

ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ





Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования

Научный электронный журнал

Год основания 2010 г.

Выходит четыре раза в год

Geology and

Environment

Главный редактор: Примина С.П., канд. геол.-минерал. наук, доцент Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Заместители главного редактора: Рассказов С.В., доктор геол.-минерал. наук, профессор Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сасим С.А., канд. геол.-минерал. наук, Иркутский государственный университет, доцент, Иркутск, Россия

Ответственный секретарь: Коваленко С.Н., канд. геол.-минерал. наук, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Редакционная коллегия: Акулова В.В., - кандидат геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Баженова О.И. – доктор геогр. наук, профессор, Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия; Бат Б. – доктор философии, профессор, Национальный университет Монголии, Улан-Батор, Монголия; Борняков С.А. – канд. геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН. Иркутск, Россия; Бычинский В.А. - кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Горячев Н.А. - член-корр. РАН, доктор геол.минерал. наук, профессор, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия; Давыденко А.Ю. – доктор физ.-мат. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Дэмбэрэл С. – кандидат физ.-мат. наук, Институт астрономии и геофизики, Улан-Батор, Монголия; Исаев В.П. – доктор геол.-минерал. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск; Кононов Е.Е. - кандидат геол.минерал. наук, доцент, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия; Корольков А.Т. – доктор геол. – минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Никишин А.М. - доктор геол.-минерал. наук, профессор, геологический факультет МГУ, Москва, Россия; Роговская Н.В. - кандидат геогр. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Саньков В.А. – кандидат геол. – минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сие Чжэньхуа – доктор наук, профессор, Институт вулканов и минеральных источников Академии наук провинции Хэйлуцзян, Удаляньчи, Китай: Тверитинова Т.Ю. – кандидат геол.-минерал. наук, МГУ: Чувашова И.С. – кандидат геол. – минерал. наук, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия.

| Адрес редакции:                      | Сетевое издание «Геология и окружающая среда»<br>PDF-номер журнала выходит четыре раза в год. Сроки приема статей в:                           |
|--------------------------------------|--|
| 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1 | № 1 до 1 марта, № 2 до 1 июня, № 3 до 1 сентября, № 4 до 1 декабря.<br>Сроки выхода номеров: № 1 – 31 марта, № 2 – 30 июня, № 3 – 30 сентября, |
| Тел.: (3952)243278                   | № 4 – 31 декабря<br>Учредитель-издатель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»   |
| Email: kaf-dinamgeol@mail.ru         | Гл. редактор: С.П. Примина<br>Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере  |
| Сайт: http://geoenvir.ru             | связи, информационных технологий и массовых коммуникаций<br>Регистрационный номер: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021<br>ISSN: 2541-9641<br>12+   |

В журнале Геология и окружающая среда публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых

ученых, преподавателей, аспирантов, магистров и бакалавров. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, материалы конференций, тематические обзоры и дается информация о событиях научной и учебной жизни по профилю издания

#### На первой странице обложки

Озеро Верхнее на леднике Радде. Из статьи Китова и др. Двадцать третья летняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык.

## СОДЕРЖАНИЕ

| От редколлегии журнала 5   |
|--|
| РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ7   |
| С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Е.В. Саранина, А.М. Ильясова, В.Г. Ско-  |
| <u>пинцев</u> Гарганский тип континентальной тектоносферы: Pb-изотопные оценки возраста  |
| событий ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли в слоях внешней   |
| оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии 7   |
| И.С. Чувашова, Ю.С. Андреева, С.В. Рассказов Мел-палеогеновые базальты и щелочные  |
| базальтоиды Юго-Восточной Монголии: 1. Распределение в пространственно-времен-   |
| ном геолого-геохронологическом контексте позднего мезозоя и кайнозоя   |
| ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ 65  |
| С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, И.С. Чувашова, А.М. Ильясова, С.В. Снопков, Йи минь  |
| <u>Сунь</u> Мониторинг урановых компонентов и Si – Na/Li температур в резервуаре   |
| подземных вод Аршана Тункинской долины в 2012–2024 гг.: отслеживание   |
| парагенетических соотношений гидрогеохимических, сейсмических и вулканических  |
| процессов в Байкальской рифтовой системе 65  |
| С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, Л.В. Замана, А.И. Оргильянов, В.А. Саньков, А.М. Илья-   |
| сова, И.С. Чувашова Урановые компоненты подземных вод Читинского Забайкалья:   |
| сопоставление с урановыми компонентами подземных вод сопредельной Внутренней   |
| Азии   |
| МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ   |
| С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, С.В. Снопков, Б.Д. Шарастепанов, А.П. Папаев, Н.П. Пас-  |
| тыкова, А.М. Ильясова, В.А. Саньков Организация мониторинга компонентов  |
| подземных вод в пос. Орлик: западная часть Байкальской рифтовой системы 133  |
| НАУЧНАЯ, ПРОФЕССИОНАЛЬНАЯ, УЧЕБНАЯ И ПЕДАГОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА152  |
| С.Н. Коваленко, Н.Д. Наиданов, А.М. Ьондаренко, С.Д. Тугарёв, Е.А. Трубачева, Г.М.   |
| <u>Орлов, И.А. Богданова</u> I еолого-геоморфологическая основа полевои учебнои практики   |
| по геокартированию на Хамар-Даоане   |
| ЭКСПЕДИЦИИ   |
| С.В. Липкина, С.Н. Коваленко, И.Б. Киселева, Е.Б. Габдаев, И.С. Даутов, Г.Ф. Газизова  |
| Дневник полевого этапа Международной школьной геологической экспедиции   |
| «Восточные Саяны – 03. Баикал 2024» Россия-Кыргызстан  |
| С.н. Коваленко, А.Д. Китов двадцать вторая весенняя экспедиция клуоа портулан в  |
| район Г. Мунку-Сардык  |
| А.Д. КИТОВ, И.И. Гергенов, Е.Н. Иванов двадцать третья летняя научно-  |
| исследовательская экспедиция клуба Портулан в район Г. Мунку-Сардык  |
| C B Рассказор Наушия школа «Кайнозойский континентальный рифторенез»: от   |
| с. в. тассказов научная школа «Кайнозойский континстиальный рифтогенез». Ог<br>основания к развитию (к 95-летию со ния роучения академика Н А. Поранеро) $242$ |
| Плавила для авторов 243  |
| С ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет»   |
| e *1 Dev De wipkyteknin toeydaperbennibin ynnbepentet//  |

© Геология и окружающая среда, 2024, Т. 4, № 3

## CONTENTS

| From the editorial board of the journal   |
|---|
| REGIONAL GEOLOGY  |
| S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova, E.V. Saranina, A.M. Ilyasova, V.G.               |
| Skopintsev The Gargan-Type Continental Tectonosphere: Pb-isotope Age Estimates for                |
| Events of the Early, Middle, and Late Geodynamic Epochs of the Earth in Layers of Outer           |
| Shell, Crust-Mantle Transition, and Lithospheric Mantle7  |
| I.S. Chuvashova, Yu.S. Andreeva, S.V. Rasskazov Cretaceous-Paleogene Basalts and Alkaline         |
| Basaltoids from South-Eastern Mongolia: 1. Distribution in Spatial-Temporal Geological-           |
| Geochronological Context of the Late Mesozoic and Cenozoic  |
| HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY 65  |
| S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, I.S. Chuvashova, A.M. Ilyasova, S.V. Snopkov, Yi-min Sun           |
| Monitoring of Uranium Components and Si – Na/Li Temperatures in the Arshan                        |
| Groundwater Reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing Paragenetic Relationships             |
| between Hydrogeochemical, Seismic, and Volcanic Processes in the Baikal Rift System 65            |
|   |
| S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, L.V. Zamana, A.I. Orgilyanov, V.A. Sankov, A.M. Ilyasova,          |
| I.S. Chuvashova Uranium Components of Groundwater from Chita Transbaikal:                         |
| Comparison with Uranium Components of Groundwater from Adjacent Inner Asia 113                    |
| NATURAL PROCESS MONITORING 133  |
| S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, S.V. Snopkov, B.D. Sharastepanov, A.P. Papaev, N.P.                |
| Pastykova, A.M. Ilyasova, V.A. Sankov Arrangement of Monitoring for                               |
| Components in Groundwater from the Orlik Settlement: the Western Baikal Rift                      |
| System  |
| SCIENTIFIC, PROFESSIONAL, EDUCATIONAL AND PEDAGOGICAL PRACTICE. 152                               |
| S.N. Kovalenko, N.D. Naidanov, A.M. Bondarenko, S.D. Tugarev, E.A. Trubacheva, G.M.               |
| Orlov, I.A. Bogdanova Geological and Geomorphological Basis of Field Training Practice            |
| in Geomapping on Khamar-Daban152  |
| EXPEDITIONS   |
| S.V. Lipkina, S.N. Kovalenko, I.B. Kiseleva, E.B. Tabdaev, I.S. Dautov, T.F. Gazizova Diary       |
| of the Field Stage of the International School Geological Expedition Eastern Sayan                |
| Mountains – Lake Baikal 2024 Russia-Kyrgyzstan 190  |
| S.N. Kovalenko, A.D. Kitov Twenty-second Spring Expedition of the Portulan Club to the            |
| Munku-Sardyk Area   |
| A.D. Kitov, I.I. Gergenov, E.N. Ivanov Twenty-third Summer Research Expedition of the             |
| Portulan Club to the Munku-Sardyk Area  |
| JUBILEES  |
| S.V. Rasskazov Scientific School Cenozoic Continental Rifting: from Foundation to Development (to |
| the 95th Anniversary of the Birth of the Academician N.A. Logatchev)                              |
| Rules for authors   |
| © Irkutsk State University  |

 $\ensuremath{\mathbb{C}}$  Geology and Environment, 2024, Vol. 4, No. 3

### От редколлегии журнала

В современные университетские образовательные стандарты в качестве важнейшей составляющей учебного процесса включены научные исследования с участием студентов. Чтобы квалификационные бакалаврские и магистерские исследования содержали новые факты и гипотезы, проводится научно-исследовательская практика, организуются молодежные конференции. Работы, выполненные со студенческим азартом, часто представляют интерес для всей геологической науки, но, к сожалению, так и остаются в забвении. Бумажная версия квалификационной бакалаврской и магистерской работы хранится на выпускающей кафедре 5 лет после окончания вуза студентом. Рационально все же закреплять основные достижения и выводы до выхода на защиту квалификационной работы в публикациях, уровень которых должен служить критерием для оценки квалификационной работы рецензентом и аттестационной комиссией.

Публикации студенческих и аспирантских работ в материалах специальных молодежных конференций и школ в России имеют приниженный статус и фактически не решают проблемы подготовки квалификационных работ. Пробиться с самостоятельной публикацией в журнал студенту не реально. Необходимо инициировать и поддерживать взаимодействие между преподавателями и студентами для выявления среди них способных к науке, для развития и закрепления понятий и подходов в организации и проведении научных исследований. Не секрет, что наука в России постарела. На научных конференциях часто присутствуют только пожилые научные работники и преподаватели. Система образования, развитая в западных университетах, позволяет организовывать форумы, в которых участвуют преимущественно аспиранты и студенты бакалаврской, магистерской подготовки. Генеральная ассамблея Европейского союза геологических наук (EGU) ежегодно собирает в Вене около 10-11 тыс. докладов, большинство из которых произносится молодыми людьми, начинающими свой путь в науке.

Издание журнала Геология и окружающая среда – эффективная форма создания условия для повышения качества подготовки специалистов высшей школы. Основное требование для опубликования научной статьи в журнале – авторство или соавторство студента, аспиранта или молодого научного сотрудника. В журнале публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, практические результаты и методические разработки молодых геологов и географов – научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Наряду с исследовательскими статьями, вводится раздел «События».

Исследования геологии и окружающей среды рассматриваются в настоящее время как приоритетные. В университетах разных стран созданы факультеты, имеющие конкретную тематическую направленность на изучение геологии окружающей среды. Издаются международные журналы Environmental Earth Sciences (Университет Питсбурга, штат Пенсильвания, США) и Geology, Geophysics and Environment (AGH Научно-технический университет им. Станислава Сташица, Краков, Польша). Журнал Геология и окружающая среда (Geology and Environment) ориентирован, прежде всего, на освещение вопросов, касающихся этой тематики в Байкало-Монгольском регионе и в сопредельных районах Азии.

Геологический факультет Иркутского госуниверситета как базовый для издания журнала Геология и окружающая среда многие годы проводит учебные, производные и научно-исследовательские практики в южной части Сибирской платформы и в сопредельном Хамардабанском террейне, который был аккретирован к краю платформы в раннем палеозое. Студентам демонстрируются разновозрастные комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород от раннеархейского до позднекайнозойского возраста, породы Слюдянского метаморфического субтеррейна, содержащего множество уникальных минералов, карьеры и шахты месторождений угля и соли, молодые вулканы и минеральные источники. Непосредственно на обнажениях освещаются вопросы новейшей геодинамики и тектоники Байкальской рифтовой системы, в которой ярко проявился процесс континентального рифтогенеза, частично в сочетании с орогенезом. Демонстрируются сейсмодислокации, оставшиеся после сильных землетрясений. Проводится серия маршрутов по выходам венд-кембрийских пород, служащих в качестве вмещающей среды для газоконденсатных месторождений Сибирской платформы. Организуются наблюдения выходов нефти и газа из позднекайнозойского осадочного наполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

В рамках решения задач опубликования материалов квалификационных исследований, связанных с изданием журнала Геология и окружающая среда, редколлегия приглашает к сотрудничеству профессоров и преподавателей из университетов Байкало-Монгольского региона и из других российских и зарубежных организаций. В качестве одного из учредителей журнала выступает Китайско-Российский исследовательский центр Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде (сайт: http://www.crust.irk.ru/crc/). Издание осуществляется на русском языке.

### ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СТАТЕЙ

- Региональная геология
- Полезные ископаемые
- Минералогия, петрология
- Геология нефти и газа
- Литология
- Вулканизм, новейшая геодинамика
- Неотектоника, геоморфология
- Гидрогеология, инженерная геология
- Экологическая геофизика
- Геоэкология
- Физическая и экономическая география
- Мониторинг окружающей среды
- Безопасность жизнедеятельности
- Ученые-первопроходцы
- Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика
- Исторические обзоры
- Обзоры
- Экспедиции
- Конференции
- Юбилеи

## Региональная геология

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.7

## Гарганский тип континентальной тектоносферы: Pb-изотопные оценки возраста событий ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли в слоях внешней оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Е.В. Саранина<sup>1,3</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, В.Г. Скопинцев<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия <sup>3</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>4</sup>Индивидуальный предприниматель, г. Улан-Удэ, Россия

Аннотация. По Pb-изотопным возрастным оценкам протолитов в источниках кайнозойских вулканических пород и более древних даек и силлов, а также по возрастным оценкам отторженного Pb галенита рудных месторождений в Гарганской зоне Восточного Саяна определяются события ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. Эволюция тектоносферы ранней геодинамической эпохи связывается с импактными событиями Земли в гадее, средней – с событием Великого окисления в начале палеопротерозоя, поздней – с тектонической интеграцией Гарганской зоны в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента в неопротерозое и раннем палеозое. Полученные выводы служат основанием для выделения Гарганского типа континентальной тектоносферы.

**Ключевые слова**: базиты, магматические источники, Гарганский блок, кайнозой, неопротерозой, палеопротерозой, архей, микроэлементы, изотопы Pb.

### The Gargan-Type Continental Tectonosphere: Pb-isotope Age Estimates for Events of the Early, Middle, and Late Geodynamic Epochs of the Earth in Layers of Outer Shell, Crust-Mantle Transition, and Lithospheric Mantle

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, T.A. Yasnygina<sup>1</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, E.V. Saranina<sup>1,3</sup>, A.M. Ilyasova<sup>1</sup>, V.G. Skopintsev<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia <sup>3</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>4</sup>Individual entrepreneur, Ulan-Ude, Russia

**Abstract.** From Pb-isotope age estimates of protoliths in sources of Cenozoic volcanic rocks and older dikes and sills, as well as Pb age estimates of galena from ore deposits, we define events of the early, middle, and late geodynamic epochs of the Earth's evolution in the Gargan zone of Eastern Sayans. We connect the tectonosphere development in the early geodynamic epoch with impact events of the Earth in the Hadean and Archean, in the middle one – with the Great Oxidation event in the Early Paleoproterozoic, and in the late one – with tectonic integration of the Gargan zone into the basement of the Tuva-Mongolian microcontinent in the Neoproterozoic and early Paleozoic. The conclusions obtained serve as a basis for identifying the Gargan-type continental tectonosphere.

*Keywords*: mafic rocks, magmatic sources, Gargan zone, Cenozoic, Neoproterozoic, Paleoproterozoic, Archean, trace elements, Pb isotopes.

### Введение

В ранней Земле в течение продолжительного времени существовал магматический океан. Временной интервал его отвердевания с переходом от конвектирующей мантии в вязкую оценивается по изотопным характеристикам Pb позднефанерозойских вулканических пород Азии интервалом геохрон от 4.54 до 4.44 млрд лет. Разновозрастные порции закристаллизовавшегося магматического океана сохранялись в глубокой мантии в ходе дальнейшей эволюции в раннюю (4.54-3.6 млрд лет), среднюю (2.8-1.7 млрд лет) и позднюю (<1 млрд лет) геодинамические эпохи Земли и служили в качестве исходного материала для генерации протолитов ее верхних частей (Rasskazov et al., 2020a). С течением времени протолиты давали магматические выплавки, изливавшиеся на земную поверхность и частично застревавшие в верхней части коры в виде интрузивных массивов, даек и силлов.

В источниках кайнозойских вулканических пород Китойско-Байдрагского трансекта юга Сибири и Монголии по изотопным отношениям ураногенного Pb был обозначен древнейший протолит Гарганской зоны 3.72 млрд лет (Чувашова и др., 2022). В настоящей работе приводятся результаты исследований протолитов источников магм этой зоны как тектонотипа структуры, в которой проявились события ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли. Исследуются протолиты в источниках кайнозойских вулканических пород и пород более древних даек и силлов.

### Аналитические методы исследований

В работе используются данные, полученные для магматических пород Гарганского блока в лаборатории Массачусетского технологического института (МІТ) (США) и в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) (Россия). Методика изотопных измерений в МІТ с использованием масс-спектрометра «Sector-54» приведена в работе (Harris, 1998), с использованием масс-спектрометра «Finnigan MAT 262» в ИЗК СО РАН – в работе (Рассказов и др., 2012). Часть данных получена с использованием прибора МС-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в работе (Rasskazov et al., 2020b).

Концентрации малых элементов измерялись методом ICP-MS (индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии). Химическая подготовка проб проводилась в лаборатории изотопии И геохронологии Института земной коры СО РАН. Использовались дважды очищенные особо чистые кислоты. Рабочие растворы кислот готовились на основе воды, очищенной в системе Elix-3 Millipore (Франция). Навеска массой 50 мг помещалась в закрытый фторопластовый (тефлоновый) контейнер, заливалась смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот (HF и HNO<sub>3</sub>) в пропорции 3:1 и разлагалась в микроволновой печи. Для полного удаления кремния проба подвергалась повторному выпариванию с 1.5 мл HF, затем с добавлением HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O снова выпаривалась до сухих солей. Образцы даек Барунхолбинского комплекса, предположительно содержащие трудноразлагаемые минералы, такие как циркон или бадделеит, анализировались дополнительно после сплавления с метаборатом лития LiBO<sub>2</sub> (производство Intertek). Сплавление проводилось в муфельной печи SNOL 7.2/1200 при 1100°С в течение 7 мин. Затем для полного разложения силикатов добавляли HF и HNO3, выпаривали и после центрифугирования аликвоту разводили в 2 %-ной HNO<sub>3</sub>. Измерения проводились на квадрупольных масс-спектрометрах Agilent 7500 се и VG PlasmaQuad 2+. Для градуировки и контроля правильности результатов измерений использовались международные стандартные образцы AGV-1, ВНVО-1, BIR-1, BCR-2 (микроволновое разложение), BHVO-1, W-2, STM-1 (сплавление).

Петрогенные оксиды анализировались комплексом методов классической "мокрой" химии в аналитическом центре Института земной коры СО РАН и в химической лаборатории РАЦ (г. Улан-Удэ).

### Общая характеристика Гарганской зоны

Гарганская зона имеет структуру веера. Нагромождения гипербазитовых массивов офиолитов в суженной восточной части веера сменяются выходами метаморфических пород Гарганского блока его расширенной западной части. Возраст офиолитов Дунжугурского пояса, обрамляющего Гарганский метаморфический блок с севера, составляет около 1.02 млрд лет (Khain et al., 2002), а Ильчирского пояса, обрамляющего Гарганский блок с юга, - более 1.2 млрд лет. Кроме мезопротерозойских офиолитов, во внутренней части Гарганской зоны имеется неопротерозойский офиолитовый фрагмент возрастом 0.8 млрд лет (Kiseleva et al., 2020). Ильчирский офиолитовый пояс погружается к югу и имеет продолжение в протолитах литосферных источников позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины возрастом от 1.6 до 0.9 млрд лет (Чувашова и др., 2022).

Веерная структура Гарганской зоны подчеркивается полосой гранитных интрузивов сумсунурского комплекса, протянувшейся вдоль северной границы метаморфического блока. Возраст сумсунурских гранитов определяется U–Pb датировкой по циркону 790 млн лет (Кузьмичев, 2004). С полосой сумсунурских гранитов пространственно связан ареал древних субвулканических тел. В южной части веера Гарганской зоны, вдоль южной границы метаморфического блока, протягивается полоса останцов кайнозойских вулканических пород (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема структурного положения кайнозойских вулканических полей и поясов более древних субвулканических тел в веерной структуре Гарганской зоны. Кайнозойские вулканические поля: С – Самартинское, Т – Тумеликское.

**Fig. 1.** Schematic structural position of Cenozoic volcanic fields and belts of older subvolcanic bodies in a fan structure of the Gargan zone. Cenozoic volcanic fields: C – Samarta, T – Tumelik.

События раннего и среднего докембрия, реконструированные в современном эрозионном срезе коры, дают последовательность становления континентальной мантии и коры в литосфере Гарганской зоны, завершившегося формированием офиолитов в интервале 1.6–0.8 млрд лет назад. В это время Гарганская зона была интегрирована в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента, который имел дальнейшую длительную историю геологических преобразований позднего докембрия и фанерозоя. В ходе преобразований в плавление вовлекался материал литосферных протолитов, запечатленный в субвулканических породах Гарганской зоны. Ее активизация обозначилась внедрением древних субвулканических базитов, одиночной трахитовой дайки 154 млн лет назад на границе Гарганской и Окинской зон и вулканическими извержениями базальтовых лав в последние 20 млн лет (Рассказов, 1993).

### Кайнозойские вулканические породы и более древние дайки и силлы

Кайнозойский вулканизм проявился вдоль южной окраины Гарганской зоны на

Самартинском поле, расположенном в ее внутренней части, и на Тумеликском поле, расположенном на границе Гарганской и Китойской зон. В разрезах наблюдаются многочисленные лавовые потоки, слагающие толщу 100–200 м, сохранившуюся в виде останцов в вершинном поясе гор (рис. 2).



**Рис. 2.** Вариации отдельности в лавовой последовательности г Малгайта (*a*) и состава пород в субмеридиональном разрезе лавовых останцов на водоразделе Самарты и Арлык-Гола (*б*). В некоторых лавовых слоях, опробовались нижняя (н), средняя (с) и верхняя (в) части.

**Fig. 2.** Variations in joints of the Malgayta lava sequence (a) and rock compositions along the northsouth section of lava remnants on the Samarta–Arlyk-Gol watershed (b). In some lava layers, lower (H), middle (c), and upper (B) parts are sampled.

В основании лавовой толщи горы Малгайта находится 4-метровая линза валунных галечников. Перекрывающие ее наслоения темно-серых базальтов имеют мощность 76 м. Отдельные потоки состоят из нижней массивной части с небольшим количеством газовых пустот в подошве и более пористой кровли. Нижний 17-метровый поток обладает толстоплитчатой (0–5 м) и толстостолбчатой (5–13 м) отдельностью. Выше по разрезу мощность потоков последовательно уменьшается, исчезает плитчатая отдельность, затем толстостолбчатая отдельность сменяется крупноглыбовой. Снизу вверх последовательно возрастают отношения толщины пористой прикровельной части к массивной части потока (в м): 4:13, 5:8,5:5, 6:1. Затем вновь идет мощный 23-метровый поток с плитчатой и толстостолбчатой отдельностью (отношение пористой части к массивной 3:20). Венчают толщу более пористые лавы с отношением пористой части к массивной 4:2. В целом по характеру смены пористости в разрезе вулканической толщи можно говорить о двух фазах вулканизма, начинавшихся излияниями крупных порций лав без отделения летучих компонентов с постепенным уменьшением продуктивности вулканизма и возрастанием роли летучих компонентов.

Состав всех базальтовых потоков г. Малгайта трахибазальтовый, за исключением нижнего потока, имеющего тефритовый состав. В порах подошвы нижнего лавового потока отмечены миндалины глинистых минералов. В глинистых миндалинах образуется периферическая смоляно-черная корочка толщиной 1–2 мм. В некоторых пустотах глинистый материал отсутствует, но смоляночерная корочка сохраняется.

Древние дайки группируются в пояса различной ориентировки. В верховьях р. Барун-Холбо, в бассейнах рек Дэдэ-Зун-Салы и Онот дайки ориентированы субширотно, в верховьях р. Урик – в северо-восточном направлении, в верховьях р. Зун-Оспы, в бассейне р. Хойто-Улзыта – субмеридионально, в бассейнах рек Урда-Улзыта, Иркутный Гарган и в районе Зун-Холбинского золотого месторождения – преимущественно в северо-западном направлении. Мощность древних даек и силлов варьирует от нескольких до 60 м, протяженность – от нескольких десятков метров до 4 км. Вкрест простирания дайковых поясов насчитывается до 10 даек на 1 км.

Субвулканические породы представлены зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми массивными метадолеритами, габбро, метагаббро, габбро-диоритами и диоритами. Они различаются между собой по структуре и минеральному составу, сложены преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом. В меньшем количестве присутствуют пироксен, биотит, кварц, титанит и рудный минерал.

Породы даек и силлов частично метаморфизованы в амфиболиты и апобазитовые сланцы. Амфиболиты – породы темно-зеленого, темно-серого цвета, сложенные роговой обманкой, плагиоклазом, эпидотом, кварцем, хлоритом, мусковитом, титанитом. Иногда присутствуют гранат, рутил, титаномагнетит. Апобазитовые сланцы состоят из плагиоклаза, хлорита, карбоната, эпидота, мусковита, кварца, актинолита, дающих в различном количественном сочетании все многообразие их разновидностей. В акцессорном количестве отмечаются тальк, лейкоксен, рутил, гидроокислы железа, апатит.

Древние базитовые дайки и силлы описывались в составе различных комплексов Гарганской зоны: барунхолбинского, холбинского, урдаокинского, сумсунурского и хойтоокинского. Отмечались дайки, формировавшиеся до внедрения гранитоидов сумсунурского комплекса. Они должны иметь возраст около 800 млн лет или древнее. В бассейнах рек Барун-Холбо, Хойто-Улзыта, Урик, Иркутный Гарган, Дэдэ-Зун-Салы и Онот дайки прорывают карбонатные отложения иркутной свиты, а силлы распространены на контакте пород этой свиты и кристаллического фундамента Гарганского блока. По соотношению с фаунистически охарактеризованными отложениями иркутной свиты (венд-нижний кембрий) и ильчирской толщи (нижний-верхний ордовик) для базитовых субвулканических тел принимаордовикский возраст (Скопинцев, ется 2021а,б).

### Рb-изотопные группы протолитов источников вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны

По изотопным отношениям Рb совокупность точек кайнозойских пород Самартинского и Тумеликского вулканических полей разделяется на 3 группы: 1) Малгайта-Арлыкгольскую; 2) Самарта-Тумеликскую-І и 3) Самарта-Тумеликскую-II. Серия образцов, отобранных в разрезах г. Малгайта и р. Арлык-Гол, дает ряд точек, который аппроксимируется изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту протолита 3.72 млрд лет. Четыре точки базальтов Самарты и Тумелика дают общую линию с малым наклоном (возраст около 0.54 млрд лет). Семь точек базальтов Самарты и Тумелика располагаются во входящем углу между изохронными линиями. Такое положение точек может быть следствием смешения материала протолитов 3.72 и 0.54 млрд лет (рис. 3а). В данном случае наблюдается результат смешения разновозрастного материала с образованием дополнительных точек вне изохронных линий.

Совокупность точек древних субвулканических тел отчетливо разделяется на 2 группы: А и Б. Серия образцов группы А, датированная неопротерозоем (800 млн лет), дает ряд точек, которые аппроксимируются изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.85 млрд лет. Серия пород группы Б, предположительно ордовикского возраста (450 млн лет), дает оценку возраста протолита в источнике 1.0 млрд лет (рис. 3б). В данном случае линейность точек определяется не только гомогенизацией протолита с последующей дифференциацией, но и смешением одновозрастного материала (см. далее).

