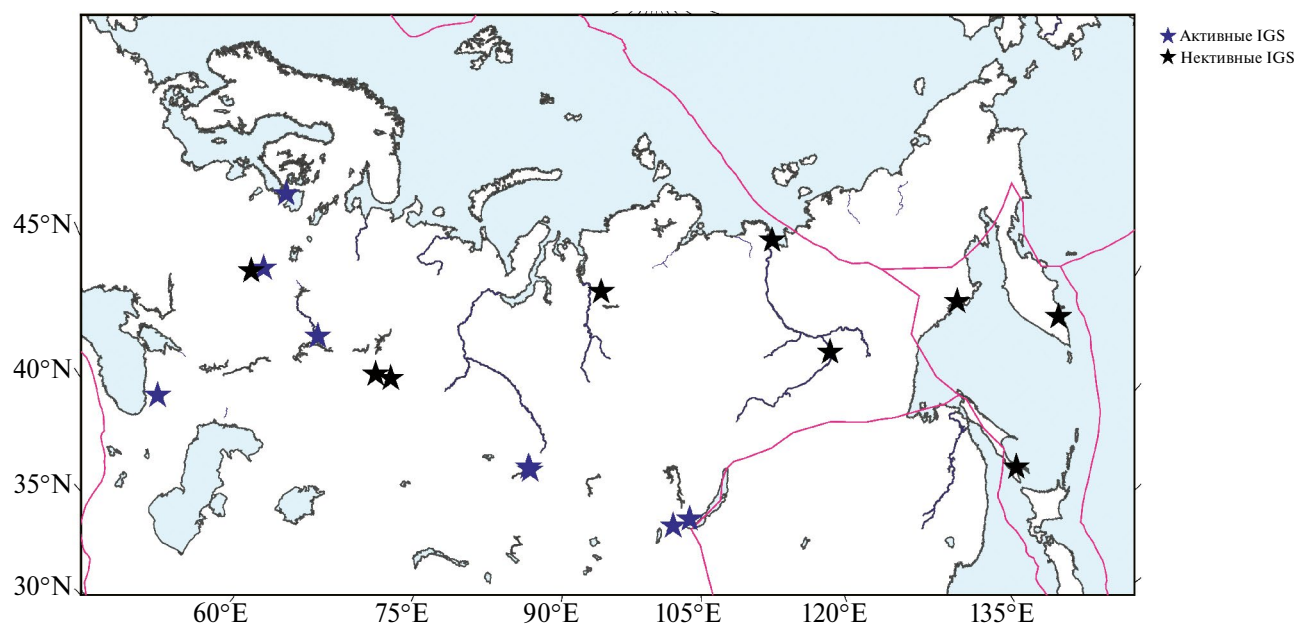


Рис. 3. Пункты IGS в северной части Евразии (границы плит, проекция — как на рис. 1).

продолжительное время, чтобы определять по ним скорости смещений земной поверхности с приемлемой точностью и анализировать пространственные вариации этих движений.

Из первичной спутниковой измерительной информации по всем пунктам Российской фундаментальной астрономо-геодезической сети были вычислены скорости движения этих пунктов в общеземной геоцентрической системе отсчёта и полученное распределение скоростей проанализировано в совокупности со всеми данными, имеющимися по сопредельным территориям, т.е. практически по всей Евразии.

В результате оптимизированной триангуляции с вершинами в наблюдательных пунктах было построено поле скорости плоской деформации [4]. Приведённое выше на рис. 1 распределение стало результатом этих построений. На представленной карте видно, что при переходе с Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на Западно-Сибирскую (ЗСП) наблюдается смена деформаций: обстановка растяжения сменяется обстановкой сжатия.

В качестве причин, которые могут объяснить построенное распределение следует рассмотреть вариации сил, действующих на литосферные плиты:

- направления и скорость верхнемантийных течений, вязкость астеносферы, мощность земной коры;

- современная конфигурация межплитовых границ по их простиранию и по геодинамической обстановке;

- прошлые движения платформ, слагающих северную часть Евразии.