Точка слюдяного лампрофира 54А-88 попадает на линию пород группы Б. Точка амфиболового лампрофира с6621 не вписывается в линейное распределение точек пород групп А и Б, что может свидетельствовать об особом составе протолита этого лампрофира, обозначенного в составе отдельной группы В. Неопределенное возрастное положение занимает также точка базальта с82096. По петрогенным оксидам базальт с82096 близок к породам группы А, но по микроэлементным параметрам (см. далее) базальт с82096 подобен группе Б. Его точка на панели б рис. 3 смещается выше тренда точек группы Б. В то же время, она находится на продолжении тренда точек группы А.



**Рис. 3.** Диаграммы  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb –  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb для пород Гарганского блока: кайнозойских вулканических (*a*) и более древних субвулканических (*б*). На панели *a* породы разделяются по территориям, на панели *б* – по разновозрастным группам A, Б и B. В скобках показаны оценки возраста протолитов.

**Fig. 3.**  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  plots for rocks from the Gargan block: Cenozoic volcanic (*a*) and older subvolcanic ones ( $\delta$ ). In panel *a*, rocks are divided by areas, in panel  $\delta$  – by different-age groups A, B, and B. Age estimates of protoliths are shown in brackets.



**Рис. 4.** Классификационная диаграмма щелочи – кремнезем для вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны. Принято деление на группы разновозрастных протолитов источников с условными обозначениями рис. 3. На панели б выделены точки лампрофиров (54А-88 – слюдяного, с6621 – амфиболового) и базальта с82096. Используется классификация Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991).

**Fig. 4.** Alkali-silica classification diagram for volcanic and subvolcanic rocks from the Gargan zone. The division into groups of different-aged protoliths of sources with the designations in Fig. 3 is accepted. In panel  $\delta$ , mica and amphibole lamprophyres (54A-88, and c6621, respectively) and also basalt c82096 are indicated. The classification of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991) is used.

Для кайнозойских лав наблюдается отчетливое линейное распределение точек вдоль линии со значительным наклоном, соответствующим древнему возрасту 3.72 млрд лет и слабое трассирование более молодых протолитов в области низких значений <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb левее древней изохронной линии 3.72 млрд лет (Самарта-I) и правее ее (Тумелик-I). Для пород древних субвулканических тел также наблюдается отчетливо выраженное линейное распределение точек вдоль линии со значительным наклоном, соответствующим древнему возрасту 3.85 млрд лет, и трассирование шестью точками более молодого протолита возрастом около 1.0 млрд лет в области высоких значений <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb.

### Петрогенные оксиды

На классификационной диаграмме щелочи – кремнезем (рис. 4) фигуративные точки кайнозойских вулканических пород из разновозрастных протолитов распределяются в поля базальта, трахибазальта и тефрита. Фигуративные точки древних субвулканических пород группы А попадают в поля базальта и андезибазальта, тогда как точки пород группы Б распределяются также в поля трахибазальта, трахиандезибазальта, трахиандезита, тефрита и фонотефрита. Точка амфиболового лампрофира с6621 попадает в классификационное поле трахиандезита, точка слюдяного лампрофира 54А-88 – в классификационное поле тефрита.

### Микроэлементы

Индивидуальность выделенных геохимических групп разных протолитов вулканических и субвулканических пород подтверждается распределением редкоземельных элементов (РЗЭ).

Нормированные к хондриту спектры РЗЭ кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны прямые. Они характеризуются содержанием тяжелых РЗЭ (Yb, Lu) ниже 10 хондритовых единиц и легких РЗЭ (La, Ce) около 100 хондритовых единиц. В Малгайта-Арлыкгольской группе (рис. 5а) заметных относительных вариаций РЗЭ по образцам не наблюдается, за исключением образца 881/1-1, отобранного из основания нижнего потока г. Малгайта, залегающего на галечниках. В этой породе визуально отмечалось заполнение пор глинистым материалом вследствие инфильтрации подземных вод (Рассказов и др., 1992). Концентрации легких и средних РЗЭ образца 881/1-1, очевидно, отражают контаминацию породы глинистым материалом. РЗЭ в этой пробе не имеют отношения к первичному составу магматической породы. Аналитические данные по этой породе в дальнейшем исключаются из интерпретации компонентов магматических расплавов.

В группе Самарта-Тумеликская-І линии РЗЭ спектров сходятся в тяжелой части спектра и расходятся в его легкой части. Веерообразный характер спектров может свидетельствовать о принадлежности пород к общему источнику. Следовательно, Рb-изотопные оценки возраста 0.93 и 0.54 млрд лет могут отражать геохимическую специфику такого источника. В группе Самарта-Тумеликская-II линии РЗЭ спектров имеют промежуточный характер между сконцентрированной совокупностью спектров пород Малгайта-Арлыкгольской группы и веерообразной совокупностью спектров группы Самарта-Тумеликская-І (рис. 5б,в).

Нормированные к хондриту спектры РЗЭ древних субвулканических пород групп А и Б существенно различаются между собой. Линии спектров пород группы А располагаются субпараллельно оси абсцисс. Часть линий осложнена слабой отрицательной Еu аномалией. Линия породы с наиболее высоким содержанием легких РЗЭ (ZO-99-16) показывает V-образную форму спектра, которая часто наблюдается в спектрах РЗЭ гранитоидов. Линии спектров пород групп Б и В имеют слабый наклон, в основном единообразный, но имеются пересечения линий. Eu аномалия в спектрах отсутствует (рис. 6).



**Рис. 5.** Нормированные к хондриту спектры РЗЭ кайнозойских вулканических пород групп: 1) Малгайты-Арлыкгольской (*a*); 2) Самарта-Тумеликской–I (*б*) и 3) Самарта-Тумеликской–II (*в*). Для нормирования используется состав хондрита (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 5.** Chondrite-normalized REE patterns of Cenozoic volcanic rocks of the following groups: 1) Malgayta-Arlykgol (*a*); 2) Samarta-Tumelik–I ( $\delta$ ), and 3) Samarta-Tumelik–II ( $\epsilon$ ). For normalizing, the composition of chondrite C1 (Sun, McDonough, 1989) is used.



**Рис. 6.** Нормированные к хондриту спектры РЗЭ древних субвулканических пород групп A (*a*) и Б, В (б). Для нормирования используется состав хондрита (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 6.** Chondrite-normalized REE patterns of old subvolcanic rocks of groups A (a) and B, B ( $\delta$ ). For normalizing, the composition of chondrite C1 (Sun, McDonough, 1989) is used.

Нормированные к пиролиту элементные спектры кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны имеют одинаковую конфигурацию с максимумом Nb-Ta при слабо выраженных минимумах Rb-Th-U и Pb. Особый спектр обр. 881/1-1 отражает контаминаподошвы базальта цию глинистым материалом. Нормированные к пиролиту элементные спектры более древних субвулканических пород разных групп отличаются. Для пород группы А характерны отрицательные Th-U и Ta-Nb аномалии при положительных аномалиях К, Рb и частично Sr, Ti. В породах

групп Б и В хорошо выражена отрицательная Та–Nb аномалия лампрофиров (обр. 54А-88 и c6621). Обр. c82096 с неясным систематическим положением на Pb-изотопной диаграмме c82096 (см. рис. 36) характеризуется плавной нисходящей линией спектра, подобной линиям спектров пород группы Б, со слабыми максимумами Pb и Sr, свойственными породам группы А. Спектр обр. c22162 подобен породам группы А по наличию отрицательной аномалии Th–U и положительных – Sr и Ti, но отличается от них обогащением P3Э (рис. 6, 7).



**Рис. 7.** Нормированные к пиролиту спектры элементов кайнозойских вулканических пород (*a*) и более древних субвулканических пород групп А (*б*) и Б, В (*в*). Для нормирования используется состав пиролита (McDonough, Sun, 1995).

**Fig. 7.** Pyrolite-normalized elemental patterns of Cenozoic volcanic rocks (*a*) and older subvolcanic rocks of groups A ( $\delta$ ) and B, B (*e*). For normalizing, the composition of pyrolite (McDonough, Sun, 1995) is used.

### Обсуждение

В гипотезе тектоники литосферных плит предполагаются перемещения геологических блоков на расстояние в тысячи и первые десятки тысяч километров. При таких значительных перемещениях первичные неоднородности верхних слоев Земли должны были менять свое первоначальное положение относительно разновозрастных глубинных протолитов магматического океана. В случае дрейфующего континентального блока в его глубинных магмах могли проявляться разновозрастные порции материала, поступавшего из нижнемантийных глубин застывшего магматического океана. Если дрейфовавший континентальный блок не подпитывался глубинным мантийным материалом, компоненты верхней мантии содержали один и тот же материал отвердевшего магматического океана. В этом случае в протолите источников глубинных магм в разное время воспроизводился материал, обозначающий тектоносферу, которая изначально принадлежала континентальному блоку ранней Земли. В корневой части тектоносферы такого блока материал области застывшего магматического океана не вовлекался в плавление. Глубинный материал тектоносферы, представленный в поднимающихся расплавах, перемешался вместе с блоком.

### Гипотезы о происхождении Гарганского блока метаморфических пород и его роли в геологической структуре территории

Юго-восточная часть Восточного Саяна в геологическом отношении представляет собой территорию сложного строения, на которой находятся геологические структуры, имеющие ключевое значение для решения вопросов, связанных со становлением и развитием коры и мантии юга Сибири. В зависимости от того, какой гипотезы придерживается тот или иной автор относительно геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна, выстраиваются представления о характере геологической структуры сопредельных территорий.

В одной из ранних работ (Ильин, 1971) Гарганский блок метаморфических

пород включался в состав рифейского фундамента Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), имеющего венд-кембрийский осадочный чехол. Подобный единый микроконтинент под названием «Боксон-Хубсугул-Дзабханский» выделялся в работе (Беличенко, Боос, 1988). Позже идея микроконтинента была принята в качестве рабочей гипотезы еще в серии работ этих авторов с признанием приоритета названия ранней работы (Ильин, 1971). Предполагалось, что Тувино-Монгольский массив откололся от Восточной Гондваны в венде и дрейфовал по Палеоазиатскому океану до его соединения с Сибирским континентом в середине кембрия (Диденко и др., 1994; Хераскова и др., 1995).

Кроме гипотезы об участии Гарганского метаморфического блока в структуре Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), предлагались альтернативные построения. Гарганский блок относился к системе микроконтинентов, не связанных с Тувино-Монгольским массивом (Моссаковский и др., 1993) или рассматривался в качестве отторженца фундамента Сибирской платформы (Берзин и др., 1994; Кузьмичев, 2001). Предполагалось также, что метаморфические породы представляют собой ядерный комплекс, выведенный на поверхность из средней части коры (Скляров, 1994). По этой гипотезе, коровый протолит Гарганского блока не должен отличаться от протолитов сопредельных территорий. В интерпретации геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна (Kiseleva et al., 2020) понятие «микроконтинент» отсутствует и предполагается образование коры в результате последовательной аккреции островодужных комплексов пород.

В пользу самостоятельного значения структуры Тувино-Монгольского микроконтинента свидетельствуют изотопные характеристики позднекайнозойских базальтов, указывающие на присутствие в его литосферной мантии аномалии DUPAL и на отсутствие такой аномалии в мантийных источниках Хамсаринской и Джидинской островодужных зон. В отличие от сопредельных островодужных структур, микроконтинент мог иметь восточногондванское происхождение (Рассказов и др., 2002).

Гарганская зона как часть Тувино-Монгольского массива проявляет геологическую индивидуальность в изотопном составе обыкновенного свинца галенита из рудных месторождений. Галенит содержит свинец Втипа (Barberton). По сопряженной модели накопления радиогенных изотопов Pb Холмса-Хаутерманса и диффузионной дискордии Вассербурга для протолита коры Гарганской зоны по галениту рассчитывается возраст Токоло 4.31 млрд лет при значении и = 11 и возраст отторжения *t* в основном в интервале 2.4-2.2 млрд лет. Рудные месторождения юга Сибирской платформы отличаются от рудных месторождений Гарганского блока аномальным изотопным составом Pb Jтипа (Joplin). По сопряженной модели накопления радиогенных изотопов для них по галениту получается более молодой коровый протолит возрастом Т около 3.82 млрд лет при значении  $\mu = 20.1$  и возраст отторжения *t* в основном в интервале 1.5-1.0 млрд лет. Разный изотопный состав обыкновенного Pb свидетельствует о резком различии ранней геологической истории накопления руды в месторождениях Гарганской зоны и юго-западного края фундамента Сибирской платформы (Рассказов, Брандт, 2009; Rasskazov et al., 2010).

### Распределение урана в источниках базитовых магм

Для понимания происхождения источников кайнозойских вулканических и более древних субвулканических пород в Гарганской зоне обратимся сначала к распределению урана, как материнского элемента U–Pb изотопной системы, обеспечивающей возрастное группирование протолитов источников. Распределение U, Nb и Th в магматических расплавах зависит от степени частичного плавления субстрата. Для анализа источников магматических расплавов важны отношения этих элементов. Предполагается, что U, Nb и Th в геохимическом отношении тесно взаимосвязаны и имеют одинаковую степень несовместимости с породами мантии. Между тем, уран в окислительной обстановке растворим в воде, тогда как торий и ниобий труднорастворимы. Следовательно, уран легко мигрирует, тогда как торий и ниобий остаются в источнике. Обогащение или обеднение источника ураном, захваченным и перенесенным водными флюидами, должно выражаться в одновременном возрастании Th/U и Nb/U отношений. Если меняется одно отношение, а другое остается неизменным, линейное распределение точек интерпретируется как показатель смешения компонентов разных источников.

На рис. 8а в качестве исходного компонента пород группы А древних субвулканических тел Гарганской зоны принимается состав с низким U, высоким Nb и Th. Одновременное снижение Th/U и Nb/U отношений воспринимается как показатель переноса урана в источник водными флюидами. В результате образуется компонент группы А. Процесс обогащения источника ураном запускается около 3.85 млрд лет назад. В группе А наблюдается также смешение исходного компонента с конечным компонентом, не обогащенным ураном, имеющим такую же высокую концентрацию Тh как в исходном компоненте, но низкую концентрацию Nb. Несколько позже (около 3.72 млрд лет назад) образуется обогащенный ураном компонент кайнозойских лав. В дальнейшем наблюдается смешение компонентов группы Б. В качестве низко-Nb компонента смешения выступает материал производного компонента группы А, в качестве высоко-Nb компонента – материал, близкий по составу компоненту кайнозойских лав из литосферной мантии.



**Рис. 8.** Варианты обогащения (*a*) и обеднения (*б*) ураном исходного источника древних субвулканических пород Гарганской зоны на диаграмме Th/U – Nb/U. Условные обозначения групп см. рис. 3.

**Fig. 8.** Variants of enrichment (*a*) and depletion ( $\delta$ ) of uranium in the initial old source of subvolcanic rocks from the Gargan zone on the Th/U versus Nb/U plot. Symbols are as in Fig. 3.

На кайнозойских вулканических полях Азии обнаружены источники с существенным малоглубинным обогащением и обеднением ураном в Приморье, Приамурье, Тянь-Шане и Тункинской долине (Рассказов и др., 2015; Rasskazov et al., 2021). Пока неясно, происходит ли начальная дифференциация материала Гарганской зоны из исходного состава с низким U при высоких концентрациях Nb и Th или из исходного состава с высоким U при низких концентрациях Nb и Th? На панели б рис. 8 представлен вариант развития процесса переноса U водными флюидами с противоположной направленностью по отношению к варианту, представленному на панели *а*. По-видимому, около 3.85 млрд лет назад одни источники обогащались ураном, другие – обеднялись.

Низкие значения Th/U и Nb/U в слюдяном лампрофире 54А-88 отражают минимальные концентрации обоих труднорастворимых компонентов в источнике при его относительном обогащении ураном. Концентрация U могла возрасти в результате его привноса в источник слюдяного лампрофира водным флюидом. Высокое отношение Th/U и низкое отношение Nb/U в амфиболовом лампрофире с6621 (группа В) показывает резкое отличие его источника от источника пород группы Б, что объясняет смещение точки лампрофира с6621 от линейных трендов на Рb-изотопной диаграмме рис. 3.

### Сопоставление с источниками океанических базальтов и континентальной коры

Вопрос об источниках базитовых магм континентов обычно сводится к выявлению сходства и различий их геохимических параметров с параметрами современных океанических базальтов срединных хребтов (MORB), островов (OIB) и островных дуг или коллизионных зон. Предполагается, что подобные процессы спрединга, подъема горячего материала с мантийных глубин, субдукции и коллизии существовали в истории Земли и порождали магмы с характеристиками, свойственными современным процессам. Но выражены ли в источниках базитовых магм континентов характеристики протолитов ранней Земли? Это требует изучения.



**Рис. 9.** Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны (*a*) и ее древних субвулканических пород ( $\delta$ ). Условные обозначения групп см. рис. 3. Составы хондрита C1 и океанических базальтов (NMORB, EMORB и OIB) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), составы коры (LC, MC и UC) – по работе (Rudnick, Fountain, 1985).

**Fig. 9.** Th/Yb – Ta/Yb plot for Cenozoic volcanic rocks of the Gargan zone (*a*) and older subvolcanic rocks ( $\delta$ ). Group symbols are as in Fig. 3. The compositions of chondrite C1 and oceanic basalts (NMORB, EMORB, and OIB) are shown after (Sun, McDonough, 1989), and the crust compositions (LC, MC and UC) after (Rudnick, Fountain, 1985).

Для вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны компоненты океанических базальтов не характерны, хотя в современном эрозионном срезе находятся комплексы пород, которые относятся к офиолитам (Добрецов, 1985). На диаграмме Th/Yb – Та/Үb точки кайнозойских лав смещены ниже направления MORB-OIB. Такое смещение в целом свойственно кайнозойским вулканическим породам юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Лавы Гарганской зоны не являются исключением. Эта геохимическая характеристика свидетельствует об относительном истощении протолита в мантийном источнике литосферы в результате извлечения легкоплавких компонентов. Тренд кайнозойских лав пересекает направление океанических базальтов под острым углом. Направление тренда может истощение первичной обозначать (primordial) мантии хондритового состава (рис. 9а). Судя по Рb-изотопной датировке протолита источника (рис. 3а), он должен был оформиться 3.72 млрд лет назад (до генерации источников MORB+OIB). Позже, 0.93-0.54 млрд лет назад, протолит источника был только слегка модифицирован. Компоненты протолитов типа MORB+OIB в Гарганской зоне так и не проявились.

На панели 96 диаграммы Th/Yb – Ta/Yb точки древних субвулканических пород Гарганской зоны также не обнаруживают какойлибо связи с направлением MORB+OIB. Группа A образует изометричное облако, перекрывающее состав хондрита. Это облако оформилось 3.85 млрд лет назад, до процессов, повлекших за собой образование тренда кайнозойских лав. Об этом же свидетельствуют линии спектров РЗЭ, параллельные оси абсцисс (см. рис. 6а). Наличие Eu аномалии указывает на малую глубину источника пироксен-плагиоклазовой фации. Из этого следует вероятное положение источника в области коромантийного перехода (КМП).

### Сопоставление с источниками магм надсубдукционных и коллизионных обстановок

При отсутствии связи вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны с источниками океанических базальтов возникает вопрос о генетической связи этих пород с процессами, сопровождающими субдукцию и/или коллизию. Вопрос о субдукции в ранней Земле решается неоднозначно. В классическом варианте субдукционной гипотезы требуется участие океанического слэба с материалом NMORB и/или EMORB. При использовании диаграммы 10<sup>-3</sup>×K/Ta – La/Ta для кайнозойских лав мы принимаем гипотезу об их генерации из мантийного источника, представляющего собой истощенный хондритовый материал (рис. 10а) и вынуждены отказаться от гипотезы о слэбовом источнике.

Древние субвулканические породы групп А и Б отчетливо разделяются между собой на диаграмме рис. 10б. Точки пород группы А смещаются от составов, лежащих на мантийном тренде истощенного хондрита, с возрастанием отношений 10<sup>-3</sup>×К/Та и La/Та. Крупноионные литофильные элементы К и La накапливаются относительно высокозарядного элемента Та при их флюидном переносе в источник по подобию концентрации этих элементов в надсубдукционной области. Поле точек пород группы А распределяется между трендами фронтальной и тыловой областей современной Гималайско-Тибетской коллизионной зоны. Источник формировался 3.72 млрд лет назад и должен был сохраняться в дальнейшем изохимически, поскольку этот же процесс переноса компонентов водным флюидом определил высокое µ интегрированное во времени существенное обогащение  $^{238}$ U относительно  $^{204}$ Pb.

Распределение точек диаграммы 10<sup>-3</sup>×К/Та – La/Та (рис. 10б) в общем дополняет вывод, сделанный с использованием диаграммы Th/Yb – Ta/Yb о более продвинутой дифференциации протолита в источнике пород группы Б относительно протолита в источнике пород группы А, произошедшей около 1 млрд лет назад. Группа Б разделяется на подгруппы основной совокупности и более редких лампрофиров. По сравнению с породами группы А, в лампрофирах сильно выражена тенденция обогащения калием и лантаном относительно тантала. Точки основной подгруппы группы Б смещаются от поля пород группы А к полю истощенных мантийных пород. Фигуративное поле этой преобладающей подгруппы пород группы Б совмещается с трендом пород тыловой области коллизионной зоны, а фигуративное поле пород группы А смещается к тренду фронтальной области коллизионной зоны.



**Рис. 10.** Диаграмма 10<sup>-3</sup>×К/Та – Lа/Та для кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны (*a*) и ее древних субвулканических пород (*б*). Условные обозначения групп см. рис. 3. Состав хондрита С1 показан по работе (Sun, McDonough, 1989), линии I-I' (комплементарных обедненных и обогащенных надслэбовых источников коллизионного фронта), линии II-II'и III-III' (комплементарных обедненных и обогащенных источников коллизионного тыла) – по работе (Рассказов и др., 2012).

**Fig. 10.**  $10^{-3} \times \text{K/Ta} - \text{La/Ta}$  plot for Cenozoic volcanic rocks from the Gargan zone (*a*) and its older subvolcanic rocks ( $\delta$ ). Group symbols are as in Fig. 3. The chondrite C1 composition is shown after (Sun, McDonough, 1989), lines I-I' (complementary depleted and enriched supra-slab sources of a collisional front), lines II-II' and III-III' (complementary depleted and enriched sources of a collisional back side) – after (Rasskazov et al., 2012).

Сопоставление источников магматизма ранней Земли с импактными процессами на Луне

При отсутствии в кайнозойских вулканических и более древних субвулканических породах Гарганской зоны компонентов океанических базальтов современных геодинамических обстановок, в источниках древних субвулканических тел имеются признаки проявления коллизионных процессов в компоненте ранней Земли. Можно предположить, что в гадее и в начале архея роль протолита играл недифференцированный протопланетный (хондритовый) материал И продукты его преобразования в ее верхних слоях.

Для решения вопроса о процессах ранней Земли решающую роль играет исследование пород Луны, которые обеднены железом и летучими элементами. Луна содержит во много раз меньше K, Na и других летучих элементов по сравнению с углистыми хондритами и заметно обеднена летучими компонентами по сравнению с породами Земли (Ringwood, 1986; Jones, Palme, 2000). Судя по одинаковому распределению изотопов кислорода, как, впрочем, и изотопов других элементов, Луна образовалась из вещества, подобного веществу Земли, т.е. Луна и Земля принадлежали к единому телу без каких-либо дополнений веществом из других тел Солнечной системы (Clayton, Mayeda, 1975; Lugmair, Shukolyukov, 1998). В раннюю эпоху процессы верхней части Земли, связанные с импактными событиями, были подобны процессам, происходившим на Луне. Истощение хондрита на поверхности Земли и в ее верхних слоях могло происходить без дифференциации изотопов по сценарию испарения материала в газопылевое облако, окружающее планету (Галимов, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005).

# Последовательность геологических событий в Гарганской зоне

Положение параметрической линии магматического океана ранней Земли устанавливается в тектоносфере Гарганской зоны по смещению всех точек кайнозойских лав левее геохроны 4.49 млрд лет (панель а на рис. 3). На панели б рис. 3 геохроне 4.49 млрд лет соответствует линия с наклоном 4.04 млрд лет с корректировкой на время 450 млн лет назад. Чем моложе закристаллизовавшаяся порция магматического океана Земли, тем положе геохрона. В данном случае она проходит за правой рамкой диаграммы панели б на рис. 3 через точки со значениями ординаты и абсциссы, соответственно, 15.3 – 20.7 и 9.306 – 10.307 (первичная мантия). Точки протолитов древних субвулканических пород сдвинуты левее этой линии. Следовательно, их протолиты отличаются от протолитов кайнозойских лав гораздо более низким значением  $\mu$  (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb).

Кайнозойские вулканические породы и породы древних субвулканических тел Гарганской зоны образуются из протолитов взаимосвязанных источников двух геодинамических эпох: ранней (гадей-архейской) и поздней (неопротерозойской). Протолиту ранней эпохи 3.72 млрд лет кайнозойских лав близок по возрасту протолит 3.85 млрд лет древних субвулканических тел. Протолиту поздней эпохи с датировками начала и конца неопротерозоя (0.93 и 0.54 млрд лет) кайнозойских лав близок по возрасту протолит с датировкой начала неопротерозоя 1.0 млрд лет древних субвулканических тел.

По результатам Рb-изотопного датирования протолитов источников магматизма и галенита рудных месторождений в Гарганской зоне выделяется 6 эпизодов становления трех слоев тектоносферы: внешней оболочки Земли (BO3), коромантийного перехода (КМП) и литосферной мантии (ЛМ) (рис. 11).



**Рис. 11.** Схема эволюции тектоносферы в Гарганской зоне: внешней оболочки Земли (ВОЗ) (*a*), коромантийного перехода (КМП) (*б*), литосферной мантии (ЛМ) (*в*) с последующим преобразованием ВОЗ (*г*), ВОЗ–КМП (*д*) и ВОЗ–КМП–ЛМ (*е*).

**Fig. 11.** Schematic evolution of the tectonosphere in the Gargan zone: the outer shell of the Earth (BO3) (*a*), crust-mantle transition (KMII) ( $\delta$ ), lithospheric mantle (JIM) (*b*) with subsequent transformation of BO3 ( $\partial$ ), BO3–KMII ( $\partial$ ), and BO3–KMII–JIM (*e*).

Эпизод 1 (4.31 млрд лет назад). Генерируется ВОЗ. По Рb-изотопным датировкам обыкновенного Pb типа В Гарганский метаморфический блок соответствует древнейшим блокам Земли (Джек Хиллз в Западной Австралии и др.), в которых обнаружены детритовые цирконы с преобладающим возрастом около 4.3 млрд лет. Протолит таких блоков формируется на поверхности Земли в конце ее начальной планетарной аккреции. Поздний шпон космического материала содержит повышенные концентрации золота и элементов платиновой группы. В слое ВОЗ Гарганской зоны создается потенциал для образования рудных месторождений.

Эпизод 2 (3.85 млрд лет назад). В это время Земля подвергается последней тяжелой бомбардировке космическими телами. На Земле появляются геологические признаки существования воды. Слой КМП образуется в результате глубокого проникновения импактных тел. Крупные импактные тела проникают на глубину до 60 км. В источниках КМП субвулканических пород Гарганской зоны маркируются специфические условия, создающиеся под слоем кристаллического фундамента. Под воздействием водных флюидов область КМП Гарганской зоны существенно обедняется ураном. В других ресоздаются условия гионах Земли для накопления урана в ее верхней оболочке. Такая область маркируется аномальным отторженным Pb типа J с модельным возрастом T= 3.82 млрд лет и высоким  $\mu$  (20.1) на юге Сибирского палеоконтинента.

Эпизод 3 (3.72 млрд лет назад). Наращивается нижележащий слой ЛМ. Этому способствует предшествующее тектоническое воздействие на него импактных тел. После заключительной тяжелой бомбардировки на Земле снижается геодинамическая активность. Периферические слои Земли продолжают охлаждаться. Близится к завершению ранняя геодинамическая эпоха, соответствующая в целом этапу проявления импактных событий.

Эпизод 4 (2.4–2.2 млрд лет назад). В Гарганской зоне перерабатывается ВОЗ. Отторгается рудный Рb. Рудогенерирующие процессы развиваются в связи с событием Великого окисления Земли.

Эпизод 5 (1 млрд лет назад). Намечается переход к поздней геодинамической эпохе. По границам Гарганской зоны обдуцируют офиолиты. Одновременно во внутренней части Гарганской зоны перерабатывается КМП.

Эпизод 6 (0.93–0.54 млрд лет назад). В Гарганской зоне развиваются тектонические и магматические процессы в слоях ВОЗ, КМП и ЛМ, способствующие перераспределению рудных компонентов с концентрацией в рудные месторождения.