Численное моделирование конвекции в мантии, предложенное в серии работ А. Баранова с соавторами [5, 6], показывает под кратонами отрицательную термическую аномалию (на 100 град). При этом не просматривается каких-либо контрастных вариаций в аномалиях температуры и, соответственно, вязкости верхней мантии в пределах платформ в Северной Евразии, коррелирующих с вариациями поверхностных деформаций, наблюдаемых там же по спутниковой геодезии. Таким образом, этот фактор не объясняет вариаций обстановки сжатия-растяжения в рассматриваемой части континента. Вариации мощности земной коры достаточно мозаичны и также не объясняют вариаций поверхностных деформаций по спутниковой геодезии [7].

Рассмотрим конфигурацию межплитовых границ, окружающих северную часть Евразии. Сибирская платформа окружена с двух сторон конвергентными поясами: с востока конвергентная граница между Евразийской плитой и Северо-Американской плитой с невысокой интенсивностью схождения; с юга — Альпийско-Гималайский складчатый пояс вследствие достаточно интенсивного дрейфа Индийской

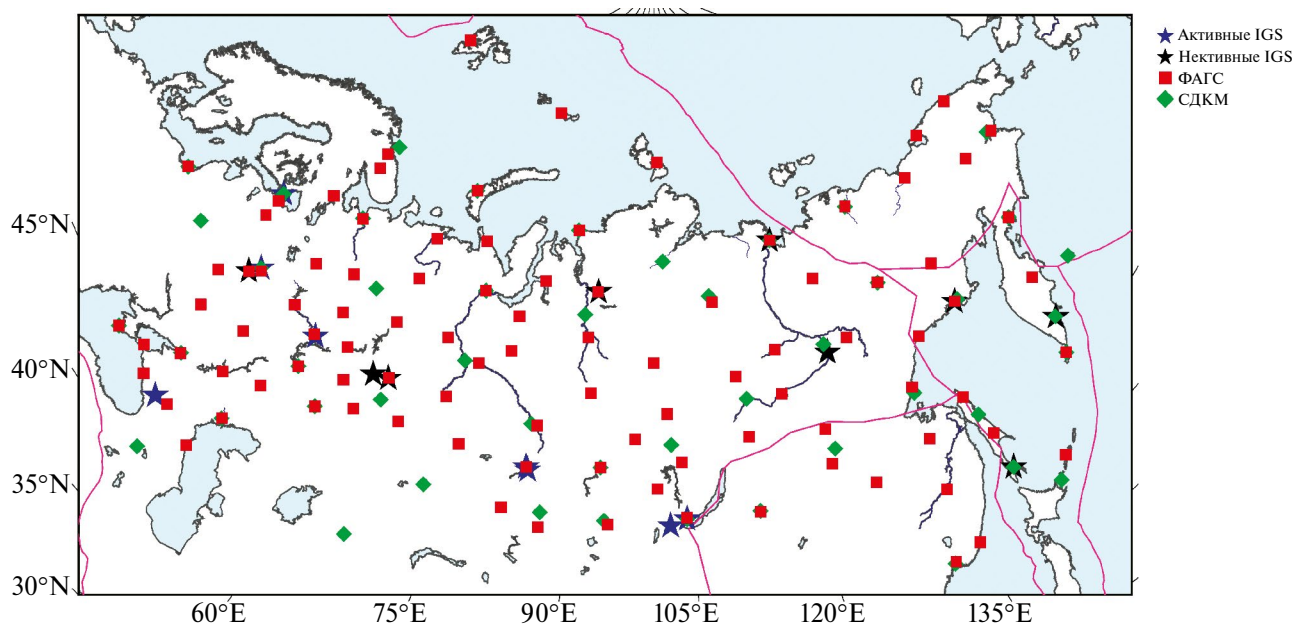


Рис. 4. Активные пункты ГНСС в северной части Евразии (границы плит, проекция — как на рис. 1).