В работе (Рассказов, Чувашова, 2024) допускалось глобальное разделение обыкновенного Pb типа B и J в связи с образованием нижнемантийной аномалии ASITA. В Гарганской зоне обнаружен факт пространственного совмещения процессов миграции урана около 4.3 и 3.9-3.8 млрд лет назад, связанной с импактными событиями, происходившими в слое ВОЗ (на поверхности Земли) и в малоглубинной области КМП. Следовательно, ранняя и поздняя тяжелые бомбардировки Земли, скорее всего, не были пространственно разъединены. Можно предположить, что импактные тела распределялись неравномерно. Неравномерность распределения импактных кратеров наблюдается на Луне. Область прото-Земли, подвергнутая более сильной последней тяжелой бомбардировке, могла приобрести большую плавучесть, чем область с меньшим количеством импактных ударов. Плавучая область выступала на поверхности прото-Земли и эродировалась до слоя 3.9–3.8 млрд лет, тогда как в менее плавучей области сохранялся импактный слой 4.3 млрд лет. По такому механизму на земной поверхности зародилась начальная латеральная гетерогенность в пространственных переходах слоев ВОЗ (пример – Гарганская зона, ВОЗ 4.31 млрд лет с низким µ) и КМП (пример – юг Сибирского палеоконтинента, КМП 3.82 млрд лет назад с высоким µ).

Для объяснения факта пространственного процессов миграции совмещения урана около 4.3 и 3.9-3.8 млрд лет назад в Гарганской зоне может привлекаться модель ABEL ранней Земли (Advent of bio-elements - water components model, Появления модели биоэлементов – водных компонентов), в которой предполагается начальное образование гарцбургитовой основы прото-Земли без летучих компонентов и последующая импактная добавка H<sub>2</sub>O (Maruyama, Ebisuzaki, 2019). Такая модель в общем согласуется с полученными выводами о характере смены процессов ранней эволюции тектоносферы Гарганской зоны, хотя в деталях требует дальнейшего обоснования и уточнения.

### Заключение

В настоящей работе представлены результаты анализа Рb-изотопных оценок возраста протолитов источников кайнозойских вулканических пород и более древних даек и силлов, а также Pb-изотопных оценок возраста галенита из рудных месторождений Гарганской зоны юго-восточной части Восточного Саяна. Для кайнозойских вулканических пород определены протолиты источников литосферной мантии, а для более древних даек и силлов – источники коромантийного перехода, для галенита из рудных месторождений – источники внешней оболочки тектоносферы Земли выше коромантийного перехода.

В эволюции тектоносферы Гарганской зоны выявлены события ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. В качестве протолита–основы обозначен протопланетный (хондритовый) материал порции вязкой протомантии магматического океана, отвердевшей 4.49 млрд лет назад. Об эволюции Гарганской зоны сделаны следующие выводы:

1) в раннюю геодинамическую эпоху тектоносфера Гарганской зоны генерировалась импактными телами в последовательности сверху вниз: сначала, 4.31 млрд лет назад, – во внешней оболочке Земли, затем, 3.85 млрд лет назад, – в области коромантийного перехода, и, наконец, 3.72 млрд лет назад, – в области литосферной мантии;

2) в среднюю геодинамическую эпоху рудогенерирующие процессы развивались во внешней оболочке Земли в связи с событием Великого окисления 2.4–2.2 млрд лет назад;

3) в позднюю геодинамическую эпоху проявились процессы тектонической и магматической активизации тектоносферы Гарганской зоны в связи с ее интеграцией в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента, начиная с 1 млрд лет назад.

Полученные выводы об эволюции Гарганской зоны служат основанием для выделения Гарганского типа тектоносферы, представительного для обозначения процессов ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли, протекающих в слоях внешней оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии.

### Благодарности

Аналитические данные с подготовкой первой версии настоящей работы были получены в 2001-2012 гг. К настоящему времени аналитические данные дополнены. Изотопный анализ Pb проводился в МІТ (США) на масс-спектрометре «Sector-54» (измерения С.А. Бауринга и Н. Харрис), в ИЗК СО РАН на масс-спектрометре «Finnigan MAT 262» в 2001-2016 гг. в рамках работы Байкальского аналитического ЦКП ИНЦ СО РАН (измерения Н.Н. Фефелова) и позже в ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН с использованием MC-ICP-MS Neptune Plus в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (измерения Н.С. Герасимова, Е.В. Сараниной). Состав микроэлементов определялся на квадмасс-спектрометрах рупольных Agilent 7500ce (2010 г.) и VG PlasmaQuad 2+ (2001-2002 гг.) (измерения А.П. Чебыкина, пробоподготовка M.E. Марковой).

Силикатные анализы выполнялись в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко) и МІТ (США).

### Литература

Беличенко В.Г., Боос Г.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7– 8. С. 8–28.

Галимов Э.М. Происхождение Луны // Земля и Вселенная. 2005. № 6. Обзорная статья: http://ziv.telescopes.ru/rubric/astronomy/index.html ?pub=9

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.

Добрецов Н. Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. N 1. С. 39– 50.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: 1971. С. 67–71. (Труды НИИ Зарубежгеология, вып. 22).

Кузьмичев А.Б. Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44–59

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел–2000, 2004. 192 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Брандт С.Б. Рудные свинцы Гарганского блока и южного края Сибирского кратона: параметры сопряженной модели Холмса-Хаутерманса и конкордии – дискордии // Известия ИГУ, серия «Науки о Земле». 2009. Т. 2. № 1. С. 127–143.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Образование глобальной Азиатской изотопной термальной аномалии (ASITA) в зарождающейся системе Земля–Луна: Мегаимпакт или фрагментация газопылевого облака? // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 7–41. doi:10.26516/2541-9641.2024.1.7

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Логачев Н.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Мантийная аномалия DUPAL Тувино-Монгольского массива и ее палеогеодинамическое значение // Доклады Академии наук. 2002. Т. 382. №1. С. 110–114.

Рассказов С.В., Тихонова Г.А., Нартова Н.В. О находках глинистых миндалин в неогеновых базальтах Восточного Саяна // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992. С. 168–181.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Миколайчук А.В., Собель Э.Р., Ясныгина Т. А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336. doi:10.7868/S0869590315010033

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный сегмент). Диссертация ... доктора геолого-минералогических наук. г. Иркутск, 1994. 52 с.:

Скопинцев В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXV (Сорок). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021а.

Скопинцев В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXVI (Самарта). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021б.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинноконтинентальный пояс Восточной Гондваны // Доклады Академии наук. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. <sup>207</sup>Рb-<sup>206</sup>Рb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой-Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая 2022. Τ. 2, № 2. C. среда. 61 -90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61

Clayton R.N., Mayeda T.K. Genetic relation between the Moon and meteorites // Proc. 6th Lunar. Sci . Conf ., Houston. P. 1761–1769.

Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Earth-Moon system // J. Earth Syst. Sci. 2005. Vol. 114, No. 6. P. 593–600. doi:10.1007/BF02715942

Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia; PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 230 p.

Jones H.J., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon // Origin of the Earth and Moon (eds) Canup R M and Righter K Univ. Arizona Press: Tucson, 2000. P. 197–216.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet Sci Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325. doi:10.1016/s0012-821x(02)00587-3

Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Dmitriy K. Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Kovalev S.A. Multistage magmatism in ophiolites and associated metavolcanites of the Ulan-Sar'dag mélange (East Sayan, Russia) // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 1077. doi:10.3390/min10121077

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 825–833.

Lugmair G. Shukolyukov A.Yu. Early solar system timescale according to 53Mn-53Cr isotope systematics // Geochim. et Cosmochim Acta. 1998. Vol. 62. P. 2863–2886.

Maruyama, S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // Geoscience Frontiers. 2017. Vol. 8. P. 253–274. doi:10.1016/j.gsf.2016.10.005 McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. 306 p. doi:10.1007/978-90-481-2999-7

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487. doi:10.3390/min11050487

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // Minerals 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // Minerals. 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319; doi:10.3390/min10040319

Ringwood A.E. Composition and origin of the Moon // Origin of the Moon. W.K. Hartmann, R.J. Phillips, and G.J. Taylor (eds), Lunar Planet. Inst. Houston, 1986. P. 673–698.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviewes of Geophysics. 1995. Vol. 33, No. 3. P. 267–309. doi:10.1029/95RG01302

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Sounders, M.J. Norry (Eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

### References

Belichenko V.G., Boos G.G. Boxon-Khuvsgol-Dzabkhan paleomicrocontinent in the structure of Central Asian Paleozoids // Geology and Geophysics. 1988. No. 12. P. 20–28.

Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xiao Xiuchan, Chang E.Z. Geodynamic map of the western part of the Paleoasian Ocean // Geology and Geophysics. 1994. Vol. 35. No. 7–8. P. 8–28

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>Pb age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baidrag transect of the Baikal-Mongolian region // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. doi: 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Clayton R.N., Mayeda T.K. Genetic relation between the Moon and meteorites // Proc. 6th Lunar. Sci . Conf ., Houston. P. 1761–1769.

Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Geodynamics of the Paleozoic oceans of Central Asia // Geology and Geophysics. 1994. Vol. 35, No. 7–8. P. 59–75.

Dobretsov N. L. On the cover "tectonics" of the Eastern Sayan // Geotectonics. 1985. No. 1. P. 39–50.

Galimov E.M. Origin of the Moon // Earth and Universe. 2005. No. 6. Review article: http://ziv.telescopes.ru/rubric/astronomy/index.html?pub=9

Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Earth-Moon system // J. Earth Syst. Sci. 2005. Vol. 114, No 6. P. 593–600. doi:10.1007/BF02715942

Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia; PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 230 p.

Ilyin A.V. About the Tuva-Mongolian massif // Materials on regional geology of Africa and foreign Asia. Moscow, 1971. P. 67–71. (Proceedings of the Scientific Research Institute Zarubezhgeology, issue 22).

Jones H.J., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon // Origin of the Earth and Moon (eds) Canup R M and Righter K Univ. Arizona Press: Tucson, 2000. P. 197–216.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet Sci Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325. doi:10.1016/s0012-821x(02)00587-3

Kheraskova T.N., Samygin S.G., Ruzhentsev S.V., Mossakovsky A.A. Late Riphean continental

margin volcanic belt of East Gondwana // Doklady Earth Sciences. 1996. Vol. 344, No. 7. P. 146–150.

Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Dmitriy K. Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Kovalev S.A. Multistage magmatism in ophiolites and associated metavolcanites of the Ulan-Sar'dag mélange (East Sayan, Russia) // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 1077. doi:10.3390/min10121077

Kuzmichev A.B. Early Baikal tectonic events in the Tuva-Mongolian massif: collision of an island arc and a microcontinent // Geotectonics. 2001. No. 3. P. 44–59.

Kuzmichev A.B. Tectonic history of the Tuva-Mongolian massif: early Baikal, late Baikal and early Caledonian stages. Moscow: Probel–2000, 2004. 192 p.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. Vol. 148. P. 825–833.

Lugmair G. Shukolyukov A.Yu. Early solar system timescale according to 53Mn-53Cr isotope systematics // Geochim. et Cosmochim Acta. 1998. Vol. 62. P. 2863–2886.

Maruyama, S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // Geoscience Frontiers. 2017. Vol. 8. P. 253–274. doi:10.1016/j.gsf.2016.10.005

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4

Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation // Geotectonics. 1993. No. 6. P. 3–33.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: VO "Science". Siberian publishing company, 1993. 288 p.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. 306 p. doi:10.1007/978-90-481-2999-7

Rasskazov S.V., Brandt S.B. Ore lead of the Gargan block and the southern edge of the Siberian craton: parameters of the conjugated Holmes–Hautermans and concordia–discordia model // News of the Irkutsk State University, series "Earth Sciences". 2009. Vol. 2, No. 1. P. 127–143.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Generation of the Global Asian Isotope Thermal Anomaly (ASITA) in the incipient Earth-Moon system: Gas-dust cloud fragmentation versus mega-impact // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 7–41. doi:10.26516/2541-9641.2024.1.7

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.P., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Lateral change of sources for Cretaceous-Paleogene magmatism in the Tian-Shan // Petrology. 2015. Vol. 23, No. 3. P. 281–308. doi:10.1134/s0869591115010038

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnigina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic-sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2012. 351 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // Minerals 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487. doi:10.3390/min11050487

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Demonterova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B. The DUPAL mantle anomaly of the Tuva-Mongolian massif and its paleogeodynamic implication // Doklady Earth Sciences. 2002. Vol. 382, No. 1. P. 44–48.

Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China. Minerals. 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319; doi:10.3390/min10040319

Rasskazov S.V., Tikhonova G.A., Nartova N.V. On the findings of clay amygdules in Neogene basalts of the Eastern Sayan // Applied mineralogy of Eastern Siberia. Irkutsk, ISU Publ., 1992. P. 168–181. (In Russian)

Ringwood A.E. Composition and origin of the Moon // Origin of the Moon. W.K. Hartmann, R.J. Phillips, and G.J. Taylor (eds), Lunar Planet. Inst. Houston, 1986. P. 673–698.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviewes of Geophysics. 1995. V. 33, No. 3. P. 267–309. doi:10.1029/95RG01302

Sklyarov E.V. Petrological indicators of tectonic evolution of the Central Asian fold belt (northeastern segment). Dissertation... Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. Irkutsk, 1994. 52 p.

Skopintsev V.G. State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000. Second Edition. East Sayan Series. Sheet N-47-XXXV (Forty). Explanatory Note [Electronic Resource]. Moscow: Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution "VSEGEI", 2021a. Skopintsev V.G. State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000. Second Edition. East Sayan Series. Sheet N-47-XXXVI (Samart). Explanatory Note [Electronic Resource]. Moscow: Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution "VSEGEI", 20216.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Sounders, M.J. Norry (Eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. No. 42. P. 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

### Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, тел.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru. Rasskazov Sergei Vasilievich, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51-16-59. email: rassk@crust.irk.ru

#### Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59, email: ty@crust.irk.ru.

### Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51–16–59, email: ty@crust.irk.ru.

### Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доценткафедры динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59, email: chuvashova@crust.irk.ru.

### Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Dynamic Geology chair, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51–16–59, email: chuvashova@crust.irk.ru.

### Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, email: e\_v\_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna, candidate of geological and mineralogical sciences, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lead Engineer, 664033, Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, email: e\_v\_sar@mail.ru.

### Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, e-mail: ila@crust.irk.ru. **Ilyasova Aigul Maratovna,** candidate of geological and mineralogical sciences, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, leading engineer, email: ila@crust.irk.ru.

### *Скопинцев Виктор Германович,* г. Улан-Удэ, индивидуальный предприниматель, email: vgskopin@gmail.com. *Skopintsev Viktor Germanovich,* Ulan-Ude, individual entrepreneur, email: vgskopin@gmail.com.

УДК 551.21+550.42(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.33

### Мел-палеогеновые базальты и щелочные базальтоиды Юго-Восточной Монголии: 1. Распределение в пространственновременном геолого-геохронологическом контексте позднего мезозоя и кайнозоя

И.С. Чувашова<sup>1</sup>, Ю.С. Андреева<sup>2</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Характеризуются вулканические поля юго-востока Монголии вдоль профиля Мандалгоби – Дариганга как ключевой территории для понимания позднемезозойской и кайнозойской геологической эволюции Азии: позднекайнозойского Даригангского вулканического поля на восточном окончании профиля, мел-палеогеновых полей Средней Гоби его западного окончания и юрско-меловых вулканических пород вдоль всей его протяженности.

Ключевые слова: поздний мезозой, кайнозой, Азия, Монголия, транстенсия, вулканизм.

## Cretaceous-Paleogene basalts and alkaline basaltoids from South-Eastern Mongolia: 1. Distribution in Spatial-Temporal Geological-Geochronological Context of the Late Mesozoic and Cenozoic

I.S. Chuvashova<sup>1</sup>, Yu.S. Andreeva<sup>2</sup>, S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** Volcanic fields are described in southeastern Mongolia along the Mandalgobi – Dariganga profile as a key area for understanding the late Mesozoic and Cenozoic geological evolution of Asia: the late Cenozoic Dariganga volcanic field at the eastern end of the profile, the Cretaceous-Paleogene Middle Gobi fields at the western end, and the Jurassic-Cretaceous ones along its entire length.

Keywords: Late Mesozoic, Cenozoic, Asia, Mongolia, transtension, volcanism.

### Введение

Для суждения о геологическом развитии Внутренней Азии в позднем мезозое и кайнозое показательны вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы Юго-Восточной Монголии. На Карте геологических формаций Монгольской Народной Республики, составленной Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР в масштабе 1:1500 000 под редакцией А.Л. Яншина (Карта..., 1989), стратиграфия обосновывается палеонтологическими данными осадочных слоев. Определяется смена ассоциации мезозойских вулканических пород от кислого до основного состава кайнозойскими породами основного состава. После юрскомелового этапа вулканизма и седиментации выделяется переходный позднемеловой-палеогеновый этап формирования бассейнов седиментации Южной и Средней Гоби – Гобийской плиты (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977). Подобные вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы приводятся на геологической карте Монголии, составленной в масштабе 1:1000 000 под редакцией О. Томуртого (Geological map..., 1999). В позднем мезозое Юго-Восточной Монголии и сопредельного Китая выделяется нефтеносный Тамцагский бассейн, который какое-то время в кайнозое также обеспечивается сносом материала с юга (со стороны Китая). В конце кайнозоя образуется хр. Нукут-Дабан и структура Тамцагского бассейна оформляется в виде Тамцагского предгорного прогиба этого хребта (Сырнев и др., 1986). Особый интерес представляет тектоническое развитие территории при переходе от позднего мезозоя к позднему кайнозою – в мелу и палеогене.

К настоящему времени в Юго-Восточной Монголии получены представительные данные пока только для позднекайнозойского Даригангского вулканического поля (Влодавец, 1950, 1955; Салтыковский, Геншафт, 1985; Чувашова и др., 2012; Чувашова, Рассказов, 2023; Рассказов и др., 2023, 2024а; Rasskazov et al., 2024b). Для мел-палеогеновых Мандалгобийского и Ундэршилского вулканических полей Средней Гоби и поля Алтан-Ширэ приведена краткая информация в Каталоге включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии (Геншафт, Салтыковский, 1990). По единообразному низкому К/Та отношению вулканических пород предполагается происхождение всего мел-палеогенового среднегобийского вулканизма из источника одного типа, соответствующего материалу остаточного слэба (Рассказов и др., 2012).

В последние годы опубликованы обзорные статьи по разновозрастным вулканическим породам позднего мезозоя и кайнозоя Монголии с обозначением различных источников вулканизма (Bars et al., 2017, 2018; Togtokh et al., 2019; Ярмолюк и др., 2020; Кузнецов и др., 2022; Papadopoulou et al., 2024). Основной мотив авторов заключается в определении общности всех процессов мезозойско-кайнозойской геологической эволюции Монголии, не требующей конкретных разработок геодинамических схем территорий. Изза краткости публикаций при захвате обширной территории конкретная геологическая характеристика вулканических полей Юго-Восточной Монголии в этих работах, однако, отсутствует. Между тем, анализ источников вулканических пород с учетом моделей сейсмической томографии ведет к конкретным построениям пространственно-временной активности мантийных расплавных аномалий Центральной и Юго-Восточной Монголии (Чувашова и др., 2017; Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Полевые исследования вулканических полей позднего мезозоя и кайнозоя Юго-Восточной Монголии проводились авторами настоящей работы в 2008-2010 гг. Результаты первого анализа полученных геологических, геохронологических и геохимических данных (Чувашова, Ершов, 2008; Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2012) дополнялись в последующие годы новыми аналитическими материалами с отработкой вопросов, связанных с характером пространственновременной смены источников вулканизма конкретных территорий. Сравнительное изучение вулканических пород позднего мезозоя и кайнозоя концентрировалось на юго-востоке Монголии вдоль профиля Мандалгоби-Дариганга как ключевой территории для понимания геологической эволюции позднего мезозоя и кайнозоя Азии.

Цель статьи – представить геологический очерк разновозрастных вулканических полей территории с акцентом на мел-палеогеновые вулканические поля Средней Гоби для того, чтобы в двух последующих статьях проанализировать геохимические данные и обосновать особую роль источников мел-палеогеновых расплавных аномалий на новейшем геодинамическом этапе, проявившимся в тектоносфере, астеносфере и литосфере.

# Строение вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов

Профиль территории исследований протягивается на расстояние около 600 км, от самона Мангал-Гоби до самона Дариганга. На восточном окончании профиля находится позднекайнозойское вулканическое поле Дариганга, на западном – мел-палеогеновые вулканические поля.

В пространственно-временном распределении вулканизма позднего мела и кайнозоя Южной и Средней Гоби определяется важнейшая роль структурной среднезоценовой перестройки глубинных процессов. Мел-палеоцен-среднезоценовые вулканические поля Даланзадгад-Улан-Цаб-Худукской, Средне-Гобийской зон и поля Алтан-Ширэ расширяются на западе, в Южной Гоби, и выклиниваются на востоке, в Средней Гоби, не достигая, однако, позднекайнозойского Даригангского вулканического поля. Вдоль профиля Мандалгоби – Дариганга наблюдаются контрастное соотношение между Южно-Средне-Гобийским мел-палеоценсреднеэоценовым вулканическим клином и позднекайнозойским Даригангским вулканическим полем, тогда как среднеэоценоваяолигоценовая зона вулканических полей Южной Гоби переходит к пост-олигоценовым вулканическим полям Хангайской орогенной провинции постепенно (рис. 1).



**Рис. 1.** Линейные зоны вулканизма Центральной и Юго-Восточной Монголии (Рассказов и др., 2012 с изменениями). 1–3 – линейная зона: *1* – позднемеловая, *2* – палеоцен-среднеэоценовая, *3* – среднеэоценовая-олигоценовая; *4* – постолигоценовые вулканические поля; *5–6* – структурная перестройка расплавных аномалий от выклинивающихся к востоку мел-палеоцен-среднеэоценовых вулканических полей Даланзадгад-Улан-Цаб-Худукской, Средне-Гобийской зон и поля Алтан-Ширэ (*5*) к распространению вулканических полей от среднеэоценовой-олигоценовой зоны к постолигоценовым вулканическим полям Хангайской провинции (*6*); *7* – позднекайнозойский Хангайский ороген; *8* – его пограничные структуры (Корина, 1982); *9* – шов закрывшегося палеоокеана (УМ – Урало-Монгольского, СЛ – Солонкерского); *10* – профиль Мандалгоби – Дариганга; 11 – территория Монголии.

**Fig. 1.** Linear zones of volcanism in Central and South-Eastern Mongolia. Modified after Rasskazov et al. (2012). 1-3 – linear zones: 1 – Late Cretaceous, 2 – Paleocene – Middle Eocene, 3 – Middle Eocene – Oligocene; 4 – Post-Oligocene volcanic fields; 5-6 – structural reorganization of melting anomalies from the Cretaceous-Paleocene-Middle Eocene volcanic fields of the Dalanzadgad-Ulan-Tsab-Khuduk, Middle Gobi zones and the Altan-Shire field (5) wedging out to the east to the propagating volcanic fields from the Middle Eocene-Oligocene zone to the post-Oligocene volcanic fields of the Hangay province (6); 7 – late Cenozoic Hangay orogenic province; 8 – its boundary structures (Korina, 1982); 9 – suture of a closed paleoocean (YM – Ural–Mongolian, CJI – Solonker); 10 – Mandagobi – Dariganga profile; 11 – Mongolian territory.

### Позднекайнозойское Даригангское вулканическое поле

Представительные данные о строении этого вулканического поля приводятся В.И. Влодавцом (1950, 1955) (рис. 2). На слабо расчлененной территории выделяется более 200 вулканических конусов, сложенных лавами и пирокластическим материалом. Большинство конусов имеет кратеры (рис. 3а,б). Самый молодым считается вулканический конус Дзотол, образовавшийся в северовосточной части поля Дариганга в позднем плейстоцене (рис. 3в). В условиях пустыни Гоби пирокластические отложения конусов часто перекрыты лессовидными отложениями (рис. 3г).





**Fig. 2.** Linear distribution of volcanic edifices of the Dariganga field. The scheme is modified after (Vlodavets, 1955).


**Рис. 3.** Вулканы позднекайнозойского поля Дариганга. *а*–*б* – вулканические конусы на слабо расчлененной поверхности; *в* – самый молодой шлаковый конус Дзотол и связанный с ним лавовый поток; *г* – пирокластический материал вулканического конуса, вскрытый карьером.

**Fig. 3.** Volcanoes of the Late Cenozoic Dariganga field.  $a-\delta$  – volcanic cones on a slightly dissected relief; e – the youngest cinder cone Dzotol and associated lava flow; e – pyroclastic material of a volcanic cone exposed by a quarry.

По пространственному распределению построек вулканическое поле разделяется на две половины: северо-западную, в которой постройки контролируются разломами северо-восточной ориентировки (азимут 45°), и юго-восточную, в которой постройки контролируются разломами восточно-северо-восточной ориентировки (азимут 30°). В отдельных фрагментах северо-западной половины поля намечаются короткие (до 15 км) линии построек с азимутом 30° и 70°. Структура северо-западной половины поля связывается с опусканием рифтовых впадин, а юговосточная – с поднятием хр. Нукут-Дабан (Чувашова и др., 2012).

По результатам представительного опробования Даригангского вулканического поля разрабатывается систематика пород с учетом пространственного распределения вулканов (Чувашова и др., 2012; Рассказов и др., 2024а). Выделяются зоны высоко-Мg вулканических пород – базанитов (11.0–15.8 мас. % MgO): субширотная (СШ-зона) и северо-восточная (СВ-зона). СШ-зона непрерывно трассируется от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние не менее 110 км, а СВзона – фрагментируется от вулкана Авгойт-Ула на юго-западе до вулкана Бурхант на северо-востоке, на расстояние 85 км. Ширина обеих зон достигает 10 км. Первая зона находится в основном в юго-восточной половине поля и протягивается в юго-западную часть северо-западной половины (рис. 4). Вторая зона полностью соответствует северо-западной половине поля и, таким образом, пространственно входит в Тамцагский предгорный прогиб хр. Нукут-Дабан.



Рис. 4. Схема пространственного распределения вулканов типа Асхатэ с умеренно-калиевыми базанитами (IV группа), Хара-Будунского типа с низкокалиевыми базанитами (IV группа), Шилийн-Богдского типа с породами I группы и Дун-Нарт-Улинский типа с породами II группы (Рассказов и др., 2024а; Rasskazov et al., 2024b). Породы аномального состава линии Хардат-Тологой – Ачагийн-Душ содержат 7.8–11.2 мас. % МgO при La/Yb = 11.8–15.2. Для обозначения фоновых вулканов с базальтами и трахибазальтами (группы III, V и VI) используются данные по петрогенным оксидам С&Г (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1985).

**Fig. 4.** Scheme of spatial distribution of volcanoes: Askhate type with moderate-K basanites (group IV), the Khara-Budun type with low-K basanites (group IV), Shiliin-Bogd type with rocks of group I, and Dun-Nart-Ula type with rocks of group II (Rasskazov et al., 2024a,b). Rocks of the anomalous compositions from the Hardat-Tologoy – Achagiin-Dush line contain 7.8–11.2 wt % MgO at La/Yb = 11.8–15.2. To designate background volcanoes with basalts and trachybasalts (groups III, V, and VI) off sampling sites, major oxide data after S&G (Genshaft, Saltykovsky, 1990; Saltykovsky, Genshaft, 1985) are used.

По всей протяженности СШ-зоны вулканические породы содержат включения граната. На вулканах северо-восточной зоны включения граната отсутствуют, кроме находки на вулкане Авгойт-Ула, расположенном на взаимном пересечении зон высоко-Mg вулканических пород. Распространение мантийных включений этого типа свидетельствует о поднятии более глубинного литосферного материала в СШ-зоне высоко-Mg вулканических пород, чем в CB-зоне. Именно в СШ-зоне находятся наиболее крупные вулканические постройки и самая высокая из них – постройка Шилин-Богд (1778 м).

СВ-зона высоко-Mg вулканических пород продолжается по простиранию умеренно-Mg базальтами, образующими апофизы поля Дариганга: юго-западную – около 25 км и северо-восточную – до 90 км. Апофизы распространяются вдоль Тамцагского предгорного прогиба в северо-восточном направлении на 200 км. СШ-зона высоко-Mg вулканических пород характеризуется резким ограничением на западе, но, возможно, продолжается на востоке в пределах вулканического поля Абага территории Китая. Двустороннее дистальное распределение извержений северо-восточной зоны отражает развитие вулканизма вдоль предгорного прогиба, а их резкое западное ограничение в субширотной зоне свидетельствует о резком ограничительном контроле вулканизма этой же структурой.

Вулканизм Даригангского поля начинается около 15 млн лет назад на северном окончании 500-километровой зоны Дачи, включающей поля Абага, Дайлинор и Чифэн сопредельной северной территории Китая (Чувашова и др., 2012; Чувашова, Рассказов, 2023; Рассказов и др., 2023, 2024а; Rasskazov et al., 2024b и ссылки в этих работах).

### Мел-палеогеновые поля вулканических и субвулканических пород Средней Гоби

Мандалгобийское и Ундэршилское поля вулканических и субвулканических пород образуют зону северо-западного простирания протяженностью около 150 км. Кулисное расположение этих полей свидетельствует об их общем структурном контроле правосторонней зоной транстенсии, ориентированной в северо-западном направлении. В то же время поля располагаются в контуре локальной Южно-Монгольской низкоскоростной аномалии скоростей S-волн, выделенной в модели Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова на глубине около 200 км (рис. 5) (Чувашова, Ершов, 2009; Рассказов и др., 2012).