плиты на север, в сторону Евразии. В распределении деформаций по Сибирской платформе можно отметить согласованность ориентации главных осей сжатия с геодинамическим режимом обоих конвергентных поясов, отсутствие резких пространственных вариаций в ориентации этих осей (за исключением аномальной Байкальской рифтовой зоны), монотонное нарастание сжатия по величине в направлении Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Такой конфигурацией границ можно объяснить наблюдаемую обстановку сжатия Сибирской и Западно-Сибирской платформ.

Восточно-Европейская платформа окружена с юга продолжением Альпийско-Гималайского складчатого пояса в виде Кавказского хребта, формирующегося вследствие достаточно интенсивного дрейфа Аравийской плиты на север, в сторону Евразии, а с севера, северо-запада, запада — продолжением границы между Евразийской и Северо-Американской плитами, которая к северу от кажущегося полюса взаимного вращения (в районе Тикси) становится дивергентной, представляющей собой зону спрединга в северной части срединно-океанического хребта в Северном Ледовитом океане с продолжением в Атлантике. Зона спрединга, находящаяся на восходящей ветви конвективной мантийной ячейки, должна создавать сжимающие деформации на расходящихся плитах. В совокупности, геодинамический режим южной и северо-западной границ ВЕП не объясняет наблюдаемую обстановку растяжения этой платформы.

Однако если рассмотреть движения в этой зоне в прошлые геологические эпохи, то обнаруживается, что скорость спрединга не была постоянной. Так как Арктическая часть границы между Евразийской и Северо-Американской плитами составлена океаническими хребтами, то исторические перемещения этих плит реконструируются по комплексу данных о гравитационных, магнитных и сейсмических аномалиях вдоль примыкающих к хребтам подводных котловин [8]. Одной из таких детально изученных структур в Арктическом регионе является Евразийский бассейн, образованный двумя глубоководными котловинами: Амундсена и Нансена, разделённых хребтом Гаккеля (рис. 5). Данные по палеомагнитным аномалиям вдоль хребта Гаккеля показывают, что в Кайнозой скорость раскрытия Евразийского бассейна довольно заметно менялась, по крайней мере, за последние 50 млн лет, и в современную эпоху, на

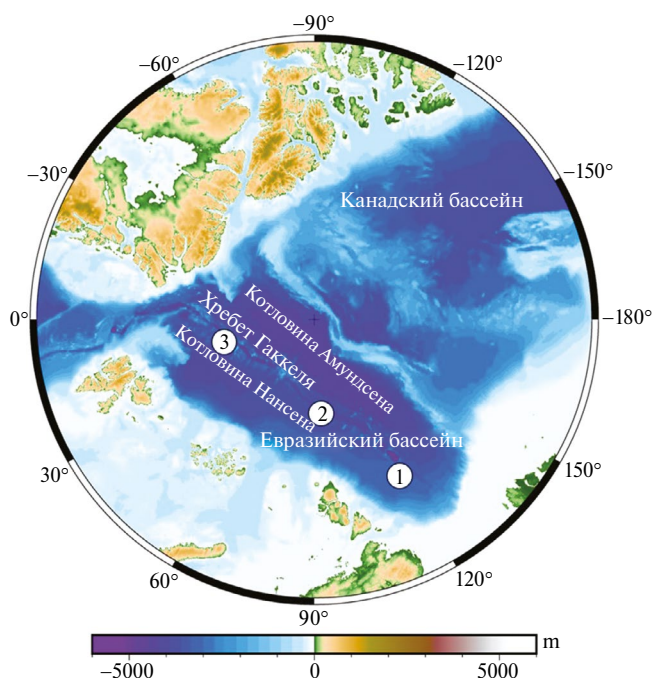


Рис. 5. Глубоководные бассейны Северного Ледовитого океана (сегменты хребта Гаккеля: 1 — восток, 2 — центр, 3 — запад).

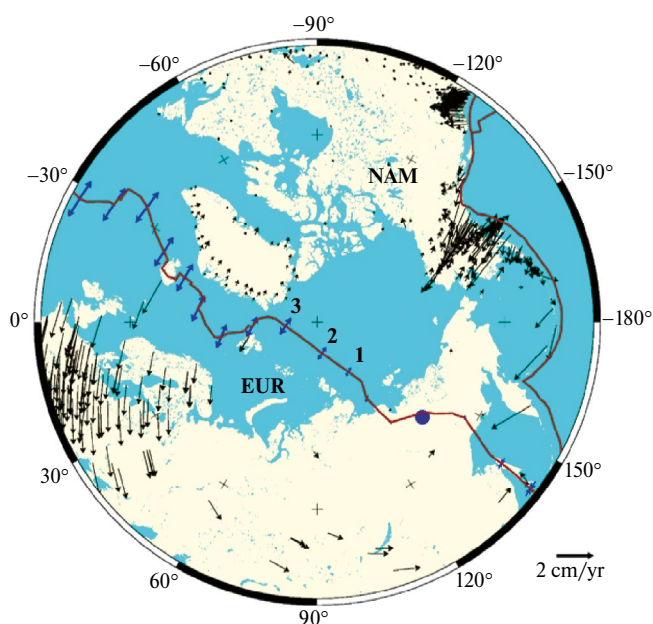


Рис. 6. Конфигурация крупных плит в зоне спрединга (EUR — Евразийская плита, NAM — Северо-Американская плита; 1, 2, 3 — сегменты хребта Гаккеля, как на рис. 5).

Таблица 1. Сопоставление скорости спрединга вдоль хребта Гаккеля по палеомагнитным данным и по ГНСС (обозначения сегментов — как на рис. 5, 6)

Сегменты хребта Гаккеля	Скорость по ГНСС, см/год	Скорость по палеомагнитным аномалиям, см/год
Восток (1)	0.2	0.8
Центр (2)	0.4	1.1
Запад (3)	0.5	1.2

протяжении 3 млн лет оценивается на уровне 1 см/год [9, 10].

Для сравнения палеомагнитных оценок полной скорости спрединга в Евразийском бассейне с современной скоростью была выполнена оценка этой величины по спутниковой геодезии за текущие 30 лет. С этой целью были вычислены значения полной скорости спрединга для того же сегмента границы между Евразийской и Северо-Американской плитами — для хребта Гаккеля, для которого приведены оценки в работах [8–10]: для восточной (1), центральной (2) и западной (3) частей (рис. 5, 6). Полная скорость расхождения плит в произвольной точке их общей границы вычислялась в виде [11]:

$$\bar{V}_i = \bar{\Omega}_{EUR-NAM} \times \bar{R}_i,$$

где $\bar{\Omega}_{EUR-NAM}$ — вектор Эйлера, определяющий положение полюса и угловую скорость взаимного вращения контактирующих плит, $\bar{V}_i$ и $\bar{R}_i$ — скорость и радиус-вектор i -й точки контакта Евразийской (EUR) и Северо-Американской (NAM) плит.

Вектор Эйлера $\bar{\Omega}_{EUR-NAM}$ вычислялся как разность векторов Эйлера $\bar{\Omega}_{EUR}$ и $\bar{\Omega}_{NAM}$ каждой из двух плит в общеземной геоцентрической системе координат:

$$\bar{\Omega}_{EUR-NAM} = \bar{\Omega}_{EUR} - \bar{\Omega}_{NAM}$$

В свою очередь, векторы $\bar{\Omega}_{EUR}$ и $\bar{\Omega}_{NAM}$ вычислялись для каждой из плит по кластерам скоростей расположенных на них пунктов ГНСС, удовлетворяющих условию взаимной согласованности:

$$|\bar{V}_j - \bar{\Omega}_{EUR} \times \bar{R}_j| \leq \delta, \quad |\bar{V}_k - \bar{\Omega}_{NAM} \times \bar{R}_k| \leq \delta,$$

где $\bar{V}_j$ и $\bar{R}_j$ — скорость и радиус-вектор j -й точки, расположенной на Евразийской плите, $\bar{V}_k$ и $\bar{R}_k$ — скорость и радиус-вектор k -й точки, расположенной на Северо-Американской плите,

δ — пороговая невязка, включающая допустимое отклонение скоростей движения от блоковой кинематики недеформируемой плиты и погрешность измерений.