**Рис. 5.** Пространственное положение магматических кулис Ундэршилского и Мандалгобийского полей в пределах контура локальной Южно-Монгольской низкоскоростной аномалии скоростей S-волн, обозначенной на глубине около 200 км (Рассказов и др., 2012). Ее контур показан по модели (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003).

**Fig. 5.** Spatial position of magmatic coulisses of the Undershil and Mandalgobi fields within the contour of the local South Mongolian low-velocity anomaly of S-wave velocities designated at a depth of about 200 km (Rasskazov et al., 2012). Its contour is shown after (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003).

Ундэршилское вулканическое поле располагается между аймачными центрами Мандалгоби и Сайн-Шанд, примерно в 70 км к юго-западу от сомона Ундэр-Шил. Его площадь составляет около 200 км<sup>2</sup>. На нем насчитывается более 40 базальтовых останцов (рис. 6). Базальты прорывают мощные карбонатные отложения позднего рифея, перекрытые верхнепалеозойскими толщами, в том числе вулканогенными (Геншафт, Салтыковский, 1990).



**Рис. 6.** Точки опробования Ундэршилского вулканического поля (обр. от MN–08–12160 до MN– 08–12243). Для упрощения схемы здесь и далее часть обозначения образцов «MN–08» не показана. Начальные точки находятся за южной границей территории.

**Fig. 6.** Sites of sampling in the Under-Shil volcanic field (samples from MN–08–12160 to MN–08–12243). For simplification of the figure, the sample notation «MN–08" is omitted. The starting points are located at the southern boundary of the territory.

Скальные обнажения базальтов образуют небольшие сглаженные холмы или конусообразные сопки, сложенные столбчатыми и плитчатыми породами вулканической и субвулканической фаций. Последние представлены некками и пространственно связанными с ними дайками. Базальты – хорошо раскристаллизованные или тонкозернистые, нередко порфировые плотные породы темносерого цвета. В субвулканической фации пористость в породах отсутствует.

Обнаженный пьедестал одного из безымянных вулканов восточной окраины Ундэршилского поля (т.н. 12200) образуют рыжие кластотуфы (рис. 7а). В основании туфов наблюдается слой трещиноватых голубоватосерых базальтов, испещренных карбонатными прожилками. В верхней части этого слоя базальты последовательно сменяются линзами желтовато-коричневых, серых, а затем бордовых туфов, переходящих в материал с обломками (рис. 7в). В туфы включены овальные обломки вулканического стекла (рис. 7б), вулканические бомбы (рис. 7г), обломки массивных и пористых базальтов (рис. 7в, д), коровых и глубинных (зеленых вебстеритовых) ксенолитов (рис. 7д, е).



**Рис. 7.** Кластотуфы вулкана на восточной окраине Ундэршилского вулканического поля (т.н. 12200).  $a-\delta$  – общий вид вулкана (*a*) и кластотуфа ( $\delta$ ); *в* – переход от нижнего базальтового слоя к слою кластотуфа; *г* – бомба в кластотуфе;  $\partial$  – обломки массивных и пористых базальтов в кластотуфе; е – зеленый вебстеритовый ксенолит в кластотуфе.

**Fig. 7.** Clastotuffs of a volcano on the eastern edge of the Undershil volcanic field (site 12200).  $a-\delta - \delta$  general view of the volcano (a) and clastotuff ( $\delta$ );  $e - \delta$  transition from the lower basalt layer to the clastotuff one;  $e - \delta$  bomb within the clastotuff;  $\partial - \delta$  fragments of massive and porous basalts in the clastotuff;  $e - \delta$  green websterite xenolith in the clastotuff.

В целом на Ундэршилском вулканическом поле сочетаются выступающие в рельефе эродированные субвулканические тела (некки и дайки) и останцы наземных вулканических построек, сложенные кластотуфами и потоками пористых базальтовых лав. Мандалгобийское вулканическое поле занимает территорию юго-восточнее аймачного центра Мандалгоби и включает два разобщенных (юго-восточный и северо-западный) фрагменты с общей площадью около 600 км<sup>2</sup>. Фундамент слагают позднерифейские карбонатные породы, выше которых залегают верхнепалеозойские вулканические породы среднего состава. Базальты представляют собой плотные, мелкозернистые, хорошо раскристаллизованные породы. В юговосточном фрагменте поля в них найдены глубинные ксенолиты, а также мегакристаллы плагиоклаза и пироксена (Геншафт, Салтыковский, 1990).

Юго-восточный фрагмент Мандалгобийского вулканического поля имеет площадь 20×13 км. Пористость в породах и слоистость в обнажениях отсутствует. Тела находятся в субвулканическом залегании. Насчитывается более 60 отдельных тел (рис. 8).



**Рис. 8.** Точки опробования юго-восточного фрагмента Мандалгобийского вулканического поля (обр. от MN–08–1251 до MN–08–1348). Для упрощения схемы часть обозначения образцов «MN-08» не показана. Последняя точка находится за северной границей территории.

**Fig. 8.** Sites of sampling in the south-eastern fragment of the Mandalgobi volcanic field (samples from MN–08–1251 to MN–08–1348). For simplification of the figure, the sample notation «MN–08" is omitted. The last site is located beyond the northern boundary of the area.

Субвулканическое тело южной части юговосточного фрагмента Мандалгобийского вулканического поля (т.н. 1316–1321) имеет зональное строение. Оно удлинено в субмеридиональном направлении. Ядро, состоит из пород с тонкостолбчатой прямой субвертикальной отдельностью, прорванных рыжими кластотуфами. Оно окружено зоной пород с тонкоплитчатой отдельностью. В восточной и южной частях тела тонкие субвертикальные столбы образуют периферическую зону, сменяющуюся зоной субгоризонтальных и наклоненных столбов (рис. 9а–д).



**Рис. 9.** Схема опробования зонального субвулканического тела в южном фрагменте Мандалгобийского поля (*a*) и фотографии его обнажений ( $\delta$ – $\partial$ ).  $\delta$  – вид северной оконечности; e – зона тонкой субвертикальной плитчатости в северо-западной части; e – сечение всех зон в южной части;  $\partial$  – контакт субвертикальных тонких столбов ядра с зоной тонкоплитчатой отдельности в северо-восточной части. Зональное тело находится в южной части Мандалгобийского вулканического поля (т.н. 1316–1321, местоположение см. на рис. 8).

**Fig. 9.** Scheme of sampling of a zonal subvolcanic body in the southern fragment of the Mandalgobi field (*a*) and photographs of its outcrops ( $\delta$ - $\partial$ ).  $\delta$  – view of the northern end; e – zone of thin subvertical slabby structure in the northwestern part; e – section of all zones in the southern part;  $\partial$  – contact of subvertical thin core columns with the zone of thin slabby jointing in the northeastern part. The zonal body is located in the southern part of the Mandalgobi volcanic field (sites 1316–1321 in Fig. 8).

Субвулканические тела с тонкой прямой субвертикальной столбчатостью распространены на южной окраине Мандалгобийского вулканического поля (рис. 10а–в) при преобладающей роли субвулканических тел, сложенных породами с комковатой и толстоплитчатой (нередко веерообразной) отдельностью (рис. 10г). В северной части юго-восточного фрагмента Мандалгобийского поля прослеживается дайка, обозначающая внедрение базальтового расплава в структуру пулл-апарт (рис. 11а,в).



**Рис. 10.** Субвулканические тела с тонкой субвертикальной столбчатостью: a – отдельное тело без отклонений столбов от субвертикального положения (т.н. 1337);  $\delta$  – удлиненное тело со слабо намечающимся веером тонких столбов (т.н. 1310);  $\epsilon$  – вершина субвулканического тела со сходящимся кверху веером тонких столбов («стул дьявола») (т.н. 1313);  $\epsilon$  – на переднем плане типичная толстоплитчатая веерообразная отдельность пород с заворотами на вершине отпрепарированного субвулканического тела на северо-восточной окраине юго-восточного фрагмента Мандалгобийского вулканического поля (т.н. 1251). Местоположение точек наблюдения см. на рис. 8.

**Fig. 10.** Subvolcanic bodies with thin subvertical columnarity: a – separate body with no deviations of columns from the subvertical position (site 1337);  $\delta$  – elongated body with a slightly outlined fan of thin columns (site 1310); e – top of subvolcanic body with a fan of thin columns converging upward ("devil's chair") (site 1313);  $\partial$  – in the foreground, typical thick-slab fan-shaped jointing of rocks with turns at the top of a exposed subvolcanic body on the northeastern edge of the south-eastern fragment of the Mandalgobi volcanic field (site 1251). Location of sites is shown on Fig. 8.





**Рис. 11.** Схема опробования дайки в северо-восточной части юго-восточного фрагмента Мандалгобийского поля (*a*) и фотографии его обнажений (*б*,*в*). Магматическими расплавами обозначается структура пулл-апарт. Местоположение т.н. 1256 и 1257 см. на рис. 8.

**Fig. 11.** Scheme of dike sampling in the northeastern part of the southeastern fragment of the Mandalgobi field (*a*) and photographs of its outcrops ( $\delta$ , *e*). The pull-apart structure is marked by magmatic melts. The location of the sites 1256 and 1257 is shown in Fig. 8.

Поскольку в породах всех изученных базальтовых тел юго-восточного фрагмента Мангалгобийского поля поры отсутствуют, предполагается, что они образовались в субвулканических условиях. Исключение составляют вулканическое сооружение Лог-Ула (рис. 12а) – крупный вулкан в юго-восточном фрагменте Мандалгобийского поля размером  $2.0 \times 1.5$  км и подобное по размерам округлое в плане сооружение в центральной части этого фрагмента (местоположение на рис. 8). На вулкане Лог-Ула под излившимся лавовым потоком обнажается горизонт коричневых песчаников (рис. 12б,в). В слое кластотуфов наблюдаются овальные базальтовые обособления (подушечные лавы) (рис. 12г). В обнажениях распространены пористые базальты, частично заполненные карбонатом (рис. 12д). Порами насыщены практически все базальты, слагающие постройку. Эффектно выглядят пористые базальты с тонкой субвертикальной плитчатой отдельностью, простирающейся на северо-запад (рис. 12е,ж). Рассекающие вулкан северо-западные дайки с субгоризонтальной тонкостолбчатой отдельностью типа поленницы сложены массивными породами без пор (рис. 12з).



**Рис. 12.** Вулкан Лог-Ула (т.н. 1753–1755). *а* – вид с запада; *б*–*в* – песчаный слой, перекрытый базальтами; *г* – овальное тело пористых базальтов в туфах основания вулканической постройки; *д* – базальт, насыщенный порами с их заполнением карбонатом; *е*–*ж* – вертикальная плитчатая отдельность в базальтах на вершине вулкана; *з* – дайка с отдельностью типа поленницы.

**Fig. 12.** The Log-Ula volcano (sites 1753–1755). a – view from the west;  $\delta$ –e – sandy layer covered by basalts; a – oval body of porous basalts in tuffs at the base of the volcanic edifice;  $\partial$  – basalt saturated with pores filled with carbonate; e– $\mathcal{H}$  – vertical slab-like jointing in basalts at the summit of the volcano; a – dike with woodpile-type jointing.

Следовательно, в юго-восточном фрагменте Мандалгобийского поля нужно различать ранние глубоко эродированные субвулканические тела (некки, дайки) и позднее крупное вулканическое сооружение Лог-Ула, под лавовыми потоками которого запечатлена морфоскульптура расчлененного рельефа. Ранние субвулканические тела обнажены в результате поднятия территории с ее эрозионным расчленением на глубину не менее 300 м. В результате обнажились глубокие части ранних магматических каналов. После расчленения рельеф бронирован продуктами извержения вулкана Лог-Ула.

Северо-западный фрагмент Мандалгобийского вулканического поля находится вблизи аймачного центра Мандалгоби. Здесь характер обнажений меняется. Лавовые слои образуют сплошной покров (рис. 13а). Для базальтов характерна пористость, меняющаяся от кровли к подошве слоя (рис. 13б). Встречаются участки сильно измененных базальтов, поры и каверны которых заполнены карбонатом.



**Рис. 13.** Вулканический покров юго-восточнее Мандалгоби. *а* – общий вид вулканического покрова; *б* – покровные пористые базальты.

**Fig. 13.** Volcanic cover southeast of Mandalgobi. a – general view of the volcanic cover;  $\delta$  – cover of porous basalts.



**Рис. 14.** Схема опробования вулканического поля Алтан-Ширэ. *а* – три выхода вулканических пород; *б* – детальный космоснимок опробования основного тела.

**Fig. 14**. Scheme of sampling of the Altan-Shire volcanic field. a – three outcrops of volcanic rocks;  $\delta$  – detail space image of sampling in the main body.



**Рис. 15**. Опробованные фрагменты поля Алтан-Ширэ: *а* – останцы базальтов основного выхода на переднем и дальнем планах; *б*, *в* – базальты основного выхода, т.н. 12105–12111; *г* – базальты южного выхода, т.н. 12112.

**Fig. 15.** Sampled fragments of the Altan-Shire field: a – remnants of basalts of the main outcrop in the foreground and background;  $\delta$ , a – basalts of the main outcrop, sites 12105–12111; a – basalts of the southern outcrop, site 12112.

Вулканическое поле Алтан-Ширэ находится в 16 км к юго-востоку-востоку от самона Алтан-Ширэ и примерно в 75-80 км к северо-востоку от аймачного центра Сайн-Шанд. Площадь поля составляет не более 10 км<sup>2</sup>. Породы массивные плотные, порфирового сложения, с глыбовой отдельностью, местами сильно трещиноватые. Пористость отсутствует. В базальтах макроскопически различаются вкрапленники оливина. Раннесреднекайнозойский возраст базальтов предполагается по составу пород, наличию в них глубинных включений и слабой морфологической выраженности в рельефе. Выходы пород приурочены к северо-восточному борту Сайншандинской синеклизы. Фундамент представлен нижнепалеозойским комплексом кристаллических и эффузивных образований (Геншафт и др., 1990).

Останцы относятся к субвулканической фации. Кроме основного поля (рис. 14б), встречены небольшие выходы пород приблизительно в 1 км северо-западнее его и в 1.5 км южнее (рис. 14а). Диаметр основного выхода слегка превышает 1 км. Его основу образует низкий хребтик, протягивающийся в направлении на ВСВ 80°. Этот хребтик обозначает трещинный магмовыводящий канал. В юговосточной части основного выхода находятся изометричные тела. На вершине одного из них обнажаются красные туфы. Северный выход (т.н. 12104) выделяется в виде невысокого (2–3 м) холмика диаметром около 50 м, сложенного черными комковатыми базальтами. Базальты катаклазированы по зоне северо-восточного простирания. Южный выход представляет собой небольшое изометричное тело, выступающее в виде высыпки базальтовых обломков (т.н. 12112) (рис. 15г).

#### Юрско-меловые вулканические поля

Вулканические поля этого возраста образуют общий фон вдоль всего профиля.



**Рис. 16**. Положение профиля Мандалгоби – Дариганга на фрагменте геологической карты под редакцией О. Томуртого (Geological map..., 1999). Опробованные вулканические поля: 1–6 – юрско-меловые (1 – Узур; 2 – Эрдэнэ; 3 – Сайхандулаан; 4–5 – Мандалгоби 1 и 2; 6 – западная периферия Даригангского позднекайнозойского поля); 7–8 – мел-палеогеновые (7 – Среднего-бийские; 8 – Алтанширэ); 8 – верхнекайнозойское Даригангское вулканическое поле.

**Fig. 16.** Position of the Mandalgobi – Dariganga profile on a fragment of the geological map edited by O. Tomurtogoo (Geological map..., 1999). Sampled volcanic fields: 1-6 – Jurassic-Cretaceous (1 - Uzur; 2 - Erdene; 3 - Sayhandulaan; 4-5 - Mandalgobi 1 and 2; 6 - western periphery of the Dariganga Late Cenozoic field); 7-8 - Cretaceous-Paleogene (7 - Middle Gobi; 8 - Altanshire); 8 - Upper Cenozoic Dariganga volcanic field.





**Рис. 17.** Вулканические поля Эрдэнэ и Узур на фрагментах изданных геологических карт: *a* – Карта..., 1989; *б* – Geological map..., 1999.

**Fig. 17.** Erdene and Uzur volcanic fields on fragments of published geological maps: a - Map..., 1989; 6 - Geological map..., 1999.



**Рис. 18.** Схема отбора образцов трещинного трахитового тела Эрдэнэ. Т – трещинное трахитовое тело.

Fig. 18. Scheme of sampling of the Erdene fissure trachyte body. T – fissure trachyte body.

В качестве примеров рассматриваются поля Эрдэнэ и Узуур. Первое расположено в 20 км юго-восточнее самона Эрдэнэ (координаты: 44°19.183' с.ш. 111°22.787' в.д.), второе – севернее железнодорожной станции Узуур (координаты: 44° 03.015' с.ш. 111° 32.161' в.д., MN-08-12137). Поля исследовались как кайнозойские с обозначением на геологических картах Монголии разными возрастными индексами: палеоген (Карта..., 1989) и плиоцен–плейстоцен (Geological map..., 1999). Не исключено, что молодая вулканическая постройка находится где-то на территории вблизи государственной границы Монголии и Китая, но показана на геологических картах со смещением. Доводом для этого может служить глыба голубовато-серого тефрита с крупным лерцолитовым ксенолитом, включенная в цемент фундамента здания пограничной заставы. Вулкан, с которого она была доставлена на заставу, однако, при полевых работах не обнаружен.

Поле Эрдэнэ представляет собой трещинную трахитовую постройку протяженностью 4 км при ширине до 800 м, простирающуюся в направлении запад-северо-запад (рис. 18).

Видимая высота постройки достигает 30 м (рис. 19а). Ее верхняя часть сложена стекловатыми тонкоплитчатыми трахитами (рис. 19б). Гипсометрически ниже находятся массивные породы, прорванные дайками, ориентированными преимущественно согласно с простиранием основного тела. Встречаются

трубообразные зияющие полости диаметром до 3 м, в окружении которых в трахитах распространены каверны с кальцитовыми гнездами (рис. 19в) и пустые поры. По трещинам в трахитах развиты древовидные марганцевые узоры (рис. 19г). Хорошо сохранившийся трахитовый купол высотой 15 м слегка вытянут приблизительно на 100 м в западно-северо-западном направлении (координаты: 44° 09.746' с.ш. 111° 28.363' в.д.). Трещинная трахитовая постройка образовалась на границе поднятия и впадины. Поднятие сложено юрско-меловыми гранитами, а впадина заполнена нижнемеловыми осадочными отложениями. На поле Узуур наблюдаются пористые зеленовато-серые лавы трахидацитового состава.



**Рис. 19.** Фрагменты обнажений и пород трахитового вулкана поля Эрдэнэ: a – общий вид трещинного тела трахитов;  $\delta$  – толстостолбчатся отдельность трахитов в потоке; e – каверны, заполненные карбонатом; c – тонкоплитчатая отдельность.

**Fig. 19.** Fragments of outcrops and rocks of the trachyte volcano in the Erdene field: a – general view of the fissure trachyte body;  $\delta$  – thick-columnar trachyte jointing in a flow; e – caverns filled with carbonate; e – thin-slab jointing.

Еще одно вулканическое поле (Сайхандулаан) также рассматривалось как кайнозойское (Геншафт, Салтыковский, 1990). Его образуют две вулканические постройки (Юго-Западная и Северо-Восточная), каждая с поперечником около 10 км (рис. 20). По геологическим соотношениям в обнажениях выделяются три фазы вулканической деятельности: 1) фаза извержений лавовых потоков крупнозернистых серых трахибазальтов низко магнезиального состава (обр. MN-08-12143, координаты: 44°46.062' с.ш. 109°17.254' в.д.) (рис. 21а), 2) фаза накопления красных подушечных лав (обр. MN-08-12142, координаты: 44°46.043' с.ш. 109°17.215' в.д.) (рис. 21б) и 3) фаза внедрения рвущих тел – даек и некков, сложенных черными и серыми базальтами, часто с толстоплитчатой отдельностью (обр. MN– 08–12146, координаты: 44°49.789' с.ш. 109°27.234' в.д.) (рис. 21в).



мел (К,) мел (К,) четвертичные базальты отложения

**Рис. 20.** Распределение точек опробования Юго-Западного и Северо-Восточного вулканов поля Сайхандулаан на космоснимке (*a*) и на геологической схеме (*б*).

**Fig. 20.** Distribution of sampling points of the South-West and North-East volcanoes of the Saikhandulaan field on a space image (a) and on a geological map ( $\delta$ ).



**Рис. 21.** Фрагменты обнажений вулканов поля Сайхандулаан: a – лавовый поток первой фазы извержений;  $\delta$  – красные подушечные лавы второй фазы извержений; e – базальты с вертикальной плитчатой отдельностью третьей фазы извержений; e – выход красноцветной коры выветривания в седловине между лавовыми останцами;  $\partial$  – крупный план коры выветривания; e – 3 – отложения, подстилающие лавы: e – алевролитовые слои; 3 – конгломераты.

**Fig. 21.** Fragments of outcrops of the Saikhandulaan volcanic field: a - lava flow of the first phase of eruptions;  $\delta$  – red pillow lavas of the second phase of eruptions; e – basalts with vertical slab-like jointing of the third phase of eruptions; e – outcrop of red weathering crust in a saddle between lava remnants;  $\partial$  – close-up of weathering crust; e-3 – sediments underlying lavas: e – aleurolite layers; 3 – conglomerates.

Лавы вулканического поля Сайхандулаан находятся выше стратифицированных осадочных отложений и наклонены к югу. Рельеф, погребенный лавами, неровный. Вскрытие контакта тонкообломочных отложений с вышележащими базальтами выявило два прослоя, залегающих между красноцветными отложениями и базальтами первой фазы извержений: нижний прослой, мощностью 20 см – почва серая с рыжими включениями, верхний, мощностью 25 см – почва, фиолетовая до серой. Таким образом, кроме ярко-красной коры выветривания (рис. 21г,д), под лавами обнажаются фиолетовый и зеленовато-серый слои, ниже которых идут красноцветные отложения (рис. 21е). Гипсометрически ниже обнажаются зеленовато-серые и бордовые конгломераты (рис. 21ж,3).

Останцы нижнемеловых вулканических пород были включены в опробование на пограничных территориях позднекайнозойского Даригангского вулканического поля. Вблизи его западной окраины переход выражен в смене тонкозернистых (афанитовых) пород, характерных для позднего кайнозоя (содержание MgO более 7 мас.%), хорошо раскристаллизованными долеритовыми базальтами, характерными для мела (содержание MgO 3–5 мас.%).

# Результаты К–Аг датирования вулканических и субвулканических пород

Вулканические породы датировались К– Аг методом по методике (Рассказов и др., 2000). Радиогенный аргон измерялся на массспектрометре МИ-1201, перестроенном на 2 канала, с одновременным измерением масс <sup>40</sup>Аг и <sup>36</sup>Аг при плавлении дробленого базальтового материала (фракция 0.5–3.0 мм) в реакторе. Калий определялся методом пламенной фотометрии в трех аликвотах истертой пробы.

По результатам К–Аг-датирования возраст пород Даригангского вулканического поля оценивался интервалами последних 21 млн лет (Салтыковский, Геншафт, 1985; Агеева и др., 1988; Геншафт, Салтыковский, 1990; Геншафт и др., 1990) и последних 14 млн лет (Кононова и др., 1988). С учетом дополнительного К–Аг датирования (табл. 1) принимается последний возрастной интервал вулканизма. Местоположение образцов с более древними датировками (Агеева и др., 1988, Геншафт, Салтыковский, 1990) точно не известно. Эти датировки нуждаются в подтверждении новыми определениями.

Таблица 1

#### Результаты K-Ar датирования вулканических пород

Table 1

| Образец (вулкан) | Порода   | Координаты  |              | К,   | $^{40}\text{Ar}_{p.}\times$ | Возд.  | Возраст,       |
|------------------|----------|-------------|--------------|------|-----------------------------|--------|----------------|
|                  | (группа) | С.ш.        | В.д.         | мас. | 10 <sup>-5</sup> ,          | Ar, %  | млн лет        |
|                  |          |             |              | %    | нмм <sup>3</sup> /          |        | (±1o)          |
|                  |          |             |              |      | Γ                           |        |                |
| 2259 (Баян-Ца-   | TB       | H.o.        | H.o.         | 1 3/ | 72                          | 74; 78 | *13.8±0.6      |
| ган)             | 1 D      |             |              | 1.54 | 12                          |        |                |
| MN-09-1437       | BSN(III) | 45° 27.412' | 114° 43.487' |      |                             |        |                |
| (Сэнджитийн-     |          |             |              |      |                             |        |                |
| Ундэр)           |          |             |              | 1.06 | 43                          | 98.1   | $10.4{\pm}1.0$ |
| MN-09-1583       | T(II)    | 45° 37.506' | 113° 53.826' |      |                             |        |                |
| (Бусу-Ула)       |          |             |              | 1.00 | 37                          | 98.4   | 9.5±0.9        |
| MN-09-1444       | T(III)   | 45° 27.016' | 114° 43.005' | 1.83 | 50.9                        | 97.7   | 7.1±1.5        |
| MN-09-1420       | TP(III)  | 150 12 8701 | 11/0 27 087  |      |                             |        |                |
| (Сулхар)         | ID(III)  | 45 42.079   | 114 37.007   | 1.53 | 40                          | 95.9   | 6.7±0.7        |

**Results of K–Ar dating of volcanic rocks** 

| MN-09-1549      | T(III)   | 45° 24.357'  | 114° 04.645'  | 1.60 | 42   | 97.0   | 6.7±1.0         |
|-----------------|----------|--------------|---------------|------|------|--------|-----------------|
| MN-09-1571      | T(III)   | 45° 30.307'  | 113° 28.999'  | 2.06 | 52   | 98.5   | 6.5±0.6         |
| MN-09-1569      | TB(III)  | 45° 28.483'  | 113° 36.652'  | 1.78 | 43.5 | 97.8   | 6.3±1.3         |
| MN-09-1499      | BSN(III) | 45° 19.210'  | 114° 15.606'  | 1.98 | 42.5 | 97.3   | 5.5±1.0         |
| MN-09-1553      | T(I)     | 45° 25.796'  | 113° 48.797'  |      |      |        |                 |
| (Дун-Нарт-Ула)  |          |              |               | 2.12 | 44   | 96.4   | 5.3±0.7         |
| 2274 (Асхатэ)   | TB       | H.o.         | Н.о.          | 1.71 | 32   | 53; 55 | *4.8±0.2        |
| 2268 (Асхатэ)   | TB       | H.o.         | H.o.          | 1.11 | 18.6 | 29; 30 | *4.3±0.3        |
| 2257 (Баян-     | TB       | H.o.         | H.o.          | 0.98 | 14.5 | 57; 62 | *3.8±0.2        |
| Цаган)          | ID       |              |               | 0.70 | 14.5 |        |                 |
| MN-09-1559      | TB(III)  | 45° 28.771'  | 113° 39.325'  | 1.60 | 21   | 97.7   | 3.4±0.6         |
| MN-09-1423      | TB(III)  | 45° 40 132'  | 1140 11 922'  |      |      |        |                 |
| (Сулхар)        |          | 45 40.152    | 114 44.922    | 1.46 | 17   | 96.3   | 3.0±0.3         |
| 2200 (Ундур     | TB       | H.o.         | H.o.          | 1 49 | 93   | 25; 30 | *1.6±0.1        |
| Хурэт)          | 1D       |              |               | 1.47 | 7.5  |        |                 |
| MN-08-12106     | т        | 45° 28 522'  | 110° 35 359'  | 2 79 | 550  | 81     | $60\pm 2.6$     |
| (Алтан-Ширэ)    | 1        | 45 20.522    | 110 55.557    | 2.17 | 550  |        |                 |
| MN-08-12189     | в        | 44° 51 607'  | 107° 40 826'  | 1.08 | 204  | 80     | 57.8±2.4        |
| (Ундэршил)      | В        | ++ 51.007    | 107 40.020    | 1.00 | 204  |        |                 |
| MN-08-12191     | тв       | 44° 52 142'  | 107° 40 758'  | 1 95 | 284  | 91     | $44.6 \pm 4.4$  |
| (Ундэршил)      |          |              | 107 107700    | 1.70 |      | ~ ~    | 72 0 4 2        |
| MN-08-1266 (юг  | Т        | 45° 22.803'  | 106° 38.157'  | 2.43 | 420  | 85     | 52.8±4.2        |
| Мандалгоби)     | -        |              | 100 001107    |      | .=0  | 07     | <b>51 C A C</b> |
| MN-08-1258 (юг  | ТВ       | 45° 23.510'  | 106° 38.703'  | 1.95 | 140  | 87     | 51.6±4.6        |
| Мандалгоби)     |          |              | 100 000000    | 1.70 | 1.0  | 07     | 46.4+2.0        |
| MN-08-1753 (юг  | ъ        | 450 00 05 41 | 10.00 00 0101 | 0.05 | 174  | 85     | $46.4 \pm 3.0$  |
| Мандалгоби,     | В        | 45° 22.354'  | 106° 38.013   | 0.95 | 174  |        |                 |
| Лог-Ула)        |          |              |               |      |      | 0.4    | <u> </u>        |
| MN-08-1350A     | D        | 150 12 (0()  | 1000 25 5501  | 0.71 | 122  | 94     | 5/±4            |
| (север Мандал-  | В        | 45° 43.606'  | 106° 35.550'  | 0.71 | 132  |        |                 |
| ГООИ)           |          |              |               |      |      |        | 12.12           |
| MN-08-1360 (ce- | В        | 45° 48.326'  | 106° 24.515'  | 1.10 | 180  | 90     | $42\pm3$        |
| вер Мандалгоои) |          |              |               |      |      | 01     | 00+5            |
| MN-08-1354 (ce- | В        | 45° 50.598'  | 106° 33.224'  | 1.05 | 305  | 91     | 88±5            |
| вер Мандалгоби) |          |              |               |      |      | 4.5    | 10614           |
| MN-08-12125     | TPX      | 44° 19.328'  | 111° 21.882'  | 3.27 | 1660 | 45     | 126±4           |
| (Эрдэнэ)        |          |              |               |      |      |        |                 |

Астериском (\*) помечены данные (Кононова и др., 1988). Для расчета возраста использовались константы:  $\lambda_{K} = 0.581 \times 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>;  $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>; <sup>40</sup>K = 0.01167 ат. % К. Сокращения: BSN – базанит, Т – тефрит, ТВ – трахибазальт, В – базальт, ТРХ – трахит. Н.о. – координаты не обозначались.

На вулканических полях Средней Гоби получен палеоцен-среднезоценовый интервал К-Аг датировок 60-43 млн лет (Агеева и др., 1988; Геншафт и др., 1990; Геншафт, Салтыковский, 1990; Рассказов и др., 2012). Из четырех K-Ar датировок пород Средней Гоби (Ярмолюк и др., 2019), две (51±2 млн лет и 47.5±2.5 млн лет) попадают в палеоценсреднезоценовый вулканический интервал. Две другие обозначают позднемеловой возраст. Одна из них (87±2.5 млн лет) характеризует субвулканическое тело южной части Ундэршилского поля (т.н. 12216 на рис. 6), другая (82.5±2.5 млн лет) – лавовый покров, расположенный юго-восточнее Мандалгоби (рис. 13).

Результаты К–Аг датирования образцов авторов, приведенные в табл. 1 укладываются

в этот интервал. Впервые приводится датировка 60±2.6 млн лет для вулканических пород поля Алтан-Ширэ. Эта датировка обозначает верхний предел палеоцен-среднезоценового вулканического интервала. Близкие датировки 57.8±2.4 млн лет и 57±4 млн лет получаются для пород Ундэршилского и Мандалгобийского (южного фрагмента) помолодые датировки лей. Сравнительно 44.6±4.4 млн лет и 42±3 млн лет воспроизводятся для пород Ундэршилского и Мандалгобийского (северный фрагмент) полей. Интересно, что эти датировки пространственно ассоциируются позднемеловыми с датировками 87 и 82 млн лет (Ярмолюк и др., 2019), дополненными в табл. 1 новой датировкой 88±5 млн лет для северного фрагмента Мандалгобийского поля.

#### Обсуждение

# Возрастные рамки вулканических интервалов

Вулканизм Дариганги обозначает позднекайнозойские процессы последних 15 млн лет в зоне Дачи. Вулканический этап поля Дариганги представляет собой единую последовательность событий на ЮЮЗ фланге Японско-Байкальского геодинамического коридора (Рассказов и др., 2024а; Rasskazov et al., 2024b).

Мел-палеогеновый вулканизм Средней Гоби, датированный интервалами 88-82 и 60-42 млн лет, существенно оторван во времени от позднекайнозойского вулканического интервала. Позднемеловой вулканический покров, обнаженный вблизи Мандалгоби, испытал весьма сильное выветривание. Он находился на земной поверхности во время климатического оптимума, проявившегося на Земле 60-55 млн лет назад. Малая степень выветривания других базальтовых тел на вулканических полях Средней Гоби может быть следствием того, что они либо не были экспонированы на земной поверхности во время климатического оптимума и представляют собой обнаженные позже (не затронутые палеоценовым выветриванием) субвулканические тела, либо они образовались позже 55 млн лет назад. Основанием для

гипотезы об эффективности эрозионного варианта экспонирования базальтовых тел являются наблюдения, выполненные в юго-восточном фрагменте Мандалгобийского поля (Чувашова, Ершов, 2009). Для пост-эрозионного вулкана Лог-Ула этой территории (рис. 8 и 12) получена К–Аг датировка 46.2±5 млн лет, которая соответствует окончанию палеоцен–среднеэоценового вулканического интервала. Лавами этого вулкана запечатлен рельеф эродированного поднятия с обнажившимися корнями более древних вулканов.

К–Аг датировки группируются в интервалах 88-82 и 60-42 млн лет (рис. 22). Большинство датированных образцов имеет низко-К состав (К=0.5-1.25 мас.%). В четырех датированных образцах определяется умеренная концентрация калия (K=1.5-2.5 мас.%). В этой группе пород концентрация калия снижается от 2.79 мас.% в тефрите MN-08-12106 (Алтан-Ширэ) до 1.95 мас.% в трахибазальте MN-08-12191 (Ундэршил). Для того чтобы аргументированно разделить начальный и конечный эпизоды мел-палеогенового вулканизма на самостоятельные позднемеловую и палеоцен-среднезоценовую фазы, нужен дополнительный анализ геохимических данных, который должен показать имеется ли возрастная смена состава вулканических пород и их источников.



**Рис. 22.** Временные вариации концентрации калия в датированных образцах мел-палеогеновых вулканических и субвулканических пород Средней Гоби. Данные из работ (Агеева и др., 1988; Ярмолюк и др., 2019) и табл. 1.

**Fig. 22.** Temporal variations in potassium concentration in dated samples of Cretaceous-Paleogene volcanic and subvolcanic rocks from Middle Gobi. Data are from (Ageeva et al., 1988; Yarmolyuk et al., 2019) and from Table 1.

В делении юрско-меловых вулканических полей на возрастные группы проявляются разные подходы. Как правило, они выстраиваются в масштабе всей территории Монголии. Иногда учитываются данные о возрасте вулканических пород сопредельных территорий. Так, в работах (Ярмолюк и др., 2020; Кузнецов и др., 2022) среди юрско-меловых вулканических толщ Восточно-Монгольского пояса различаются возрастные группы с различным составом вулканических пород: 1) позднеюрская (165–150 млн лет), представленная, главным образом, породами шошонит-латитовой ассоциации; 2) раннемеловая (135-99 млн лет), которая объединяет породы цаганцабской серии, и 3) конца раннегоначала позднего мела (105-94 млн лет). Основная вулканическая активность относится к интервалу от 135 до 105 млн лет назад. Делается вывод о том, что породы раннемелового этапа (135-99 млн лет назад), формирующие покровный вулканический комплекс территории, имеют преимущественно щелочно-базальтоидный состав и что крупные излияния лав основного состава первой половины раннего мела завершаются проявлениями кислого вулканизма. Со второй половины раннего мела в пределах Восточно-Монгольской области определяются только лавы основного состава. Затем выделяются проявления щелочных базальтоидов, которые начинают преобладать с конца раннего мела и в позднем мелу. Породы среднемелового этапа (104-94 млн лет назад) характеризуются щелочными базальтоидами экструзивного комплекса, представленными на се-Восточно-Монгольской веро-востоке области вулканическим полем Улдза-гол.

В статьях (Bars et al., 2017, 2018) полученные авторами К–Аг датировки с учетом прежних результатов датирования позднемезозойского вулканизма Восточной Монголии перекрывают интервал от 155 до 99 млн лет назад (поздняя юра – ранний мел). В статье тех же авторов (Togtokh et al., 2019) на территории Монголии в общем различается вулканизм позднего мезозоя (интервал 114–90 млн лет назад) и раннего кайнозоя (50–40 млн лет назад). Другими авторами (Papadopoulou et al., 2024) выстраивается ряд вулканических пород, начинающийся от 180 млн лет назад. Юрско-меловой магматизм на юге Большого Хингана (Китай), Восточной Монголии и Южного Забайкалья России подразделяется на интервалы поздней юры (163–150 млн лет назад) и раннего мела (140–120 млн лет назад) (Han et al., 2020).

Общая эволюция юрско-меловых событий трактуется неоднозначно и требует конкретных обоснований. Пока не ясно каким образом в юрско-меловые подразделения, принятые разными авторами, могут вписаться трахиты Эрдэнэ, для которых получена нижнемеловая К–Аг датировка 126 ± 4 млн лет (табл. 1).

## Корреляции

Позднекайнозойский вулканизм Дариганги, синхронный с вулканизмом Витимского и Удоканского вулканических полей (Рассказов и др., 2024а), оторван во времени от мел-палеогенового вулканизма Средней Гоби и обозначает прогрессирующую эволюцию глубинных процессов новейшего геодинамического этапа, зачавшегося около 90 млн лет назад (Рассказов, Чувашова, 2013).

К–Аг датировки 87±2.5 млн лет, 82.5±2.5 и 88±7 млн лет для базальтов Ундэршилского и Мандалгобийского полей Средней Гоби (Ярмолюк и др., 2019; настоящая работа), наряду с интервалом датировок 60–42 млн лет дает возможность рассматривать мел-палеогеновый вулканизм этой территории в целом как синхронный с вулканизмом Южной Гоби, хотя, судя по небольшой доле древних датировок в их общем количестве, меловые породы Средней Гоби в целом уступают распространенности палеогеновым породам.

Структурная перестройка около 90 млн лет назад имеет региональное и глобальное значение как отправной рубеж новейшего геодинамического этапа (Рассказов, Чувашова, 2013). В это время был определен сбой в орбитальном вращении Земли по великим циклам эксцентриситета, произошедший около 86 млн лет назад (Ма et al., 2017). Среднегобийский вулканический эпизод 88–82 млн лет назад соответствует этому орбитальному событию, запустившему в геологической эволюции Земли процессы новейшего геодинамического этапа.

Среднеэоценовая структурная перестройка также играет важную роль и имеет как региональное, так и глобальное значение (Рассказов и др., 2012). В Южной Гоби до этой перестройки вулканизм распространяется от Даланзадгад-Улан-Цаб-Худукской зоны Южной Гоби в Среднегобийскую зону и далее до поля Алтан-Ширэ, после нее вулканизм проявляется вдоль Хурмэн-Ноён-Долиноозерской зоны с дальнейшим переходом на Хангайский орген (рис. 1). Гипотеза об эрозионном среднеэоценовом экспонировании корневых частей вулканов Средней Гоби (Чувашова, Ершов, 2009) предполагает завершение вулканизма этой территории приблизительно в одно время с активизацией восходящих движений коры в середине эоцена.

С одной стороны, около 50 млн лет назад начинает проявляться эффект «экструзивного» движения тектонических блоков Азии, вызванный Индо-Азиатской коллизией. В синкинематических гнейсах пояса Айляо-Шан Ред Ривер на юге Китая определяется тектоническая подвижка Rb-Sr датировкой по мусковиту и биотиту около 52.6±1.1 млн лет назад (Zhang, Schärer, 1999). На восточной границе Индийского индентера, по восточному краю террейна Шан-Тхай (Shan-Thai), расположенному южнее восточного синтаксиса Гималаев, происходят сдвиговые движения 47-43 млн лет назад, определенные датированием цирконовых оболочек в ортогнейсах из ультраметаморфического пояса Могок (Barley et al., 2003). Послетанетские события на восточной и южной окраинах Азии проявляются преимущественно в интервале 46-44 млн лет назад (Rasskazov et al., 2004). В провинции Кьянгтанг (Тибет), наряду с вулканическим импульсом около 60 млн лет назад, проявляется импульс 44 млн лет назад (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировка) (Deng, 1997). Оба вулканических эпизода проявляются на территории к северо-западу от Тибета. Около 49 млн лет назад начинаются левосторонние сдвиговые движения по разлому Алтын-Таг, продолжающиеся до сих пор (Yin et al., 2002).

С другой стороны, около 56 млн лет назад началось открытие Евразийского бассейна, продолжающееся до настоящего времени (Nikishin et al., 2017). Радиоизотопными датировками в Восточной Азии обозначен вулканический интервал 46-44 млн лет назад. Например, в Южной Корее К-Аг методом получена датировка базальтовой дайки 46 млн лет (Pouclet et al., 1995). Для дацитовой экструзии горы Школьная нарвского комплекса Юго-Западного Приморья измерен Rb-Srизохронный возраст 46.2±0.5 млн лет по амфиболу, плагиоклазу и основной массе (Рассказов и др., 2003, 2004). Позже, на этой территории и в сопредельных районах Тихого океана намечается амагматичный интервал 43-38 млн лет назад (Deschamps, Lallemand, 2002; Rasskazov, Taniguchi, 2006) с включением последующих вулканических событий на материковой окраине в интервале 38-22 млн лет назад (Рассказов и др., 2003, 2004).

На территории Забайкалья юрско-меловой вулканизм с дифференцированными составами лав сменяется мел-палеогеновым, базальтовым вулканизмом (Рассказов, 1993). Такой характер временных изменений состава вулканических пород служит на территории Азии показателем последовательной смены обстановки, предшествующей вхождению в новейший геодинамический этап и начальных событий новейшего геодинамического этапа.

#### Заключение

Вдоль профиля Мандалгоби – Дариганга охарактеризованы вулканические поля: позднекайнозойское Даригангское на восточном окончании профиля, мел-палеогеновые среднегобийские – его западного окончания и юрско-меловые – вдоль всей его протяженности. Выделена особая роль вулканизма Средней Гоби, первичное вступление которого 88–82 млн лет назад соответствует началу новейшего геодинамического этапа, а заключительный эпизод 60–42 млн лет назад совпадает со структурной перестройкой, имеющей как глобальное значение, так и вулканические и тектонические отклики в разных регионах Азии.

Предшествующий юрско-меловой вулканизм в Юго-Восточной Монголии отличается от мел-палеогенового вулканизма наличием в продуктах извержений пород дифференцированного состава, а последующий позднекайнозойский вулканизм территории – наличием особых щелочнобазальтоидных продуктов извержений, не характерных для мела и палеогена. Рассмотрению этой смены будут посвящены две последующие статьи с выходом на глубинную геодинамику территории.

#### Благодарности

Методические подходы к анализу вулканизма в Азии были разработаны в ходе реализации проекта Института земной коры СО РАН «Современная геодинамика, механизмы разрушения литосферы и опасные геологичепроцессы в Центральной ские Азии». (ФВЭФ-2021-0009) и геологического факультета ИГУ «Изучение процессов мантийно-корового взаимодействия и формирования месторождений полезных ископаемых». Авблагодарят C. Дэмбэрэла торы за организацию полевых исследований вулканов Юго-Восточной Монголии. Измерение радиогенного <sup>40</sup>Ar в пробах вулканических пород проводилось в 2008-2010 гг. С.Б. и С.С. Брандтами, концентрация калия измерялась М.М. Самойленко.

#### Литература

Агеева Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Новые данные об абсолютном возрасте кайнозойских базальтов Монголии // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 166–168.

Влодавец В.И. Даригангская вулканическая область // ДАН СССР. 1950. Т. 72, № 5. С. 933–935.

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // М.: Наука, 1990. 71 с.

Геншафт Ю.С., Клименко Г.В., Салтыковский А.Я., Агеева Л.И. Новые данные о составе и возрасте кайнозойских вулканитов Монголии // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311, № 2. С. 420–424

Карта геологических формаций Монгольской народной республики. Масштаб 1:1500000. Главный редактор А.Л. Яншин. Совместная советско-монгольская научно-исследовательская экспедиция, 1989.

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Аракелянц М.М., Андреева Е.Д., Первов

В.А. Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.

Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Палеомагнитные исследования в Даригангском вулканическом районе Юго-Восточной Монголии / Палеомагнитный анализ в изучении четвертичных отложений и вулканических пород. М.: Наука, 1973. С. 88–96.

Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30, № 5. С. 457–479.

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии / Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии / Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 21–35.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Бокарева А.А. Геохимическая характеристика источника пород вулкана

Дзотол на Юго-Востоке Монголии: финальная генерация расплавов позднего кайнозоя в зоне транстенсии на границе литосферы–астеносферы // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 2. С. 91–131. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.91

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Эволюция кайнозойского вулканизма и его источники в зоне Дариганга-Чифэн (Дачи): вовлечение в тектоническую активизацию киля Северо-Китайского кратона и глубокой мантии под сопредельными геологическими структурами // Геология и окружающая среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 79–104. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.79

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 42. М.: Наука, 1985. 135 с.

Сырнев И.П., Малаева Е.М., Крамаренко Г.С., Лефлат О.Н. К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке МНР в среднем плейстоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1986. № 55. С. 35–44.

Чувашова И.С., Ершов К.В. Раннекайнозойский магматизм Центральной Монголии: структурный контроль и геодинамические условия проявления // Строение литосферы и геодинамика. Мат-лы XXIII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2009. С. 202–203.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Современные сейсмотектонические деформации на вулканическом плато Асхатэ и их роль в структуре вулканического поля Дариганга, Юго-Восточная Монголия // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 2. С. 60–74. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.60

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь Сунь. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавные аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения–взаимодействия литосферных плит // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 45– 80. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0232.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, ЮгоВосточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 4. С. 385–407. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 563–590.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Поздние стадии развития позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области: возраст и состав вулканических пород // Докл. АН. 2019. Т. 487. С. 283–288. DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-56524873283-288

Barley M.E., Pickard A.L., Khin Z. et al. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar // Tectonics. 2003. V. 22. P. 1019. doi: 10.1029/ 2002TC001398.

Bars A., Miao L.C., Fochin Z., Baatar M., Anaad C., Togtokh K. Petrogenesis and tectonic implication of the late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geological Journal. 2017. Vol. 53. P. 2449–2470. doi:10.1002/gj.3080

Bars A., Togtokh K., Miao L., Fochin Z., Baatar M., Anaad C. Geochemistry, geochronology, and tectonic setting of the Cretaceous volcanic rocks in East Mongolia // Journal of Geological Issues. 2018. Vol. 494, No. 16. P. 46–75.

Deng W. Cenozoic volcanism and lithosphere tectonic evolution in the northern Tibetan plateau // Proc. 30th International Geological Congress. Pt 15. Beijing, 1997. P. 3-12.

Deschamps A., Lallemand S. The West Philippine basin: an Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2322. doi: 10.1029/2001JB001706.

Geological map of Mongolia scale 1:1000000 (Ed. O. Tomurtogoo). 1999.

Han S-J., Wang X., Wang X., Wang Y., Zhang Y. Geochronology and geochemistry of late Jurassic– Early Cretaceous volcanic rocks in the southern Great Xing'an range, NE China: constraints for late Mesozoic tectono-magmatic evolution // International Geology Review. 2020. DOI: 10.1080/00206814.2020.1768442 Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 1. P. 11–43. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0231.

Papadopoulou M., Barry T.L., Dash B., Halton A.M., Sherlock S.C., Hunt A.C. Evidence for longlived (>100 Myr) continental intraplate volcanism: Mongolia since the last ocean closure // Gondwana Research. 2024. Vol. 133. P. 30–59. https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.04.009

Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. Cetaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin / Ed. J.L. Smellie // Volcanism associated with extension at consuming plate margins: Geol. Soc. Spec. Publ. N 81. 1995. P. 169–191.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. P. 733–752. Doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009.

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and agemodified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024b. doi: https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295

Togtokh K., Bars A., Miao L., Munkhtsengel B., Anaad C. Geochemical comparison of late Mesozoic and early Cenozoic volcanic rocks in South Mongolia: Implications for petrogenesis and geodynamic evolution // Mongolian Geoscientist. Vol. 49. 2019. P. 3–21. https://doi.org/10.5564/mgs.v0i49.1223

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the

continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. Vol. 138. P. 263–278.

Yin A., Rumelhart P.E., Butler R. et al. Tectonic history of the Altyn Tag fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 1257–1295.

Zhang L.-S., Schärer U. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China // Contribs. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 67–85.

#### References

Ageeva L.I., Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. New data on absolute ages of Cenozoic basalts in Mongolia // Doklady Akademii Nauk USSR. 1988. Vol. 300, No. 1. P. 166–168.

Barley M.E., Pickard A.L., Khin Z. et al. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar // Tectonics. 2003. V. 22. P. 1019. doi: 10.1029/ 2002TC001398.

Bars A., Miao L.C., Fochin Z., Baatar M., Anaad C., Togtokh K. Petrogenesis and tectonic implication of the late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geological Journal. 2017. Vol. 53. P. 2449–2470. doi:10.1002/gj.3080

Bars A., Togtokh K., Miao L., Fochin Z., Baatar M., Anaad C. Geochemistry, geochronology, and tectonic setting of the Cretaceous volcanic rocks in East Mongolia // Journal of Geological Issues. 2018. Vol. 494, No. 16. P. 46–75.

Chuvashova I.S., Ershov K.V. Early Cenozoic magmatism of Central Mongolia: structural control and geodynamic conditions of displaying // XXIII All-Russian Youth Conference "Structure of the Lithosphere and Geodynamics". Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, April 21–26, 2009.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. Modern seismotectonic deformations on the Ashate volcanic plateau and their role in the structure of the Dariganga volcanic field, Southeastern Mongolia // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 2. P. 60–74. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.60

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Sun Yi-min The latest geodynamics in Central Asia: primary and secondary mantle melting anomalies in the context of orogenesis, rifting, and lithospheric plate motions and interactions // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 1. P. 45–80. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0232. Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A. High-magnesium lavas of the Dariganga volcanic field, South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenospheric-lithospheric boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Vol. 4. P. 385–407. https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081

Deng W. Cenozoic volcanism and lithosphere tectonic evolution in the northern Tibetan plateau // Proc. 30th International Geological Congress. Pt 15. Beijing, 1997. P. 3-12.

Deschamps A., Lallemand S. The West Philippine basin: an Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2322. doi: 10.1029/2001JB001706.

Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. The catalogue of inclusions of deep-seated rocks and minerals in Mongolian basalts. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 46. Moscow, Nauka, 1990. 71 p.

Genshaft Yu.S., Klimenko G.V., Saltykovsky A.Ya. Ageeva L.I. New data on the composition and age of Cenozoic volcanics in Mongolia // Doklady Akademii Nauk USSR. 1990. Vol. 311, No 2. P. 420–424.

Geological map of Mongolia scale 1:1000000 (Ed. O. Tomurtogoo). 1999.

Han S-J., Wang X., Wang X., Wang Y., Zhang Y. Geochronology and geochemistry of late Jurassic– Early Cretaceous volcanic rocks in the southern Great Xing'an range, NE China: constraints for late Mesozoic tectono-magmatic evolution // International Geology Review. 2020. DOI: 10.1080/00206814.2020.1768442

Kononova V.A., Ivanenko V.V., Karpenko M.I. New data on the K–Ar ages of Cenozoic continental basalts of the Baikal Rift System // Doklady Akademii Nauk USSR. 1988. Vol. 303, No. 2. P. 454–457.

Korina N.A., Pevzner M.A., Chichagov V.P. Paleomagnetic studies in the Dariganga volcanic region in Southeast Mongolia / Paleomagnetic analysis in study of Quaternary deposits and volcanic rocks. M.: Nauka, 1973. P. 88–96.

Kuznetsov M.V., Savatenkov V.M., Shpakovich L.V., Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M. Evolution of sources of magmatism in the East Mongolian volcanic region: according to geochemical and Sr-Nd-Pb isotope studies // Petrology. 2022. Vol. 30, No. 5. P. 457–479.

Ma C., Meyers S.R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. 2017. Vol. 542. P. 448–470. doi:10.1038/nature21402

Map of geological formations of the Mongolian People's Republic. Scale 1:1500000. Chief editor A.L. Yanshin. Joint Soviet-Mongolian scientific research expedition, 1989.

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia / Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11. M.: Nauka, 1975. 307 p.

Nagibina M.S., Shuvalov V.F., Martinson G.G. The main features of stratigraphy and the history of the development of the Mesozoic structures in Mongolia / The main problems of the geology of Mongolia. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 22. Moscow: Nauka, 1977. P. 76–91.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 1. P. 11–43. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0231.

Papadopoulou M., Barry T.L., Dash B., Halton A.M., Sherlock S.C., Hunt A.C. Evidence for longlived (>100 Myr) continental intraplate volcanism: Mongolia since the last ocean closure // Gondwana Research. 2024. Vol. 133. P. 30–59. https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.04.009

Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. Cetaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin / Ed. J.L. Smellie // Volcanism associated with extension at consuming plate margins: Geol. Soc. Spec. Publ. N 81. 1995. P. 169–191.

Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: Nauka Siberian Publishing Company, 1993. 288 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Global and regional expressions of the latest geodynamic stage // Bulletin of Mosk. soc. of naturalists. Geol. 2013. T. 88, Nº 4. C. 21–35.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. P. 733–752. Doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009. Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000. 288 p.

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic–sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Academic Publishing House "GEO", Novosibirsk, 2012. 351 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Bokareva A.A. Geochemical signatures of the source for rocks from the Dzotol volcano in the southeast of Mongolia: the final generation of late Cenozoic melts in the transtension zone at the lithosphere-asthenosphere boundary // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 2. P. 91–131. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.91

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Evolution of Cenozoic volcanism and its sources in the Dariganga-Chifeng (Dachi) zone: involvement in tectonic reactivation of the keel of the North China Craton and the deep mantle beneath adjacent geological structures // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 79–104. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.79

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and agemodified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024b. doi: https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Maslovskaya M.N., Fefilov N.N., Brandt S.B., Brandt I.S., Kovalenko S.V., Martynov Yu.A., Popov V.K. Middle-Late Cenozoic magmatism of the continental margin of the Sea of Japan basin: pulsar melting of the mantle and crust of Southwestern Primorye // Pacific Geology. 2004. Vol. 23, No. 6. P. 3–31. Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Cenozoic geodynamics of volcanism of the South-East Mongolia. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 42. Moscow, Nauka, 1985. 135 p.

Syrnev I.P., Malaeva E.M., Kramarenko G.S., Leflat O.N. On the paleogeography of the Tamtsag Depression in the east of the Mongolian People's Republic in the Middle Pleistocene // Bulletin of the commission for the study of the Quaternary period. 1986. No. 55. P. 35–44.

Togtokh K., Bars A., Miao L., Munkhtsengel B., Anaad C. Geochemical comparison of late Mesozoic and early Cenozoic volcanic rocks in South Mongolia: Implications for petrogenesis and geodynamic evolution // Mongolian Geoscientist. Vol. 49. 2019. P. 3–21. https://doi.org/10.5564/mgs.v0i49.1223

Vlodavets V.I. Dariganga volcanic region // Doklady Earth Sci. 1950. Vol. 72, No. 5. S. 933–935.

Vlodavets V.I. On some features of Cenozoic volcanism in the Dariganga region of Mongolia // Problems of Geology of Asia. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. Vol. 2. P. 679–685.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. Vol. 138. P. 263–278.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M., Kudryashova E.A., Kuznetsov M.V. Late Mesozoic East Mongolian volcanic region: structure, magmatic associations, sources of magmatism // Petrology. 2020. Vol. 28, No. 6. P. 563–590.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. Late stages of development of the Late Mesozoic East Mongolian volcanic region: age and composition of volcanic rocks // Dokl. Academy of Sci. 2019. Vol. 487. P. 283–288. DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-56524873283-288

Yin A., Rumelhart P.E., Butler R. et al. Tectonic history of the Altyn Tag fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 1257–1295.

Zhang L.-S., Schärer U. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China // Contribs. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 67–85.

#### Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51-16-59, email: chuvashova@crust.irk.ru. Chuvashova Irina Sergeevna, candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Dynamic Geology chair, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51-16-59, email: chuvashova@crust.irk.ru.

#### Андреева Юлия Сергеевна,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, кафедра геологии нефти и газа, старший преподаватель, тел. 89086534398, электронная почта: afanasevaus@mail.ru. **Andreeva Yuliya Sergeevna,** 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Department of Oil and Gas Geology Irkutsk State University, Senior Lecturer, tel. 89086534398, email: afanasevaus@mail.ru.

## Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, тел.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru. Rasskazov Sergei Vasilievich, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru.

# Гидрогеология, инженерная геология

УДК 556.04(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.65

# Мониторинг урановых компонентов и Si – Na/Li температур в резервуаре подземных вод Аршана Тункинской долины в 2012– 2024 гг.: отслеживание парагенетических соотношений гидрогеохимических, сейсмических и вулканических процессов в Байкальской рифтовой системе

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Е.П. Чебыкин<sup>1,3</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, С.В. Снопков<sup>2,4</sup>, Йи минь Сунь<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>4</sup>Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

<sup>5</sup>Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, г. Харбин, Китай

Аннотация. В 2012–2024 гг. получены мониторинговые ряды отношения активностей  $^{234}$ U/ $^{238}$ U, концентрации U и Si – Na/Li температур в резервуаре подземных вод района курорта Аршан в Тункинской долине. С учетом опубликованных материалов и существующих представлений о генезисе подземных вод Тункинской долины предполагается, что вхождение урановых компонентов в них определяется растворением урана под влиянием газов – окислителей и восстановителей. Предполагается, что изотопное равновесие  $^{234}$ U –  $^{238}$ U в холодных углекислых минеральных водах может служить показателем воздействия на их глубинный резервуар окисленных флюидов, а нарушение равновесия – показателем смены воздействия окисленных флюидов восстановленными. Мониторинговые ряды данных используются для отслеживания парагенетических соотношений гидрогеохимических, сейсмических и вулканических процессов в Байкальской рифтовой системе.