Вычисленные таким образом значения современных скоростей полного спрединга вдоль хребта Гаккеля, приведённые в табл. 1 и на рис. 6, показывают, что, согласно современным оценкам по спутниковой геодезии за текущие 30 лет, полная скорость спрединга в Евразийском бассейне сократилась, в среднем, примерно в 3 раза по сравнению с палеомагнитными оценками за последние 3 млн лет, что говорит о заметном замедлении этого процесса, по крайней мере, в последние 3 млн лет.

Таким образом, вариации поля скорости плоской деформации платформенных областей в Северной Евразии можно объяснить конфигурацией границ окружающих литосферных плит, их геодинамическим режимом и вариациями этих режимов в прошлые геологические эпохи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем исследовании рассмотрены ключевые аспекты развития субконтинентальной сети ГНСС геодинамического назначения, с акцентом на внедрение космических геодезических технологий, конкретно системы ГНСС, которая доказала свою эффективность в решении широкого спектра геодезических и геодинамических задач. Особое внимание уделено необходимости достижения исключительной точности измерений, что обусловлено крайне малыми величинами смещений земной поверхности характерными для геодинамических процессов.

Значительное сокращение станций ГНСС, включённых в процесс регулярного глобального уравнивания исходных данных, из общего числа установленных на территории Российской Федерации, приводит к потере точности

геоцентрических координатных определений и к ухудшению оценок возмущений спутниковых орбитальных параметров над северной частью Евразии. В статье предложены направления действий для решения данной проблематики путём создания системы, реализующей фильтрацию и уравнивание исходных данных ГНСС по всем имеющимся станциям в Северной Евразии.

Созданная новая более плотная субконтинентальная сеть геодезических станций способствует сокращению среднего расстояния между всеми пунктами, задействованными в координатных определениях, как опорными, так и определяемыми, что, в свою очередь, повышает эффективность фильтрации пространственно-коррелированных помех при дифференциальной коррекции первичных радионавигационных измерений и, тем самым, снижает зависимость точности относительных координатных определений от точности спутниковых орбитальных параметров. В целом, более плотная сеть способствует повышению качества геодезических данных на всей территории РФ, увеличивая надёжность и точность местоопределения.

Кроме того, в данной работе были проведены оценки тектонической жёсткости платформ северной Евразии, а также исследована стабильность их кинематики на протяжении геологических временных интервалов, охватывающих миллионы лет. В ходе анализа была идентифицирована обстановка растяжения в пределах Восточно-Европейской платформы, что может быть объяснено вариациями скорости спрединга срединно-океанического хребта в северной части Атлантического океана. Выводы о замедлении полной скорости спрединга сделаны на основе сопоставления палеомагнитных данных, отражающих скорости спрединга за прошедшие миллионы лет, с современными данными, фиксирующими скорости спрединга за последние три десятилетия. Учитывая конфигурацию конвективных потоков земной мантии в качестве одного из основных факторов, определяющих скорость спрединга, можно сделать вывод о пренебрежимо малых вариациях этих процессов за обозримые периоды современных инструментальных наблюдений (3 десятилетия) и стабильной блоковой кинематике древних платформ, подверженных их влиянию. При этом вариации спрединга в прошлые геологические эпохи проявляются в виде малых, медленно меняющихся внутриплитных деформаций таких платформ, на фоне которых кинематика геодезических пунктов, расположенных вдали от пограничных