**Ключевые слова**: Байкал, Тункинская долина, подземные воды, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, эффект Чердынцева–Чалова, землетрясения.

# Monitoring of Uranium Components and Si – Na/Li Temperatures in the Arshan Groundwater Reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing Paragenetic Relationships between Hydrogeochemical, Seismic, and Volcanic Processes in the Baikal Rift System

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, E.P. Chebykin<sup>1,3</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, A.M. Ilyasova<sup>1</sup>, S.V. Snopkov<sup>2,4</sup>, Yi-min Sun<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
<sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia
<sup>3</sup>Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia
<sup>4</sup>Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia
<sup>5</sup>Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China

**Abstract.** Monitoring series of the  ${}^{234}$ U/ ${}^{238}$ U activity ratio, concentrations of U, and Si – Na/Li temperatures in reservoir of groundwater from the Arshan sanatorium area in the Tunka Valley are obtained in 2012–2024.

With taking into account published materials and existing ideas on the groundwater genesis in the Tunka Valley, it is proposed that the entry of uranium components into groundwater is controlled by uranium dissolution under the influence of gases – oxidizers and reducers. It is augured that the isotopic equilibrium between <sup>234</sup>U and <sup>238</sup>U in cold carbon dioxide mineral waters can serve as an indicator of the impact of oxidized fluids on their deep reservoir, and the disruption of the equilibrium can serve as an indicator of the replacement of the affecting oxidized fluids by reduced ones. The monitoring data series are used to trace paragenetic relationship between hydrogeochemical, seismic, and volcanic processes in the Baikal Rift System.

*Keywords*: Baikal, Tunka Valley, groundwater, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, Cherdyntsev–Chalov effect, earthquakes.

#### Введение

Для выявления участков текущих деформаций в активных и потенциально активных разломах и разработки подходов к оценке угрозы землетрясений в Байкальской рифтовой системе (БРС), начиная с 2012 г., осуществляется гидрогеохимический мониторинг подземных вод Култукского. Мондинского, Большекотовского, Приольхонского, Максимихинского, Улан-Баторского, Ниловского и Аршанского полигонов. Определяются вариации урановых компонентов (отношения активностей <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U (ОА4/8), активности  $^{234}U$ (А4), концентрации U) И концентраций других химических элементов (таких как Si, Hg, Na, Li). Наиболее детальные работы проводятся на Култукском полигоне, имеющем опорное значение (Рассказов и др., 2015, 2018, 2024; Чебыкин и др., 2015; Rasskazov et al., 2020, 2024).

На Аршанском полигоне гидрогеохимический мониторинг осуществляется с июня 2012 г. За время мониторинга в центральной части БРС произошло несколько знаковых сейсмических событий, которые получили выразительные отклики в подземных водах Култукского и Мондинского полигонов (Рассказов и др., 2018; Rasskazov et al., 2020, 2024). Результаты мониторинга свидетельствуют о том, что одно из сильнейших событий БРС – Байкало-Хубсугульская активизация, начало которой обозначилось сильными землетрясениями 22 сентября 2020 г. – 12 января 2021 г.: Быстринским, Кударинским и Хубсугульским - сопровождалось предшествующими парагенетическими изменениями в резервуарах подземных вод, начавшимися в 2014–2015 гг. Изменения гидрогеохимических характеристик подземных вод, происходившие до 2015 г., связываются с сейсмической активизацией, Култукской обозначенной сильным Култукским землетрясением 27 августа 2008 г. Пос. Аршан находится в зоне Тункинского разлома, между озерными впадинами Байкальской и Хубсугульской, охваченными этой активизацией. Возникает вопрос характере 0

гидрогеохимических процессов в зоне разлома, сопутствующих подготовке сильных землетрясений, охвативших в 2020 г. всю территорию от Байкала до Хубсугула.

Гидрогеохимические характеристики подземных вод Байкальской системы впадин были представлены в многочисленных работах, частично во временной связи с землетрясениями (Пиннекер и др., 1968; Ломоносов, 1974; Пиннекер, 1984; Пиннекер, Ясько, 1980; Пиннекер и др., 1983, 1984, 1985а,б; 1989; Писарский, 1987; Павлов и др., 1995, 2018; Лаврушин и др., 1999; ). Уже при первом обследовании углекислых минеральных вод Аршана в конце 19-го столетия их происхождение связывалось, предположительно, с вулканизмом Тункинской впадины (Львов, Кропачев, 1909). За длительный период времени их изучения (Пиннекер и др., 1968; Кашина, 1971; Ломоносов, 1974; Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Лаврушин и др., 1999; Polyak, 2003; Кустов и др., 2002; Кустов, Сонголов, 2005; Павлов и др., 1995, 2018) почти в каждой работе констатировалась возможная связь минеральных вод с вулканизмом, который рассматривался в общем как некоторое фоновое явление. Конкретное обсуждение этой связи отсутствовало. Между тем, вулканизм распространен вдоль всей Тункинской долины, от Култукского вулкана на ее восточном окончании до вулкана Хулугайша – на западном. Почему же углекислые воды есть в районе Аршана, в пространственной связи с вулканизмом Тункинской впадины и Еловского отрога, но отсутствуют в других частях Тункинской долины?

Цель настоящей статьи – совместить анализ результатов мониторинга 2012–2024 гг. урановых компонентов и вариаций Si–Na/Li температур в резервуаре подземных вод на Аршанском полигоне с обсуждением происхождения гидрогеохимических эффектов, связанных с вулканизмом и сейсмичностью в БРС.

#### Геологические условия организации мониторинга

#### Тункинский разлом и Тункинская долина

Объект настоящих исследований – подземные воды Аршанского месторождения, которые находятся в зоне Тункинского разлома, ограничивающего с севера всю Тункинскую рифтовую долину. На востоке долина соединяется с рифтовой впадиной оз. Байкал и на западе – с Верхне-Окинским и Хубсугул-Дархатским рифтовыми сегментами (рис. 1).



**Рис. 1.** Основные структурные элементы Тункинской долины и местоположение станций гидрогеохимических исследований (Рассказов и др., 2014, 2018 с изменениями). 1 – главные разломы: a – рельефообразующий, принятый в качестве наиболее сейсмоопасного в рифтовой долине (Хромовских и др., 1975),  $\delta$  – шов между кристаллическим фундаментом Сибирской платформы и аккретированными террейнами; 2 – рифтовая впадина; 3 – вулканические породы: a – миоценовые лавы,  $\delta$  – плиоцен-четвертичные лавы,  $\epsilon$  – вулканы и некки; 4 – структурные секции рифтовой долины: a – прогрессирующего погружения и осадконакопления впадин,  $\delta$  – погружения и инверсионного поднятия; 5 – время вулканизма, млн лет назад;  $\epsilon$  – станции опробования подземных вод (номера станций): a – со значениями OA4/8 более 3.0 (аномалии: H – Ниловская, K – Култукская),  $\delta$  – в интервале от 2.0 до 3.0 (аномалии: M – Мондинская, T – Туранская, 3K – Зактуйская, CT – Северо-Торская),  $\epsilon$  – фоновыми значениями OA4/8 от 1 до 2; 7 – Мондинский (М), Ниловский (Н), Аршанский (А) и Култукский (К) полигоны. Механизмы сильных землетрясений показаны по данным (Delouis et al., 2002; HRVD – Harvard University; Середкина, Мельникова, 2014).

**Fig. 1.** The main structural elements of the Tunka Valley and location of hydroisotopic observation stations. Modified after (Rasskazov et al., 2014, 2018). *1* – main faults: *a* – relief-forming, suggested as the most seismically hazardous in the rift valley (Khromovskih et al., 1975),  $\delta$  – suture between the crystalline basement of the Siberian platform and accreted terranes; *2* – rift basin; *3* – volcanic rocks: *a* – Miocene lava,  $\delta$  – Pliocene-Quaternary lava, *e* – volcanoes and necks; *4* – structural sections of the rift valley: *a* – persistent subsidence and sedimentation in a basin,  $\delta$  – subsidence and inversion uplift; *5* – timing of volcanism, Ma;  $\delta$  – stations for sampling of groundwater (station numbers): *a* – *AR*4/8>3.0 (anomalies: H – Nilovka, K – Kultuk),  $\delta$  – 2.0<*AR*4/8<3.0 (anomalies: M – Mondy, T – Turan, 3K – Zaktuy, CT – North-Tory), *c* – background values 1<*AR*4/8<2; 7 – Mondy (M), Nilovka (H), Arshan (A), and Kultuk (K) polygons. Mechanisms of large earthquakes are shown after (Delouis et al., 2002; HRVD – Harvard University; Seredkina, Melnikova, 2014).

Долину образуют малые впадины (Быст- Хойтогольская и Мондинская), разделенные ринская, Торская, Туркинская, Туранская, структурными перемычками (отрогами)

(Флоренсов, 1960; Шерман и др., 1973; Логачев, 1974). По распределению кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в долине различаются три структурные секции: центральная (Тункинская), восточная (Еловско-Култукская) и западная (Ниловско-Мондинская). Центральной секции соответствует широкая (до 30 км) и глубокая (до 2.5 км) Тункинская рифтовая впадина. Две другие секции претерпевали инверсию тектонических движений. В этих секциях ширина долины сокращается с выклиниванием осадочных и вулканогенно-осадочных линз и смыканием ее бортов.

По осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям Тункинской впадины реконструируется продолжительная позднекайнозойская история этой структуры. В основании разреза южной части Тункинской впадины, в районе пос. Жемчуг, километровой скважиной были вскрыты олигоценовые отложения (Kashik, Mazilov, 1994). Основное наполнение впадины составляют более молодые миоцен-нижнеплиоценовые отложения угленосной танхойской свиты и красноцветные верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые

отложения аносовской свиты, перекрытые неоплейстоценовыми песками. На окончаниях долины размеры и мощность отложений впадин уменьшаются в связи с инверсией тектонических движений в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской секциях. В обеих инверсионных секциях долины отложения танхойской и аносовской свит подняты и фрагментарно обнажены.

Датирование вулканических пород в вершинном поясе гор и на междувпадинных перемычках показало разное время начала поднятия и эрозионного расчленения восточного и западного окончаний долины (Рассказов, 1993). Общее горячее растяжение долины имело место около 16–15 млн лет назад с последующим встречным стягиванием горячих процессов от ее восточного и западного окончаний к центральной Тункинской впадине при угасании сначала (около 7 млн лет назад) в восточной части Ниловско-Мондинской инверсионной секции, а затем (около 0.8 млн лет назад) – в западной части Еловско-Култукской. Судя по распределению разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ в рельефе южного борта долины и междувпадинных перемычек, дифференцированный характер движений проявился вдоль нее в течение всего позднего кайнозоя с максимальным контрастом в плиоцене и квартере.

#### Аномалии ОА4/8 подземных вод

В подземных водах Тункинской впадины определены аномально высокие значения ОА4/8 (от 2.0 до 3.7) в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской инверсионных секциях. В первой из них выделяются Култукская, Северо-Торская и Зактуйская аномалии *ОА*4/8, расположенные по периферии этой секции, во второй – внутренние Ниловская, Туранская и Мондинская аномалии. Мониторинг Култукской аномалии проводится на одноименном сейсмопрогностическом полигоне, мониторинг Ниловской, Туранской и Мондинской аномалий – также на одноименных полигонах (Рассказов и др., 2015, 2018; Чебыкин и др., 2015).

Култукская аномалия находится в зоне перехода от Еловско-Култукской инверсионной секции к Южно-Байкальской впадине. Максимальный эффект раскрытия трещин проявился здесь в тектонитах Главного Саянского разлома (ст. 27, скважина школы № 7. пос. Култук, максимальное значение *ОА*4/8=3.29) и в кратонном кристаллическом фундаменте, рассеченном Обручевским разломом (ст. 143, родник КБЖД, *ОА*4/8=3.67).

Северо-Торская аномалия расположена в сочленении Тункинского и Главного Саянского разломов. В ней определено значение *ОА*4/8=2.15 (родник ст. 121) при низкой концентрации урана (0.054 мкг/л). Измерение пробы воды из другого родника этой же территории (ст. 122) также дало повышенное значение *ОА*4/8 (1.93) при содержании урана на порядок выше (0.43 мкг/л).

Зактуйская аномалия пространственно соответствует сочленению Еловской междувпадинной перемычки с южным бортом Тункинской долины. В роднике ст. 59 получено значение *OA*4/8=2.11 и в 20-метровой скважине ст. 58 – значения 2.92 и 2.86.

В Мондинской аномалии высокое значение *OA*4/8=2.49 определено в единственной скважине, расположенной на восточной окраине села Монды (ст. Mon-D). Другие станции опробования подземных и поверхностных вод Мондинской впадины и территории западнее ее дали значения *OA*4/8, не превышающие 1.5.

Туранская аномалия протянулась субширотно вдоль Туранского разлома на расстояние 30 км: Шулайский Мус (ст. 97, *OA*4/8=2.38), Мойготы (ст. 129, *OA*4/8=1.91), Туран (ст. 53, *OA*4/8=2.20).

Ниловская аномалия представлена выходами термальных радоновых и холодных пресных вод в Ниловой Пустыни с высокими значениями *OA*4/8 ст. NP-1 (3.24), ст. NP-3 (2.68) и ст. NP-2 (2.28) при содержаниях U=1.74–2.90 мкг/л. Интересно, что радоновые воды р. Шумак (в 20 км севернее Ниловской аномалии) дают интервал низких отношений *OA*4/8 (1.16–1.26) при более высокой концентрации U (3.6–9.9 мкг/л).

## Новейшие структуры и сейсмичность

По результатам изучения тектонической трещиноватости и общего неотектонического анализа структуры предполагалось формирование Тункинской долины вдоль Байкало-Мондинского разлома в едином сдвиговом поле напряжений при СЗ–ЮВ положении оси растяжения и СВ–ЮЗ положении оси сжатия (Шерман, Леви 1977; Рязанов, 1978; Парфеевец, Саньков, 2006; Шерман и др., 2012). На рис. 1, однако, можно видеть изменение механизмов очагов землетрясений, которое противоречит гипотезе о едином сдвиговом движении вдоль Тункинской долины. Структура Тункинской долины разделяется на секции с разным характером новейших тектонических деформаций. Обращает на себя внимание прямо противоположное направление осей сжатия и растяжения, реконструированных для Зактуйского землетрясения 1995 г. и Хойтогольского землетрясения 2003 г. На территории между этими эпицентрами землетрясений, в Тункинской впадине, поле тектонических напряжений перестраивается. По очагам малых землетрясений здесь реконструируется различная ориентировка осей сжатия и растяжения (Мишарина, Солоненко, 1972, 1981).

Сбросовый механизм Зактуйского землетрясения 1995 г. подобен механизму Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. В обоих случаях реконструируются субгоризонтальные нодальные плоскости. Механизмы Култукского землетрясения 2008 г. и Быстринского землетрясения 2020 г. также имеют сходство между собой по СЗ простиранию общей нодальной плоскости, соответствующей Главному Саянскому разлому (рис. 2). Этот разлом, ограничивающий фундамент Сибирского палеоконтинента, проявляет себя в сочленении с Тункинским разломом в Северо-Торской аномалии ОА4/8 (рис. 1). Сочленение разломов было сейсмически активным в конце 19-го – начале 20-го столетия. Сильное землетрясение (М=6.4) произошло в пос. Аршан в 1814 г. (Мельникова и др., 2012). В целом, современные деформации коры в восточной части Тункинской долины определяются структурой жесткого края фундамента Сибирского палеоконтинента. От этой части долины деформации меняются и к востоку (в Южно-Байкальской впадине), и к западу (в Тункинской впадине).



**Рис. 2.** Пространственное положение Култукского и Аршанского сейсмопрогностических полигонов (*a*) и распределение землетрясений в юго-восточной части БРС (*б*). На панели *a*: Култукский полигон находится в чувствительной точке новейшей структуры – между растягивающейся Южно-Байкальской впадиной и сжимающейся инверсионной частью Тункинской долины и Аршанский полигон – в области перехода от Еловско-Култукской инверсионной секции к центральной Тункинской впадине рифтовой долины, главные бортовые разломы Южно-Байкальской впадины показаны по работе (Флоренсов, 1968), эпицентр главного сейсмического толчка (красная звезда), его механизм и распределение афтершоков сосредоточенной компоненты (черные кружки) Култукского землетрясения 2008 г. – по работе (Мельникова и др., 2012), эпицентр Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. – по работе (Семинский и др., 2006), эпицентр Быстринского землетрясения 2020 г. – по работе (Семинский и др., 2021), зоны горячей транстенсии – по работе (Rasskazov et al., 2020); на панели *б*: распределение землетрясений в Байкало-Монгольском регионе за 1960–2003 гг. приведено по работе (Шерман, 2014). Для землетрясений использованы данные (Карта..., 2024).

**Fig. 2.** Spatial position of the Kultuk and Arshan polygons for earthquakes prediction (*a*) and earthquake distribution in the southwestern BRS (*b*). On panel *a*: the Kultuk polygon for earthquakes prediction is located between the extended South Baikal basin and compressed inverted part of the Tunka valley, the Arshan polygon is in the transition area from the Yelovka-Kultuk inversion section to the central Tunka Basin of the rift valley; master faults of the South Baikal basin are adopted from Florensov (1968), the epicenter of the main seismic shock (red star), its mechanism and aftershock concentrated component distribution (black circles) of the 2008 Kultuk earthquake are shown after Melnikova et al. (2012), epicenter of the 1999 South Baikal earthquake after Radziminovich et al. (2006), and the zone of hot transtension after Rasskazov et al. (2013); on panel *b*: earthquakes distribution in the Baikal-Mongolian region in 1960–2003 is given after Sherman (2014). For earthquakes, data from (Map..., 2024) were used.



**Рис. 3.** Различие урановых компонентов в холодных-теплых и горячих минеральных водах на схеме расположения водопунктов на «Аршан-Тункинском» месторождении. – источник пресной воды; 2 – источник минеральной воды; 3 – скважина минеральной воды; 4 – ликвидированная скважина; 5 – закрытая скважина; 6 – граница 2-ой надпойменной террасы; 7 – граница 1-ой надпойменной террасы; 8 – линия Тункинского разлома; 9–11 – ареалы извлечения холодных (9) и теплых (законсервированная скважина) (10) углекислых вод с ураном, близким к изотопному равновесию, и горячих вод с неравновесным U (11). Использована схема расположения водо-пунктов (Кустов и др., 2002).

**Fig. 3.** Differences in uranium components in cold and hot mineral waters on sketch-map of water sites at the Arshan-Tunka deposit. – fresh water source; 2 – mineral water source; 3 – mineral water well; 4 – abandoned well; 5 – closed well; 6 – boundary of the 2nd floodplain terrace; 7 – boundary of the 1st floodplain terrace; 8 – Tunka fault line; 9–11 – areas of extracting cold (9) and warm (mothballed well) (10) carbon dioxide waters with uranium close to isotopic equilibrium and hot carbon dioxide waters with nonequilibrium U (11). Schematic map is adopted from (Kustov et al., 2002) with additions.

На территории Тункинской впадины и Еловского отрога вулканизм контролируется Еловской зоной правосторонней транстенсии, протягивающейся по западной границе Еловско-Култукской секции с выходом в Тункинскую впадину. Растяжение в этой системе правосторонних вулканических кулис определяется по субмеридиональному простиранию даек. К ней относится субмеридиональный Кынгаргский разлом (рис. 2). О современной активности Еловской зоны горячей транстенсии свидетельствует Зактуйское землетрясение 1995 г. и пространственно соответствующая этому землетрясению Зактуйская аномалия ОА4/8 подземных вод (рис. 1, 2).

Геологический разрез Аршанского месторождения углекислых вод по скважинам

По химическому составу вода из скважин, расположенных на территории курорта Аршан, определяется как углекислая гидрокарбонатная магниево-кальциевая, слабожелезистая. За все время изучения месторождения было пройдено около 40 скважин. Холодные минеральные воды пространственно разделены с горячими. Они различаются между собой по содержаниям U и значениям OA4/8 (рис. 3).

Исходя из состава макрокомпонентов подземные воды Тункинской впадины, включая месторождение Аршанских минеральных вод, рассматриваются как производные глубоких горизонтов осадочной толщи и кристаллического фундамента, представляющие собой единую гидродинамическую систему, развитие которой определяется инфильтрацией вод в области питания окружающих горных хребтов (Пиннекер и др., 1968; Кашина, 1971; Павлов и др., 2018). На различных гипсометрических уровнях гидрогеологического разреза Тункинской впадины предполагаются одновременно нисходящие движения азотных и восходящие – углекислых термальных вод.

На гидрогеологическом разрезе района Аршанского месторождения углекислых вод, опубликованном в 1968 г., схематично показан переход от Тункинской впадины к борту долины, в основном сложенному карбонатными отложениями, перемежающимися с кристаллическими сланцами и гнейсами. Отмечен единичный гранитный интрузив (рис. 4).

Более детальный разрез непосредственно месторождения приведен в статье М.А. Кашиной (1971). Из четырех глубоких скважин, пройденных в 1963–1968 гг., в скважине 28, в интервале 400–650 м были вскрыты воды с температурой на изливе 43 °C при производительности скважины 14 л/сек. В верхней части разреза находятся четвертичные и неогеновые валунно-галечниковые отложения, в нижней – сильно дислоцированные и трещиноватые силикатные и карбонатные метаморфические породы. Мощность рыхлых отложений возрастает с севера на юг, их ложе погружается под углом 40–45° (рис. 5).


Рис. 4. Гидрогеологический разрез северной части Тункинской впадины в районе Аршанского месторождения углекислых вод (схема формирования углекислых вод). 1 – валунно- и песчаногалечниковые отложения четвертичного возраста; 2 – пески и песчаники неогена; 3 – базальты неогена; 4 – песчаники; 5 – кристаллические известняки и доломиты; 6 – кристаллические сланцы; 7 – гнейсы; 8 – роговообманковые граниты; 9 – водоносные разломы и тектонические контакты; 10 – пути восходящего движения углекислых вод по предполагаемой зоне разлома; 11 - зоны повышенной трещиноватости; 12 - термоизогипсы; 13 - направление движения углекислых вод; 14 – направление движения пресных вод от области питания к зонам разгрузки; 15 – атмосферные осадки: 16–18 – родники (цифра у родника – дебит, л/сек): 16 – пресных трещинных вод; 17 – пресных трещинно-жильных вод; 18 – минеральные источники: a – сероводородные;  $\delta$ - углекислые; 19 - четвертичный вулкан; 20 - фундамент (по геофизическим данным); 21 - скважина, наверху – номер скв., внизу – глубина, м: в числителе – дебит, л/сек, знаменателе – глубина вскрытия воды, м; справа в числителе – превышение, м, в знаменателе – минерализация, г/л; стрелка – напор над кровлей водонапорного горизонта, цифра над ней – пьезометрический уровень, м; 13 – направление движения углекислых вод; 14 – направление движения пресных вод от области питания к зонам разгрузки. Разрез из работы (Пиннекер и др., 1968) с изменениями. Для верхней части разреза скв. 2-О использована колонка разреза первичной документации (Повышев, 1956). Возрастные оценки лавовых пачек даны на основе К-Аг датирования базальтов в обнажениях Еловского отрога и определениях K-Ar возраста ~1.6 млн лет вулканов, венчающих последовательность лав в северо-восточной части Тункинской впадины, претерпевшей тектоническую инверсию с поднятием территории относительно днища Тункинской впадины (Рассказов, 1993).

Fig. 4. Hydrogeological section of the northern part of the Tunka Basin in the area of the Arshan deposit of carbon dioxide waters (scheme of formation of carbon dioxide waters). 1 – Quaternary boulder and sand-pebble deposits; 2 – Neogene sands and sandstones; 3 – Neogene basalts; 4 – sandstones; 5 – crystalline limestones and dolomites; 6 – crystalline schists; 7 – gneisses; 8 – hornblende granites; 9 – aquiferous faults and tectonic contacts; 10 - paths of ascending movement of carbon dioxide waters along the supposed fault zone; 11 – zones of increased fracturing; 12 – thermal isohypses; 13 – direction of movement of carbon dioxide waters; 14 - direction of fresh water movement from the recharge area to the discharge zones; 15 - atmospheric precipitation: 16 - 18 - springs (the number next to the spring is the flow rate, 1/sec): 16 – fresh fissure water; 17 – fresh fissure-vein water; 18 – mineral springs; a – hydrogen-sulfa; *b* – carbon dioxide; 19 – Quaternary volcano; 20 – basement (from geophysical data); 21 - well, above - well number, below - depth, m: in the numerator - flow rate, l/sec, denominator depth of water opening, m; on the right in the numerator – excess, m, in the denominator - mineralization, g/l; arrow – pressure above the roof of the aquifer, the number above it is the piezometric level, m; 13 – direction of carbon dioxide water movement; 14 – direction of fresh water movement from feeding areas to discharge zones. The section is modified after (Pinneker et al., 1968). For the upper part of the section of borehole 2-O, the column of the section of the primary records was used (Povyshev, 1956). Age estimates of the lava packages are given on the basis of K-Ar ages of basalts in outcrops of the Elovka spur and determinations of the K–Ar age of ~1.6 Ma for volcanoes finalizing the lava sequence in the northeastern part of the Tunka depression, which underwent tectonic inversion with an uplift of the area relative to the bottom of the Tunka basin (Rasskazov, 1993).



**Рис. 5.** Детальный гидрогеологический разрез Аршанского месторождения минеральных углекислых вод (Кашина, 1971). 1–3 – отложения: 1 – валунно-галечные, 2 – дресвяно-галечные, 3 – глины с включением гальки и валунов; 4–5 – известняки иркутной свиты (4) и метаморфические сланцы ильчирской свиты (5); 6 – изотерма; 7 – предполагаемый разлом; 8 – скважина (внизу – глубина скважины, м, вверху – пьезометрический уровень подземных вод, приуроченный к известнякам, и номер скважины). В работе (Павлов и др., 2018) на этом разрезе добавлены стрелки, указывающие движение вод вверх по карбонатному горизонту (подобно рис. 4) и вниз по сланцевому горизонту.

**Fig. 5.** Detail hydrogeological section of the Arshan deposit of mineral carbon dioxide waters (Kashina, 1971). 1-3 – deposits: 1 – boulder-pebble, 2 – gruss-pebble, 3 – clays with inclusions of pebbles and boulders; 4-5 – limestones of the Irkut suite (4) and metamorphic schists of the Ilchir suite (5); 6 – isotherm; 7 – supposed fault; 8 – well (bottom – well depth, m, top – piezometric level of groundwater, confined to limestones, and well number). In this section, Pavlov et al. (2018) showed arrows indicating the movement of water up the carbonate horizon (similar to Fig. 4) and down the shale horizon.

#### Методика

Для аналитических исследований проб воды большинства станций было достаточно объема 0.5 литра. В случае малых концентраций U и других химических элементов в воде станции, объем пробы увеличивали до 3 литров. Пробы отбирали в новые бутылки из полиэтилентерефталата (ПЭТ). Для опробования одной и той же станции допускалось повторное использование бутыли с предварительной промывкой новой пробой воды. При отборе пробы пропускали через мембранные фильтры (0.45 мкм), фиксировали азотной кислотой (ОСЧ), дважды перегнанной с помощью системы суббойлинговой перегонки Savillex DST-1000. При краткосрочном хранении (до 3 месяцев) отобранные пробы держали в холодильнике.

определения изотопного состава Для урана в природных водах использовали разработанную методику выделения и обогащения урана на ионообменной смоле TRU Resin-B (50-100µm, Triskem Int., Франция). Образцы воды фильтровали (0.45 мкм), подкисляли азотной кислотой (3 %) и загружали ионообменные полипропиленовые ко-В лонки, содержащие 0.5 мл смолы TRU. Уран элюировали 1.5 мл 0.1 М оксалата аммония (NH<sub>4</sub>)C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. Элюаты разбавляли в 2 раза 3%ной HNO<sub>3</sub> и анализировали согласно подходам, разработанным ранее (Чебыкин и др., 2007, 2015). Для контроля качества измерений применяли стандартный образец изотопного состава природного урана ГСО 7521-99 (Уральский электрохимический комбинат, г. Новоуральск). Типичная относительная ошибка определения изотопных отношений U составляла около 1 % (1  $\sigma$ ).

Все аналитические исследования проводили методом ICP–MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се.

#### Результаты

### Химический элементный состав минеральных вод Аршанского месторождения в сопоставлении с составом пресных и минеральных вод других месторождений Тункинской долины и глубинной воды Байкала

По элементному составу высокоминерализованные воды Тункинской долины из скважин группируются в отдельный кластер: Аршан (углекислые воды скважин, общая минерализация (TDS), г/л): st. 2a «Мальчик», смешение вод отводной трубы от ст. А35 и самоизливающейся скважины в русле Кынгарги – 3.3, ст. А34 – 1.5, ст. А35 – 4.5, ст. А39 - 4.4., ст. А41 - 4.4), Вышка (ст. 52b - скважина углекислой воды, 5.5), Нилова Пустынь (ст. NP-1 и NP-2 – скважины радоновых вод на территории санатория, 1.1 и 1.3). Метановая вода скважины Вышки имеет также достаточно высокую минерализацию (ст. 52а, 1.4 г/л), однако попадает в другую ветвь кластера с пробами пресных вод (рис. 6).



Рис. 6. Кластерная диаграмма элементных составов подземных вод центральной части Тункинской долины, оз. Саган-Нур и глубинной байкальской воды (BW) (Чебыкин и др., 2019). В расчет включены 48 надежно измеренных элементов (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), а также сумма REE и общая минерализации (TDS). Используются результаты анализов проб, отобранных в сентябре 2018 г. Кластерный анализ проводится в программе Statistica 8.0 методом Варда с эвклидовыми расстояниями между кластерами. В подписях внизу "p." – самоизливающийся источник (родник), "с." – скважина, "г.с." – глубокая скважина. Расшифровка номеров станций приводится в тексте. Родники Хонгор-УУла используются местным населением как лечебные. Они находятся в южном борту Тункинской долины у подножья Ургудэевского хребта.

**Fig. 6.** Cluster diagram of the elemental compositions of groundwater in the central part of the Tunka Valley, Lake Sagan-Nur and deep Baikal water (BW) (Chebykin et al., 2019). The calculation includes 48 reliably measured elements (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), as well as the sum of REE and total mineralization (TDS). The results of analyses of samples collected in September 2018 are used. Cluster analysis is performed in Statistica 8.0 using the Ward method with Euclidean distances between clusters. In the captions below, "p." – a self-flowing source (spring), "c." – a well, "r.c." – a deep well. Explanation of station numbers is given in the text. The Khongor-Uula springs are used by local residents for healing purposes. They are located in the southern side of the Tunka Valley at the foot of the Urgudei Ridge.

### Гидрогеохимическая оценка поступления подземных вод из зоны Тункинского разлома – определение урановых компонентов в воде р. Кынгарга

В районе Аршанского месторождения минеральных вод в зоне Тункинского разлома имеются два выраженных в рельефе разрыва со смещениями (рис. 7). Кынгаргский разлом, проходящий по долине р. Кынгарга, отделяет западную область распространения термальных вод от восточной области холодных вод (устное сообщение Ю.И. Кустова в 2018 г.). Выше по течению реки от курорта Аршан находится резкий уступ гольцов (главный тектонический уступ), который образуют прочные дислоцированные разгнейсованные силикатные породы, сменяющиеся ниже по течению мраморизованными карбонатами, которые легко размываются поверхностной водой. В каньоне Кынгарги, обнажаются карбонаты. Они слагают крутые борта каньона до водопада, который образуют устойчивые силикатные (гнейсовидные) породы.



**Рис. 7.** Пространственное положение станций мониторинга 1, 2 и 3 относительно двух разрывов зоны Тункинского разлома, выраженных резкими уступами в современном рельефе. Уступы свидетельствуют о современной активности разломов. Главный тектонический уступ, пространственно соответствующий водопаду (мониторинговая ст. 4а), находится в 910 м выше по течению р. Кынгарга от ст. 3.

**Fig. 7.** Spatial position of monitoring stations 1, 2, and 3 relative to two ruptures of the Tunka fault zone, expressed by sharp scarps in the modern relief. The scarps indicate modern fault activity. The main tectonic scarp, spatially corresponding to the waterfall (monitoring station 4a), is located 910 m upstream of the Kyngarga River from station 3.

Непосредственно в сместителе главного тектонического уступа гольцов опробовалась пресная вода небольшого родника (ст. 4а), в 1 км выше по течению относительно главного уступа – пресная вода другого родника (ст. 4с) и в 1 км ниже по течению от него – Глазной источник (ст. 1), самоизливающаяся скважина 135 газирующих холодных вод, выведенных в инсталляцию «Мальчик» (ст. 2) и мощные выходы пресных вод в левом борту Кынгарги (ст. 3) со значительными тектоническими деформациями карбонатов. В начале организации мониторинга, с июня 2012 г. до июня 2013 г., в районе курорта Аршан одновременно с подземными водами отбирали воды р. Кынгарга (рис. 8).



**Рис. 8**. Точки отбора проб воды на геологическом профиле р. Кынгарга (*a*) и вариации OA4/8 и концентрации U в пробах поверхностных и подземных вод вдоль профиля (*б*) в 2012–2014 гг. (Рассказов и др., 2014 с уточнениями). 1 – точки отбора проб из реки; 2 – то же из родников со значениями OA4/8, превышающими значения этого отношения в пробах из реки; 3 – то же из родников со значениями OA4/8, более низкими, чем значения этого отношения в пробах из реки; 4 – силикатные породы (гранитогнейсы); 5 – карбонаты; 6 – валунные галечники; 7 – разломы; 8 – профиль тальвега речной долины. В скобках под номерами точек отбора проб на профиле 2*a* приведены измеренные концентрации U.

**Fig. 8.** Water sampling points on the geological profile along the Kyngarga River (*a*) and variations in OA4/8 and U concentration in surface and groundwater samples along the profile (*b*) in 2012–2014. Modified after (Rasskazov et al., 2014). 1 - sampling points in the river; 2 - the same in springs with OA4/8 values exceeding those in river samples; 3 - the same in springs with OA4/8 values lower than those in river samples; 4 - silicate rocks (granite gneisses); 5 - carbonates; 6 - boulder pebbles; 7 - faults; 8 - thalweg profile of the river valley. The measured U concentrations are given in brackets under each sampling point on profile 2a.

Минеральная вода из скважины (ст. 2, инсталляция «Мальчик») дает 01.09.2012 ОА4/8 = 0.97 ± 0.01 при содержании U 9.8 мкг/дм<sup>3</sup>, в источнике «Глазной» (ст. 1) ОА4/8 возрастает до 1.14 при снижении содержания U до 1.8 мкг/дм<sup>3</sup>. Выше по течению Кынгарги значение ОА4/8 в холодной родниковой воде ст. 3 возрастает до  $1.28 \pm 0.02$  при содержании U 1.4 мкг/дм<sup>3</sup>. Здесь же (ст. 4) в речной воде получается сопоставимое значение ОА4/8 =  $1.30 \pm 0.01$  при возрастании содержания U до 2.5 мкг/дм<sup>3</sup>.

В родниковой воде ст. 4а (водопад), просачивающейся через тектонический разрыв в гнейсовидных породах, ОА4/8 повышается до  $1.64 \pm 0.02$  при возрастании содержания U до  $4.2 \text{ мкг/дм}^3$ . Вода водопада (ст. 4е) имеет ОА4/8 = 1.30 и содержит 2.9 мкг/дм<sup>3</sup>. Выше водопада (ст. 4b) ОА4/8 слегка возрастает при снижении содержания U до  $2.5 \text{ мкг/дм}^3$ . Далее, в 0.6 км выше по течению Кынгарги, в родниковой воде получается более низкое ОА4/8 (1.37) при содержании U =  $2.7 \text{ мкг/дм}^3$  (ст. 4с), а в речной воде определяется ОА4/8 =  $1.32 \pm 0.01$  при содержании U =  $2.4 \text{ мкг/дм}^3$  (ст. 4d).

От ст. 4 района выхода минеральных вод до ст. 4d отношение OA4/8 в речной воде в основном находится в интервале 1.30-1.32 и возрастает до  $1.37 \pm 0.02$  только выше водопада (ст. 4b). Ниже по течению реки от района выхода минеральных вод (ст. 18) сохраняется значение OA4/8 = 1.30. В речной воде преобладает концентрация U = 2.4-2.5 мкг/дм<sup>3</sup> при слабом возрастании (до 2.9 мкг/дм<sup>3</sup>) в воде водопада (ст. 4e) и более заметном (до 3.4 мкг/дм<sup>3</sup>) в нижнем течении реки (в южной части профиля).

На всем отрезке опробования в воде р. Кынгарга содержится повышенная концентрация U (в основном 2.4–2.5 мкг/дм<sup>3</sup>). Минеральные и пресные воды района их выхода в зоне Тункинского разлома имеют значения

ОА4/8 ниже значений ОА4/8 вод Кынгарги, а выше и ниже по ее течению – более высокие значения этого показателя. Минимальное значение, близкое к 1, дают минеральные воды, пространственно связанные с карбонатными породами, максимальное (до 1.64) – пресные воды из разрыва Водопадного в силикатных породах зоны Тункинского разлома. Значение ОА4/8 в пресной родниковой воде ст. 3 слегка ниже значения в воде Кынгарги может служить показателем небольшой примеси к поверхностным водам компонента глубинных минеральных вод.

#### Состав урановых компонентов

Для характеристики компонентов подземных вод в районе пос. Аршан показательна диаграмма OA4/8 – 1/U (рис. 9). Ключевое значение имеет начало координат: ОА4/8 = 1 и  $1/U \rightarrow 0$ . Смещение точек к этому составу характеризует обогащение вод ураном, близким к циклическому изотопному равновесию. Уран переходит в воду в окислительной форме уранил-иона. Если же в породах превосстановители, обладают концентрация урана, находящегося в циклическом изотопном равновесии, в водах уменьшается. Окислитель способствует обогащению ураном подземной воды в резервуаре, восстановитель – обелнению.



**Рис. 9.** Диаграмма ОА4/8 – 1/U для поверхностных и подземных вод района пос. Аршан в 2012–2014 гг. (Рассказов и др., 2014). Рядом с группами точек, характеризующих источники, показаны значения изотопного стронциевого отношения для одной из проб. В подземных водах ОА4/8 меняется от 0.97 до 1.64. Низкое значение ОА4/8 в минеральной воде ст. 2 близко к значению циклического изотопного равновесия урана.

**Fig. 9.** OA4/8 versus 1/U diagram for surface and groundwater samples in the Arshan settlement area in 2012–2014 (Rasskazov et al., 2014). The values of strontium isotope ratio for one of the samples are shown next to the groups of points characterizing the sources. In groundwater, OA4/8 varies from 0.97 to 1.64. The low OA4/8 value in mineral water at ct. 2 is close to the value of cyclic isotope equilibrium of uranium.

На рис. 9 фигуративные точки аршанских подземных вод образуют три группы. Одна из них (ст. 2, «Мальчик») находится вблизи начала координат: ОА4/8 около 1.0, U – до 9.8 мкг/дм<sup>3</sup>. Вторая группа (ст. 3, Разлом) дает значения ОА4/8 в интервале 1.14-1.31 с возрастанием 1/U (снижением U до 2.0 мкг/дм<sup>3</sup> и менее на ст. 1, «Глазной» и до 1.31 мкг/дм3 и менее на ст. 3). Третья группа (ст. 4а, Водопад) вода родника в силикатных породах обнаруживает максимальное значение ОА4/8 до 1.64 при пониженном значении 1/U (U =  $4.2 \text{ мкг/дм}^3$ ).

Вода ст. 1 (Глазной) находится на линии смешения компонентов источников I и III с преобладанием второго из них. Смешение подтверждается соотношением изотопных составов Sr. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в источнике I (0.708591) и в источнике III (0.708494) дают промежуточное значение 0.708515 ст. 3 (Глазной), из которого следует превышение содержания компонента источника III относительно компонента источника I в 4.6 раза. В источнике Глазном основную роль играет компонент III пресной воды из разлома с небольшой долей примеси компонента I минеральных вод. В нем отсутствует какая-либо примесь вод Кынгарги.

Три компонента аршанских подземных вод образуют треугольник смешения. Воды р. Кынгарга находятся внутри этого треугольника. Промежуточный смешанный состав вод дают скважины, обеспечивающие водоснабжение курорта Аршан (ст. 16 и 18).

### Временные вариации температур в резервуаре минеральных вод

Для оценки температур в резервуаре используется Si и Na/Li геотермометрия, основанная на принципиально разных подходах. В расчете Si температур учитывается количество кремния, растворенного в воде (кремниевой кислоты). В расчете Na/Li температур учитывается эмпирически установленная температурная зависимость катионного обмена вод с глинами и цеолитами:

Li глины +  $H^+$  = H глины +  $Li^+$ .

Если глубинная подземная вода территории разбавляется, например, компонентом Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) (Рассказов и др., 2020) или порцией артезианских вод, концентрация Si снижается. В этом случае можно сделать вывод только об эффекте разбавления подземных вод глубокого резервуара. Стартовая температура подземных вод в резервуаре не определяется.

Натрий–литиевые температуры рассчитываются по геотермометру (Fouillac, Michard, 1981), в котором применяются уравнения для вод, содержащих <11 г/кг Cl (Cl < 0.3 моль/кг) и >11 г/кг Cl (Cl > 0.3 моль/кг).

Уравнение

$$t^{o}C = \frac{1195}{0.130 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl > 0.3 моль/кг. Уравнение

$$t^{o}C = \frac{1000}{0.389 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl < 0,3 моль/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (mNa и mLi).

В Na/Li эмпирическом геотермометре температура регистрируется в скважинах, вскрывающих термальные воды. Примером является измеренная температура азотной воды из Гусихинской скважины 72 °С, соответствующая расчетной по Na/Li геотермометру (Рассказов и др., 2023). В отсутствии глинистых минеральных фаз (например, в неизмененных гранитах) по соотношению Na и Li получается низкая температура. В зоне активного разлома глинистые минералы образуются в плоскости сместителя, поэтому соотношение Na и Li в трещинных водах отражает температуру трения в плоскости разлома, испытывающего сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2024b).

Оценки температур минеральных вод Аршанского месторождения по разным кремниевым геотермометрам, включая кварцевый, не превышают 150 °C. В этом случае, температуры в резервуаре рассчитываются по



Рис. 10. Диаграмма временных вариаций температурных оценок подземных вод и ГЭТ ст. 2 (Мальчик) Аршанского резервуара по кремниевому и натрий-литиевому геотермометрам. ГГДЦ – гидрогеодинамический центр. Серые точки обозначают данные, полученные для минеральных вод всех действующих скважин курорта Аршан в сентябре 2018 г. Данные по скв. 35 (25.07.2001) из работы (Кустов и др., 2005). Малоглубинные периферические части резервуара минеральных

вод показаны в холодных (синих и зеленых) тонах, более глубинные – в теплых (коричневых и красных) тонах. Вертикальными бордовыми штриховыми линиями показано время знаковых землетрясений (в порядке проявления): СХ – Северо-Хубсугульское, ГЛ – Голоустное, БС – Быстринское, КД – Кударинское, ХБ – Хубсугульское.

**Fig. 10.** Diagram of temporal variations in temperature estimates and deep equivalent of temperature in groundwater at station 2 (Mal'chik) of the Arshan reservoir using silica and sodium-lithium geothermometers.  $\Gamma\Gamma\Pi\Pi$  – hydrogeodynamic center. Gray dots indicate data obtained for mineral waters from all operating wells of the Arshan sanatorium in September 2018. Data on well 35 (25.07.2001) from the work (Kustov et al., 2005). Shallow peripheral parts of the mineral water reservoir are shown in cold (blue and green) colors, deeper parts – in warm (brown and red) ones. The vertical burgundy dashed lines show the time of significant earthquakes (in the order of occurrence): CX – North-Khubsugul,  $\Gamma\Pi$  – Goloustnoye, EC – Bystraya,  $K\Pi$  – Kudara, XE – Khubsugul.

халцедоновой модификации геотермометра (Arnorsson et al., 1983).

$$T = \frac{1112}{(4.91 - \log C)} - 273.15,$$

где С –концентрация  $SiO_2$  в мг/дм<sup>3</sup>; Т – температура в °С.

Минеральные воды ст. 2 (Мальчик) обнаруживают существенные изменения T(Si), характеризующие временное изменение состояния глубинного резервуара. С учетом локального геотермического градиента Байкальского региона 25 °С/км (Голубев, 2007) по температуре растворения кремния определяется изменение глубинного эквивалента температуры (ГЭТ). За 12-летний срок наблюдений 2012–2024 гг. в минеральной воде ст. 2 различается 5 T(Si) эпизодов (рис. 10а).

Первый эпизод (27.06.2012–26.10.2012) длится 4 месяца, в течение которых T(Si) снижается от 66 до 45 °C, соответствующим продвижению фронта минеральных вод с глубины 2.7 км на глубину 1.7 км. Во временном интервале 27.06.2012– 04.08.2012 поддерживается температура около 66 °C (ГЭТ=2.7 км), 01.09.2012– 15.09.2012 температура снижается до интервала 51–59 °C (ГЭТ=2.0–2.4 км), а 06.10.2012–26.10.2012 продолжает снижаться до интервала 45–46 °C (ГЭТ=1.7 км).

Второй эпизод (11.11.2012–24.10.2013) продолжается 11 месяцев. В это время наблюдается снижение T(Si) от 49 °C до 35 °C, соответствующее последовательному уменьшению глубины поступающих минеральных вод резервуара от 2.0 до 1.5 км. Во временном интервале 11.11.2012– 19.02.2013 поступают воды с температурой около 49 °C (ГЭТ=2.0 км), 10.05.2013–15.06.2013 – с температурой, сниженной до интервала 45–48 °С (ГЭТ=1.8–1.9 км), 28.06.2013–08.09.2013 – с еще более сниженной температурой до интервала 41–43 °С (ГЭТ=1.6–1.7 км), а 12.10.2013–24.10.2013 – с еще более сниженной до интервала 35–39 °С (ГЭТ=1.5 км).

Третий эпизод (19.08.2014–23.09.2016) определяется как время существенной перестройки резервуара минеральных вод. В начале этого эпизода (19.08.2014) T(Si) составляет 46 °C (ГЭТ=1.8 км), в конце – возрастает до 109 °C (ГЭТ=4.4 км). Значение T(Si) 24.06.2015 составляет 92 °C (ГЭТ=3.7 км), а через год (24.06.2016) – поддерживается приблизительно на том же уровне (98 °C, ГЭТ=3.9 км). Несмотря на редкое опробование, в конце 2014 г. – первой половине 2015 г. уверенно обозначается резкий температурный скачок.

Четвертый эпизод (14.09.2017) представлен единичным определением T(Si) = 59 °C (ГЭТ=2.4 км). В это время температурный режим резервуара возвращается к состоянию 2012–2014 гг.

Пятый эпизод (07.04.2018– 19.04.2024) длится 6 лет и, возможно, еще не завершен. По всей серии проб обозначается узкий интервал T(Si) = 100–107 °C (ГЭТ=4.0–4.3 км). Эти данные свидетельствуют о поступлении минеральных вод из стабильного гидрогеодинамического центра (ГГДЦ) Аршанского резервуара. В скв. 35, от которой протягивается труба к инсталляции «Мальчик», проба отбиралась 09.09.2018 непосредственно из скважины. Полученное значение T(Si) = 112 °С (ГЭТ=4.5 км) близко к значениям температуры проб вод из инсталляции.

На рис. 10а показана температура T(Si), рассчитанная для пробы минеральной воды из скв. 35, которая отбиралась 25.07.2001 (Кустов и др., 2005). Полученное значение (107 °C) соответствует интервалу ГГДЦ. Если в то время минеральная вода поступала в эту скважину из ГГДЦ, во временном интервале с 2001 до 2012 г. поступление минеральных вод в нее могло измениться с выходом на периферию резервуара, но после 2015 г. вновь возвратиться в ГГДЦ.

Между тем, семь из девяти проб воды, отобранных из действующих скважин Аршанского месторождения в первой половине сентября 2018 г., показывают такие же высокотемпературные характеристики как вода скв. 35 и ее отвод к инсталляции Мальчик. Максимальное значение T(Si) = 117 °C (ГЭТ=4.7 км) дает минеральная вода скв. 41 (глубина 657 м, t на изливе 45 °С, P = 7.4 атм.). Сравнительно низкое значение T(Si) = 45 °C (ГЭТ=1.8 км) имеет минеральная вода скв. 34 (глубина 314 м, t на изливе 18-22 °C, P = 2.5 атм.). Еще одна скважина с пониженным значением T(Si) (87 °C, ГЭТ=3.5 км) минеральной воды находится в аллювии р. Кынгарга 6). опробовании (закрытая скв. При 25.07.2001 г. (Кустов и др., 2005) скв. 6 также дала минеральную воду с пониженным содержанием кремнекислоты (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>=69.4-70.4 мг/дм<sup>3</sup>). В скважинах 35, 37 и 41 содержание кремнекислоты в это же время определено содержание H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> в интервале 149.3-161.3 мг/дм<sup>3</sup>.

В мониторинге минеральных вод ст. 2 на панели  $\delta$  (рис. 10) временные изменения T(Na/Li) получают интерпретацию по эпизодам меняющихся значений T(Si), принятым на панели *а* этого рисунка.

Первый (4-месячный) и второй (11-месячный эпизоды) 2012–2014 гг. дают широкие вариации Т(Na/Li), соответствующие в общем хаотическим синкинематическим изменениям температуры в трещинных водах разлома А от 133 до 153 °C. При перестройке

резервуара минеральных вод (эпизод 3) значения T(Na/Li) сначала возрастают до 149 °C (движение в плоскости разлома ускоряется с выходом на максимум 24.06.2015), затем снижаются до 130 °С (движение замедляется с выходом на минимум 23.09.2016). Четвертый эпизод (14.09.2017) обозначается возрастанием T(Na/Li) до 146 °C, отражающееся в импульсе ускорения движения с выводом минеральных вод на периферию резервуара. Это ускорение приводит к запуску 6-летних событий пятого эпизода с концентрированием фронта поступающих минеральных вод в ГГДЦ на глубине 4.0-4.4 км. Это состояние резервуара начинается с высокого значения T(Na/Li)=149 °С (ускоренного движения в ГГДЦ) и выражается в последовательном снижении T(Na/Li) до 128 °C (в замедлении движения).

На рис. 10б показана температура T(Na/Li), рассчитанная для пробы минеральной воды из скв. 35, которая отбиралась 25.07.2001 (Кустов и др., 2005). Полученное значение (175 °C) заметно превышает значения, полученные за время мониторинга 2012–2024 гг. При условии, если концентрации Na и Li определены корректно, по водам скв. 35 может реконструироваться общее снижение температуры трения T(Na/Li).

Из синтеза представленных результатов мониторинга ст. 2 на рис. 10в следует вывод о резком возрастании T(Si) (ГЭТ) резервуара минеральных вод в конце 2014 г. и первой половине 2015 г. с переходом от периферии резервуара к ГГДЦ, сохраняющему, за исключением возвратного импульса14.09. 2017, стабильное положение на глубине 4.0–4.4 км в течение последних 9 лет с относительным замедлением движения в плоскости разлома А. Полученные высокие оценки T(Si) в сентябре 2018 г. для всех действующих скважин показывают общее состояние резервуара в режиме ГГДЦ, обозначенное в это время для ст. 2.

Обратимся теперь к пресным подземным водам ст. 1, 3 и 4а. Урановые компоненты II и III этих станций показывают концентрацию

Si в основном менее 3.3 мг/дм<sup>3</sup> и дают отрицательные значения температуры T(Si) при использовании халцедонового геотермометра. По кремниевой геотермометрии минеральные воды глубинного резервуара Аршанского месторождения отчетливо отличаются от пресных вод, в том числе, содержащих некоторую примесь растворенных минеральных компонентов.

Расчет температур T(Na/Li) подземных вод разных станций в районе Аршана показывает временные ряды значений, характеризующих различия деформаций, проявляющихся в трех разломах Тункинской зоны: А, Б и В (рис. 11). В разломе А (Аршанский) на ст. 2 периферическая (малоглубинная) область минеральных вод испытывает сильные деформации в 2012–2014 гг. с тенденцией к снижению. Периферические минеральные воды сменяются в 2015 г. минеральными водами, поступающими из области сильных деформаций ГГДЦ, которые со временем теряют интенсивность. В этом же разломе на ст. 1 (Глазной) температуры Т(Na/Li) в целом ниже температур минеральной воды ст. 2, а в разломе Б (Бортовой) еще ниже. Температурные оценки Т(Na/Li) подтверждают вывод о вероятном происхождении вод ст. 1 (Глазной) в результате небольшой примеси минерального компонента I к пресноводному компоненту III (см. рис. 9). Компонент III является характеристикой разлома Б при его преобладающей роли в разломе А (Глазной источник), в котором к нему слегка примешивается минеральный компонент I.

В разломе В (Водопадный) на ст. 4а наблюдается снижение температур Т(Na/Li) подземных вод, относительно Т(Na/Li) подземных вод разломов А и Б, до интервала 97–110 °С. Вода этой мониторинговой станции представляет собой самостоятельный компонент II, который характеризует менее интенсивные тектонические деформации в разлома В по сравнению с деформациями в разломах А и Б.



Рис. 11. Диаграмма временных вариаций температурных оценок подземных вод Аршана по натрий-литиевому геотермометру.

Fig. 11. Diagram of temporal variations in temperature estimates of Arshan groundwaters using the sodium-lithium geothermometer.

### Временные вариации урановых компонентов

Итак, в подземных водах Аршанского месторождения различаются 3 урановых компонента, из которых компонент I минеральных вод близок к циклическому равновесию, а два других показывают ОА4/8 явно выше 1. Для компонента I минеральных вод получаются высокие значения T(Si), свидетельствующие об их подъеме из глубинного резервуара, тогда как компоненты II и III имеют низкое содержание кремния, которое служит показателем отсутствия какой-либо интеграции этих вод в градиентное поле температур верхней части коры. Температурная информация пресной родниковой воды по кремнию стирается циркуляцией подземных вод в системе «поднятие-впадина» современного артезианского бассейна при сохранении высокотемпературной натрий-литиевой информации для них в интервале 97-155 °C. Температурные натрий-литиевые характеристики аршанских вод в целом выше температурных натрий-литиевых характеристик култукских подземных вод, для которых определен диапазон T(Na/Li) от 8 до 120 °C (Rasskazov et al., 2024b).

Пять температурных эпизодов холодных минеральных вод ст. 2 Аршанского полигона отчетливо отображаются в вариациях ОА4/8 (рис. 12). Первый (4-месячный) эпизод характеризуется широкой амплитудой этого отношения от 0.97 до 1.4. В течение второго (11месячного) эпизода ОА4/8 находится в более узком интервале 1.0-1.02. Значение ОА4/8 воды, отобранной в начале третьего (перестроечного) эпизода (19.08.2014), соответствует верхнему пределу интервала ОА4/8 второго эпизода и несколько возрастает в ходе последующей перестройки резервуара в 2015-2016 гг. с вхождением в ГГДЦ. Возвратный периферический импульс 14.09.2017 выражается в падении ОА4/8 ниже 1.0. С наступлением 6-летней стабилизации пространственного положения ГГДЦ значения ОА4/8 возрастают.

По результатам опробования в сентябре 2018 г. в холодных и теплых минеральных

водах скважин 35 (глубина 140 м, холодная минеральная вода, Р = 0.5 атм.) и 34 (глубина 314 м, теплая минеральная вода: t = 18-22 °C, P = 2.5 атм.) определяется OA4/8, близкое к равновесию (соответственно, 1.02 и 1.03), а в горячих минеральных водах скважин 39 (глубина 650 м, t = 43 °C, P = 4.2 атм.) и 41 (глубина 657 м, t = 45 °C, P = 7.4 атм.) – более высокое ОА4/8 (соответственно, 1.33 и 1.83). Следовательно, циклическое равновесие урана достигается в холодных минеральных водах из скважин малой глубины (до 314 м) и нарушается в горячих минеральных водах из более глубоких скважин (650-657 м).

Концентрация U в минеральных водах ст. 2 с течением времени также меняется (рис. 9б). В первом (4-месячном) эпизоде определяется повышенная концентрация U (8.5-9.8 мкг/дм<sup>3</sup>). Во втором (11-месячном) эпизоде концентрация U снижается до интервала 7.2-9.4 мкг/дм<sup>3</sup>. В пробе, отобранной 19.08.2014, концентрация U находится на минимуме (6.7 мкг/дм<sup>3</sup>). В последующих пробах перестроечного временного интервала 2015-2016 гг. концентрация U возрастает незначительно, а периферический импульс дает возрастающую концентрацию U (8.2 мкг/дм<sup>3</sup>). В начале пятого (6-летнего) эпизода стабильного пространственного положения ГГДЦ резервуара подземных вод (перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией) концентрация U сохраняется на этом же уровне (8.0-8.5 мкг/дм<sup>3</sup>). В ходе этой активизации (в 2021-2023 гг.) концентрация U снижается до интервала 7.0–7.8 мкг/дм<sup>3</sup>. В 2024 г. концентрация U выходит на максимум около 8.5 мкг/дм<sup>3</sup>. В течение всего ряда наблюдений можно видеть понижение концентрации U перед сейсмическими событиями.

Поскольку уран минеральных вод ст. 2 близок к циклическому изотопному равновесию, вариации  $^{234}$ U (A4) (рис. 9в) фактически повторяют вариации материнского изотопа  $^{238}$ U (рис. 12а). В данном случае отклонение ОА4/8 от 1.0 показывает выход этого параметра на экстремальные значения выше и ниже 1.0.



**Рис. 12.** Диаграммы временных вариаций ОА4/8 (*a*), U (*б*) и А4 (*в*) минеральных вод ст. 2. Условные обозначения см. рис. 10.

**Fig. 12.** Diagrams of temporal variations of OA4/8 (*a*), U (*b*) and A4 (*c*) of mineral waters from station 2. Symbols are as in Fig. 10.