деформаций, остаётся стабильной и предсказуемой. Это обстоятельство делает их надёжной отсчётной основой для высокоточного координатного обеспечения в пределах Северной Евразии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы отмечают высокое качество исходных измерений ГНСС сети ФАГС, и выражают благодарность ППК “Роскадастр” за обеспечение возможности их использования в настоящем исследовании.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадач ИТПЗ РАН, ИФЗ РАН и ППК “Роскадастр”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Международный стандарт ISO 19161-1:2020 “Geographic information. Geodetic references. Part 1: International terrestrial reference system (ITRS)”.
2. *Argus D. F., Gordon R. G., DeMets C.* Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 11.
3. *Herring T. A., Melbourne T. I., Murray M. H., Floyd M. A., Szeliga W. M., King R. W., Phillips D. A., Puskas C. M., Santillan M., Wang L.* Plate Boundary Observatory and related networks: GPS data analysis methods and geodetic products // *Reviews of Geophysics*. 2016. V. 54. No 4. P. 759–808.
4. *Мельник Г. Э., Стеблов Г. М.* Стабильность Северной Евразии по данным спутниковой геодезии // *Физика Земли*. 2024. № 2. С. 3–15.
5. *Чуваев А. В., Баранов А. А., Бобров А. М.* Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // *Вычислительные технологии*. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117.
6. *Баранов А. А., Лобковский Л. И., Бобров А. М.* Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
7. Национальный атлас России. Том 2. Природа и экология. 2007. Геологическое строение и ресурсы недр. Мощность земной коры. Масштаб 1:30 000 000. Отв. ред. Г.Ф. Кравченко, редкол. А.В. Бородко (пред.) и др. / ПКО «Картография» под общ. рук. М-ва транспорта Российской Федерации и Роскартографии. 2007. С. 63.
8. *Кулаков И. Ю., Гайна К., Добрецов Н. Л., Василевский А. Н., Бушенкова Н. А.* Реконструкции пере-

- мещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.
9. Глебовский В. Ю., Каминский В. Д., Минаков А. Н., Меркурьев С. А., Чилдерс В. А., Брозина Д. М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
 10. Кононов М. В., Лобковский Л. И. Влияние верхнемантийной конвективной ячейки и связанной с ней субдукции Тихоокеанской плиты на тектонику Арктики в позднем Мелу-Кайнозойе // Геотектоника. 2019. № 6. С. 27–45.
 11. Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995-2007) with the plate-consistent reference frame // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2008. V. 113. № 4. P. B04416(1–17).

PRECISE SATELLITE GEODETIC MEASUREMENTS AND GEODYNAMIC RESEARCH IN NORTHERN EURASIA: STATE AND PROSPECTS

G. M. Steblov^{a,b,#}, Corresponding Member of the RAS P. N. Shebalin^a, G. E. Melnik^{a,b,c}

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

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

^c*Public law company "Roskadastr", Moscow, Russian Federation*

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

The paper addresses the issues of geodynamic research in Northern Eurasia over the past three decades with emphasis on the use of space technologies in geodesy and geodynamics. The main focus is on the GNSS system as the most widespread and effective tool for geodynamic research due to the compactness and relative ease of installation of ground-based tracking equipment, as well as the possibility of its autonomous operation. The importance of precise GNSS positioning for monitoring small-scale geodynamic displacements of the earth's surface, which requires millimeter-scale measurement accuracy, is emphasized. The issues of development of a precise reference frame for geodynamics and maintaining its long-term consistency based on the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) are considered, as well as the problems and prospects of precise satellite geodetic measurements and geodynamic research in the context of the current reduction in interaction with international geodetic data centers. To solve the problems that have arisen, ways are proposed based on the arranging a subcontinental-scale system for equalization of raw GNSS measurements. The capabilities of the used GNSS network for solving problems of geodesy and geodynamics are demonstrated by the example of the analysis of the tectonic rigidity of cratons of Northern Eurasia and the impact of motion of adjacent tectonic plates and variations of these motion in the past geological eras on the contemporary geodynamic setting of these cratons.

Keywords: GNSS, FAGN, geodynamics, space geodesy, crustal deformations, positioning system