В пробах, отобранных 09 сентября 2018 г., концентрация U минеральных вод снижается с севера на юг от 8.3 мкг/дм3 (скв. 35), через промежуточные значения 3.3 мкг/дм3 (скв. 34) и 2.4 мкг/дм3 (скв. 39) до 1.03 мкг/дм3 (скв. 41). ОА4/8 в скв. 35 и 34 составляет, соответственно 1.02 и 1.03 при возрастании этого показателя через значение 1.33 (скв. 39) до 1.83 (скв. 41). Таким образом, в минеральных водах, отобранных в один день, урановые компоненты отчетливо меняются вдоль профиля от холодных вод к термальным (рис. 13). Концентрация Si и отношение Na/Li находятся в водах скважин 35, 39 и 41 приблизительно на одном уровне, тогда как в воде скв. 34 эти показатели снижаются. Следовательно, температурные характеристики резервуара минеральных вод, отобранных в один день из трех скважин, практически не меняются (или меняются слабо). Снижение значений термофильных компонентов в воде скв. 34 может объясняться тем, что в сентябре 2018 г. эта скважина не эксплуатировалась, а 15-минутная прокачка перед отбором пробы оказалась не эффективной для регистрации текущих термальных изменений, происходящих в резервуаре.



**Рис. 13.** Диаграммы вариаций концентрации U (*a*), OA4/8 (*б*), концентрации Si (*в*) и Na/Li отношения (*г*) вдоль профиля с севера на юг в минеральных водах из скважин Аршанского месторождения. Пробы отобраны 09 сентября 2018 г. Вместе с составом воды из скв. 35 нанесены точки составов воды из этой скважины, поступающей по трубе в инсталляцию Мальчик (12.09.2018 и 06.08.2018).

**Fig. 13.** Diagrams of north–south variations of U concentration (*a*), OA4/8 ( $\delta$ ), Si concentration (*e*) $\delta$  and Na/Li ratio (*c*) in mineral waters from wells of the Arshan deposit. Samples were collected on September 9, 2018. Along with the water composition from well 35, data points of water compositions from this well, supplied through a pipe to the Malchik installation (12.09.2018 and 06.08.2018), are plotted.

#### Обсуждение

Происхождение аршанских углекислых минеральных вод в опубликованных работах трактуется исходя из определений изотопного состава гелия газовой фазы (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) и изотопного состава растворов подземных вод (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr,  $\delta$ D и  $\delta$ <sup>18</sup>O). Рассматриваемые урановые компоненты отражают процесс растворения, который зависит от буферирующего действия окислителей и

восстановителей, роль которых выполняют газы. В случае, если в составе газов подземных вод преобладают окислители (О, СО2 и др.), они обогащаются растворимым высоковалентным уранил-ионом, если же в составе газов подземных вод преобладают восстановители (H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, CO и др.), они обедняются ураном. Для понимания происхождения урановых компонентов и интерпретации регидрогеохимического зультатов мониторинга аршанских подземных вод, представленных в настоящей работе, требуется, прежде всего, согласование полученных материалов с опубликованными изотопными данными по подземным водам Тункинской впадины.

### Мантийные характеристики изотопов Не

Для аршанских холодных минеральных вод из скважин 26, 28 и Глазного источника, а также термальных минеральных вод из скв. 39 (43 °С на глубине 750 м) с 1972 до 1995 г. проводились измерения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Polyak, 2003). Получены стабильные во времени высокие значения этого отношения (до  $1.1 \times 10^{-5}$ ). Из всей совокупности определений для минеральных вод юга Сибири и Монголии минеральные аршанские воды имеют самые высокие значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He. Минеральная вода Глазного источника содержит в основном урановый компонент III пресных вод из разлома Б (см. рис. 9). Поскольку высокое изотопное отношение <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не отражает состав газовой фазы, отсутствие признаков снижения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в родниковой воде источника Глазной показывает отсутствие зависимости в распределении газовой фазы от растворов подземных вод.

Значения этого показателя аршанских вод близки к величине <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в резервуаре MORB, поэтому предполагается мантийное происхождение гелия (Polyak, 2003). Такие же гелиевые изотопные отношения определены в оливинах порфировых вкрапленников и ксенолитов шпинелевых лерцолитов из позднекайнозойских вулканических пород Хангая и Джиды (Barry et al., 2007). Исходя из сходства отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He с этим показателем в резервуаре MORB, связь гелия аршанских вод с дегазацией малоглубинной части мантии или коромантийного перехода представляется вполне реальной.

Отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He применяется в качестве трассера в вулкано-гидротермальных системах с точки зрения мантийных характеристик фумарол (Hilton et al., 2002; Sano, Fischer, 2013). Оно снижалось в фумаролах при угасании активности вулкана Шоушинзян в Японии. В период с 1958 до 1977 гг. семь образцов газа показали снижение отношений  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He и  ${}^{4}$ He/ ${}^{20}$ Ne, соответственно, от 7.6×10<sup>-6</sup> и 130 до 3.1×10<sup>-6</sup> и 0.61, что свидетельствовало о контаминации гидротерм атмосферными газами (Nagao et al., 1980). На вулкане Идзу-Осима в Японии была обнаружена корреляция между вековыми вариациями изотопов Не и интенсивностью вулканической активности (Sano et al., 1995). Последующие исследования подтвердили, что аномалии изотопных отношений Не отражают изменения вулканической активности на вулкане Галерас в Колумбии (Sano et al., 1997), вулкане Стромболи в Италии (Capasso et al., 2005), горе Этна в Италии (Rizzo et al., 2006) и вулкане Поас в Коста-Рике (Hilton et al., 2010). При извержении на горе Хаконэ в Японии 29 июня 2015 года был установлен быстрый рост изотопного отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He с мая по август 2015 года с его постепенным снижением до февраля 2018 года, тогда как сейсмическая активность начала усиливаться в марте 2015 года, достигла максимума в мае и снижалась быстрее снижения изотопого отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (Kagoshima et al., 2019).

### Характеристики метеорных вод по изотопам Sr, D и O

Интервал Sr-изотопных отношений в термальных и холодных водах Аршанского месторождения находится в узком диапазоне 0.708–0.709 (рис. 14). Интервал изотопного отношения трех урановых компонентов от 0.708173 до 0.708591 (см. рис. 9) вписывается в этот диапазон.

Изотопный состав Sr углекислых термальных минеральных вод месторождений Аршана и Жемчуга интерпретируется в связи с их происхождением из метеорных вод (Дриль и др., 2005). На рис. 14 линией смешения 3а описывается процесс смешения стронция воды атмосферных осадков и низкостронциевых карбонатных пород. Поверхностные воды верхнего течения рек Иркут, Белый Иркут и их притоков, текущих полностью, или в значительной степени, по коренным карбонатным породам, также имеют изотопный состав стронция, формирующийся в рамках модели взаимодействия вода атмосферных осадков – карбонатная порода. Наименьшим валовым содержанием Sr и наименее радиогенным его изотопным составом по сравнению с углекислыми термами обладает вола термальных азотно-метановых вол месторождения Жемчуг. Эти признаки свидетельствуют о различии источников жемчугских и аршанских вод. С.И. Дриль и др. предпроцесс незначительного полагают взаимодействия в жемчугских термальных водах атмосферных осадков с веществом высокостронциевых карбонатных пород, имеюнизкие изотопные метки ших Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<0.706).



Рис. 14. Sr-изотопная систематика поверхностных и подземных минеральных вод Тункинской впадины (Дриль и др., 2005). 1 – поверхностные воды рек Иркут, Ихе-Угунь, Кынгарга, Хылагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурин; 2 – термальные минеральные воды месторождения Аршан (скв. 28); 3 – холодные минеральные воды месторождения Аршан (скважина в русле р. Кынгарга); 4 – термальный азотно-метановый источник «Жемчуг»; 5 – термальный углекислый источник «Жемчуг»; 6 и 7 – минеральные воды Хонгор-Ула (источники «Общеукрепляющий» и «Почечный»); 8 – составы русловых песчанистых и песчано-глинистых отложений р. Иркут и ее притоков; 9 – составы карбонатных пород территории; 10 – средний валовый состав континентальной коры (CBK); 11 – средний состав верхней континентальной коры (BK); 12 – средний состав атмосферных выпадений. Линии смешения стронция в системах: 1 – средний состав донного осадка р. Иркут – средний состав атмосферных осадков; 3а – «низкостронциевый» карбонат – средний состав атмосферных осадков; 3б – «высокостронциевый» карбонат

**Fig. 14.** Sr-isotope systematics of surface and ground mineral waters of the Tunka Basin (Dril' et al., 2005). 1 – surface waters of the Irkut, Ikhe-Ugun, Kyngarga, Khylagun, Bolshoi and Maly Zangisan, Kharagun, Zun-Murin rivers; 2 – thermal mineral waters of the Arshan deposit (well 28); 3 – cold

mineral waters of the Arshan deposit (well in the Kyngarga River bed); 4 – thermal nitrogen-methane spring "Zhemchug"; 5 – thermal carbon dioxide spring "Zhemchug"; 6 and 7 – mineral waters of Khongor-Ula (springs "Obscheukreplyayushchiy" and "Pochechny"); 8 – compositions of channel sandy and sandy-clayey deposits of Irkut River and its tributaries; 9 – compositions of carbonate rocks of the area; 10 – average bulk composition of the continental crust (BK); 11 – average composition of the upper continental crust (BK); 12 – average composition of atmospheric precipitation. Strontium mixing lines in the systems: 1 – average composition of the upper continental crust – average composition of atmospheric precipitation; 2a and 2b – composition of the Irkut River bottom sediment – average composition of atmospheric precipitation; 3a – "low-strontium" carbonate – average composition of atmospheric precipitation; 3b – "high-strontium" carbonate.

Изотопный состав кислорода и водорода поверхностных и подземных вод Тункинской долины соответствует в целом линии метеорных вод Крейга (рис. 15). Речные воды условно разделяются на 2 группы по преобладающему типу питания – существенно дождевого (группа I) и существенно ледникового (группа II). Для группы I характерны более высокие значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , что связано с преобладанием в их питании дождевых вод.

К этой группе относятся поверхностные воды р. Иркут и его притоков на абсолютных высотах 700–900 м. Группа речных вод II отличается более низкими значениями  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , которые объясняются значительной ролью талых ледниковых вод в их питании. К ним относятся воды р. Иркут и его притоков в верхнем течении, на абсолютных высотах 1000–2000 м.



**Рис. 15.** Соотношение  $\delta D - \delta^{18}O$  в поверхностных и минеральных водах Тункинской долины Байкальской рифтовой системы (Дриль и др., 2005). 1 – поверхностные воды рек Иркут, Ихе-Угунь, Кынгарга, Халагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурин; 2 и 3 – минеральные воды Хонгор-Ула (источники «Общеукрепляющий» и «Почечный»); 4 – холодная минеральная вода месторождения Аршан (скважина в русле р. Кынгарга); 5 – термальная минеральная вода этого же месторождения (скв. 28); 6 – термальная углекислая вода месторождения Жемчуг; 7 – термальная азотно-метановая вода этого же месторождения. Римскими цифрами показаны группы изотопных составов поверхностных вод на различных гипсометрических уровнях: I – 700–900 м и II – 1000–2000 м.

**Fig. 15.** The  $\delta D - \delta^{18}O$  ratio in surface and mineral waters of the Tunka Valley in the Baikal Rift System (Dril' et al., 2005). 1 – surface waters of the Irkut, Ikhe-Ugun, Kyngarga, Khalagun, Bolshoy and Maly Zangisan, Kharagun, Zun-Murin rivers; 2 and 3 – mineral waters of Khongor-Ula (springs "Obscheukreplyayushchiy" and "Pochechny"); 4 – cold mineral water of the Arshan deposit (a well in the Kyngarga River bed); 5 – thermal mineral water of the same deposit (well 28); 6 – thermal carbon dioxide water of the Zhemchug deposit; 7 – thermal nitrogen-methane water of the same deposit. Roman numerals show groups of isotopic compositions of surface waters at different hypsometric levels: I – 700–900 m and II – 1000–2000 m.

Минеральные источники обнаруживают отчетливую связь с поверхностными водами в зоне разгрузки. Например, воды родников Хонгор-Ула («Почечный» и «Общеукрепляющий») принадлежат к группе I поверхностных вод, а подземные воды месторождения Аршан принадлежат к группе II (рис. 14). Воды месторождения Жемчуг характеризуются резко различным изотопным составом воды. Азотно-метановая термальная вода имеет изотопный состав, соответствующий группе II поверхностных вод, тогда как углекислая термальная вода имеет более высокие значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ . Существенный сдвиг вправо от линии метеорных вод точки углекислого состава может указывать на изотопный обмен при повышенной температуре с карбонатными породами, для которых определен интервал значений δ<sup>18</sup>O от +17.6 до +27.2 ‰ (Дриль и др., 2005).

### О пространственном разделении газов и жидкостей в мантии и в области коромантийного перехода

Связь изотопного состава гелия аршанских вод с дегазацией малоглубинной части мантии или коромантийного перехода, с одной стороны, и генетическая связь минеральных вод с поверхностными водами по Sr-O-D изотопным характеристикам, с другой стороны, заставляет принять в качестве рабочей гипотезу пространственного разделения газов и жидкостей в мантии и в области коромантийного перехода. Имеются факты, свидетельствующие о том, что газы – окислители и восстановители – действительно проявлялись в геологических комплексах пород фундамента Тункинской долины, кайнозойских вулканических породах и глубинных включениях из них.

Газовая фаза играет важнейшую роль в процессах глубинного магмообразования. Эксперименты свидетельствуют о зависимости между составом газов и магматических расплавов. Так, магма нормально щелочного (толеитового) состава имеет существенно водный состав флюида. В магме щелочнобазальтоидного состава состав флюида меняется на углекислый (Майсен, Бетчер, 1979). Перед вулканическими извержениями в Японии менялось соотношение газов в фумаролах. В геотермальной зоне Овакудани, расположенной в центре вулканической кальдеры Хаконэ (остров Хонсю, префектура Канагава, Япония), наблюдалось увеличение отношений CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>/CH4 и He/CH<sub>4</sub> синхронизированных с роем землетрясений в 2015 году. Такие изменения были обусловлены доминированием магматического компонента над гидротермальным (Ohba et al., 2019). На вулкане Хаконэ наблюдалось увеличение отношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S, содержащихся в вулканическом газе из фумарол, синхронизированное с роями землетрясений и деформаций в 2013 и 2015 гг. Подобное увеличение отношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S наблюдалось также в 2017 и 2019 годах, хотя не такое резкое, как в 2013 и 2015 гг. Кроме того, максимальные значения отношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S в 2017 и 2019 гг. были ниже значений 2013 и 2015 гг. Эти различия связывались с ограниченным и меньшим масштабом вулканической активности в 2017 и 2019 годах по сравнению с 2013 и 2015 годами (Daita et al., 2021). В обоих случаях перед вулканическим извержением возрастала роль газа-окислителя с уменьшением роли газа-восстановителя.

При изучении строения лавовых потоков и лавово-пирокластических толщ кайнозойских вулканических полей юга Сибири был сделан вывод о меняющемся характере соотношения летучих компонентов с расплавами разного состава и разных территорий (Рассказов, 1987).

При излияниях оливиновых базальтов в Восточном Саяне и Хамар-Дабане, включая Тункинскую долину, часто образовывались гиалокластиты, переходящие в подушечные лавы. Многочисленные находки таких образований на этих территориях свидетельствуют о широко распространенном явлении взаимодействия извергавшихся магматических расплавов с поверхностными водами. На Удоканском и Витимском вулканических полях Забайкалья гиалокластиты и подушечные лавы, однако, не известны, хотя условия для взаимодействия расплавов с поверхностными водами также неоднократно создавались.

В базальтовых и трахибазальтовых магмах летучие компоненты задерживались и перераспределялись внутри изливавшихся лавовых потоков с распространением пор преимущественно в их верхних частях. Нередко пористость охватывала весь слой излившейся магмы. На вулканических полях Восточного Саяна и Прихубсугулья распространены лавовые потоки с признаками флюидной дифференциации расплавов, с образованием пальцеобразных пористых обособлений и крупнозернистых эссекситовых линз. В верхней части такой линзы лавового потока в средней части разреза Эхе-Хэйрэгтэ (район пос. Орлика) продвинутая флюидная дифференциация дошла до образования в кровле эссекситовой линзы мощностью до 2 м мелких микросиенитовых линзочек. Образование дифференцированных серий умеренной щелочности (щелочной оливиновый базальт трахит) и высокой щелочности (базанит-тефрифонолит) на Удоканском вулканическом поле в основном отразило процессы флюидной дифференциации магм в малоглубинной мантии и коре (Рассказов, 1993; Рассказов, Чувашова, 2018).

Эксплозивная деятельность на забайкальских вулканических полях, как правило, завершала вулканизм с излиянием высокощелочных (тефритовых, фонотефритовых) лав. Высокощелочные расплавы в излившихся лавовых потоках быстро отвердевали, поэтому обычно содержат вулканические стекло. Отсутствие пор в лавовых потоках базанитов и тефритов свидетельствует о том, что газовая фаза из них на земной поверхности практически не отделялась. Газы отделялись от магм в каналах на пути их движения к земной поверхности. В отличие от умереннощелочных магм, из которых летучие компоненты выделялись при их излияниях на земную поверхность, высокощелочные магмы теряли летучие компоненты (преимущественно углекислый газ) на глубине.

В вулканических породах и их глубинных включениях определялись содержания газов методом высокотемпературного хроматографического анализа при нагревании измельченной фракции (0.25-0.5 мм) до 900 °С. В мегакристаллах щелочных полевых шпатов из удоканских фонотефритов и тефрифонолитов было обнаружено общее обеднение Н2О и СО2 относительно вмещающих пород. Коэффициент восстановленности (K<sub>B</sub> (H<sub>2</sub>O+CO+H<sub>2</sub>)×100/(H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>)) составляет во вмещающих породах – 0.46–0.59, в мегакристаллах – 5.4–37.5. Отношение Н<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> во вмещающих породах гораздо выше, чем в мегакристаллах (соответственно, 38-46 и 4-13). По результатам хроматографического анализа сделан вывод об обогащении кристаллизовавшихся щелочнобазальтоидных магм водой после выделения щелочных полевых шпатов на глубине. Сама кристаллизация мегакристаллов в щелочнобазальтоидных расплавах происходила в области коромантийного перехода и, скорее всего, отразила режим отделения от расплава  $CO_2$ c относительным возрастанием во флюиде доли H<sub>2</sub>O (Рассказов, 1987).

### Положение аршанских минеральных вод во флюидопроницаемых структурах коры и коромантийного перехода

О локальном характере преобразования пород коромантийного перехода под действием флюидов – восстановителей и окислителей – свидетельствует смена восстановленности-окисленности Fe в клинопироксене и шпинели глубинных включений из вулканических пород вдоль Еловской зоны горячей транстенсии. Железо восстановлено в минеральных фазах из глубинных включений центральной (внутренней) части Тункинской впадины и сопредельного Еловского отрога (местонахождение Хобок). Железо окислено в минеральных фазах из глубинных включений с хромдиопсидом и авгитом в тефритах южной части Еловской зоны горячей транстенсии, на границе Тункинской долины с

поднятием Хамар-Дабана (местонахождение Козья Шейка). Между местонахождениями включений с полностью восстановленным и полностью окисленным Fe находятся включения контактовых ксенолитов, в которых в контакте находятся породы с Fe в окисленной и в восстановленной форме (местонахождение Иркут). На восточном фланге Кынгаргского разлома, в гольцовой части Тункинского хребта, имеются выходы субвулканических тефритов с Cr-диопсид содержащими ксенолитами, подобными ксенолитам из тефритов Козьей Шейки, на его западном фланге находится некк с родственными малоглубинными плагиоклаз-керсутитовыми включениями (Рассказов и др., 1989а, б; Чувашова, Рассказов, 2014). Аршанское месторождение минеральных вод соответствует Кынгаргскому разлому с тефритовым некком, расположенным на его западном фланге и содержащим родственные малоглубинные плагиоклаз-керсутитовые включения.

В Слюдянском зональном метаморфическом комплексе местонахождение глубинных включений Хобок с восстановленным Fe осевой части Тункинской долины пространственно соответствует зоне гранулитового метамофизма, а местонахождения включений Иркут, Козья Шейка и с восстановленным, и с окисленным Fe в ее южной краевой части – породам более низких степеней метаморфизма амфиболитовой фации. Отметим сильное окисление железа (все железо в виде Fe<sup>3+</sup>) в ярко-красных шлаках вулкана Коврижка (Рассказов, 1993), расположенного на правобережье Хобка, хотя этот вулкан попадает в зону восстановленных пород гранулитового метаморфизма. Такое пространственное соединение процессов окисления (все железо в виде Fe<sup>3+</sup> шлаков) и восстановления (гранулитовый метаморфизм, все железо в клинопироксене и шпинели глубинных включений в виде Fe<sup>2+</sup>) подобно совмещению окисленных и восстановленных пород, которое наблюдается в сложных (контактовых) ксенолитах с фассаитовым клинопироксеном местонахождения Иркут. Разница заключается в том, что в Иркутном местонахождении ксенолитов воздействие восстановителя и окислителя пространственно совмещено в нижней-средней коре, а в Хобокском

разнесено по вертикали. Хобокские ксенолиты представляют собой восстановленные породы нижней-средней коры, пирокластические породы вулкана Коврижка – извергнутый магматический материал, насыщенный флюидами–окислителями.

Подобно рассмотренным местонахождениям ксенолитов из вулканических пород Еловской зоны горячей трастенсии, Аршанское месторождение минеральных вод также обнаруживает признаки пространственного совмещения воздействия газов–окислителей и газов–восстановителей. Это месторождение соответствует зоне окисления северного (Тункинского) граничного разлома Тункинской долины и смене пород гранулитовой фации породами более слабой степени метаморфизма.

## Перенос U в области коромантийного перехода

Для идентификации районов воздействия флюидов на малоглубинную мантию и кору показательны вариации концентрации U в источниках коромантийного перехода кайнозойских вулканических пород. Неизмененные мантийные породы характеризуются от-Th/U $\sim$ 4. Под ношением лействием окисленного водного флюида уран извлекается из пород источника. В базальтовых выплавках отношение Th/U возрастает до 20. В то же время, U переносится с его концентрацией в сопредельной области, что приводит к заметному снижению отношения Th/U в базальтовых выплавках. Базальтовые расплавы изливались из малоглубинных источников коромантийного перехода с флюидным перераспределением U в Приморье, Приамурье, Тянь-Шане и Тункинской долины (Рассказов и др., 2003, 2015; Rasskazov et al., 2021).

В последнем случае (т.е. в Тункинской долине) эффект переноса урана гидротермами реализовался в Камарско-Становой зоне горячей транстенсии ее восточной части, в которой вулканическая деятельность ограничивалась временным интервалом 18–12 млн лет назад. Отношение Th/U возросло в базальтах Култукского вулкана, образовавшегося в зоне рельефообразующего Обручевского разлома. Подобное структурное положение в Еловской зоне горячей транстенсии занимает

месторождение Аршанское минеральных вод, которое контролируется зоной рельефообразующего Тункинского разлома (см. рис. 2). Воздействие флюидов на малоглубинный источник коромантийного перехода под Култукским вулканом Камарско-Становой зоны горячей транстенсии может сопоставляться с подобным флюидным воздействием, просоответствующим странственно Аршанскому месторождению минеральных вод Еловской зоны горячей транстенсии. В этой зоне горячая транстенсия начала проявляться, возможно, уже в среднем миоцене, 16–15 млн лет назад, и завершилась около 0.8 млн лет назад. Учитывая принадлежность Кынгаргского разлома к структуре Еловской зоны транстенсии, можно предположить, что ее горячее состояние еще поддерживается глубинными процессами. Проникновение глубинных флюидов в Кынгаргском разломе, и возможно, в других частях Еловской зоны транстенсии может восприниматься как показатель современных (протекающих на глубине) процессов щелочнобазальтоидного магматизма.

#### Om движении гипотезы 0 углекислых аршанских вод по карбонатному водоносному горизонту Аршанского месторождения гипотезе К пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод

Гипотеза о проникновении термальных углекислых вод с глубины 500 м вдоль слоя карбонатов с охлаждением до низких температур на глубине 100-150 м (см. рис. 5) не объясняет неравновесный состав U первых и равновесный - вторых, а также высокое содержание Si. Если бы, предположим, термальная вода действительно мигрировала по карбонатному водоносному горизонту с постепенным охлаждением от скважин глубиной 500 м к скважинам глубиной 100-150 м, в ее урановом компоненте должно сохраниться ОА4/8, как это имеет место при проникновении компонента глубинной воды Южно-Байкальского резервуара под побережье Байкала (Рассказов и др., 2020), а содержание Si в ней должно было снизиться до значений низкотемпературного раствора.

Может ли изотопный состав U измениться в результате фракционирования масс U-234 и U-238 в поле меняющихся температур при миграции термальной воды по карбонатному водоносному горизонту с ее постепенным охлаждением? Фракционирование ведет к концентрированию тяжелых изотопов в холодной области, легких – в горячей. Если в горячих водах водоносного горизонта на глубине 500 м был некоторый избыток легкого изотопа <sup>234</sup>U относительно <sup>238</sup>U, в результате удаления <sup>234</sup>U и добавления <sup>238</sup>U в охлажденные воды на глубине 100–150 м этот избыток мог нивелироваться. Избыток легкого изотопа <sup>234</sup>U должен был создаваться в ГГДЦ резервуара каким-то эффектом и сначала снижаться по механизму фракционирования на пути от ГГДЦ до карбонатного горизонта на глубине 500 м. Предположительный эффект создания избытка <sup>234</sup>U не мог нарушить соприродное временное отношение <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U=137.7, поэтому в случае, если изотопы <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U действительно фракционировали, то вместе с ними должен был фракционировать изотоп <sup>235</sup>U со снижением отношения <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U.

Разумеется, процесс возможного фракционирования изотопов должен тестироваться. Но обращает на себя внимание равновесное соотношение изотопов  $^{234}$ U и  $^{238}$ U в холодных минеральных водах, которое может соответствовать особому природному состоянию среды. Уран природных вод обычно выведен из равновесия. Маловероятно, чтобы равновесие  $^{234}$ U и  $^{238}$ U создавалось механизмом фракционирования.

Подтвердится или не подтвердится фракционирование изотопов U, в любом случае, требует объяснения высокое содержание Si и в горячих, и в холодных минеральных водах, которое свидетельствует об их подъеме из области высоких температур ГГДЦ, соответствующих глубинам 4.0–4.7 км. При таком подъеме холодные и горячие минеральные воды поднимаются из резервуара к земной поверхности разными путями. Холодные минеральные воды с равновесным U проникают в пересечении разлома A с Кынгаргским разломом из ГГДЦ резервуара и его периферии с их быстрым охлаждением, при котором глубинный раствор Si сохраняется. В удалении от разлома А на западном фланге Кынгаргского разлома создаются другие условия, при которых из глубинного резервуара переносится не только вода, но и тепло. В водах из скважин глубиной 650–657 м одновременно с возрастанием температуры поднимающейся минеральной воды, меняется урановый компонент. Кроме неравновесного соотношения изотопов  $^{234}$ U и  $^{238}$ U, концентрация U в этом компоненте снижается вдвое, что может свидетельствовать о действии восстановителя. Мы приходим к выводу о том, что распределение урановых компонентов и Si в минеральных водах Аршанского месторождения противоречит гипотезе об их движении по карбонатному водоносному горизонту и лучше объясняется гипотезой пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод от глубинного резервуара (рис. 16).



**Рис. 16.** Схема предполагаемого пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод Аршанского месторождения. В слое карбонатов (синие кирпичики), частично перекрытых кайнозойскими осадочными отложениями (желтый фон с точками и кружками), скважинами вскрываются минеральные воды, которые поднимаются из ГГДЦ и периферии резервуара в проницаемом разломе и из этого же ГГДЦ в удалении от него.

**Fig. 16.** Scheme of the proposed spatial separation of cold and hot carbon dioxide waters of the Arshan field. In a carbonate layer (blue bricks), partially covered by Cenozoic sediments (yellow background with dots and circles), wells extract mineral waters that rise from a hydrogeodynamic center and periphery pf a reservoir in a permeable fault and from the same hydrogeodynamic center at some distance from it.

### Интерпретация равновесного и неравновесного урана в подземных водах: косейсмическая химическая гидрогеодинамика

Избыточная отдача породой нуклида <sup>234</sup>U в омывающие ее подземные воды, известная как эффект Чердынцева–Чалова (Чердынцев,

1969, 1973), объясняется в сейсмоактивных разломах развитием микродислокаций в урансодержащих минералах. В относительном возрастании ОА4/8 отражается усиление текущих деформаций в условиях растяжения, усиливающего циркуляцию трещинных вод, в относительном снижении ОА4/8 проявляется закрытие микротрещин в условиях сжатия, затрудняющего их циркуляцию. Сильные землетрясения БРС, соответствующие усилению сейсмогенных деформаций при растяжении коры на Култукском полигоне, сопровождаются существенным возрастанием ОА4/8 подземных вод (Rasskazov et al., 2020, 2024).

По степени возрастания ОА4/8 в подземных водах Тункинской долины деформационная активность, сопровождающаяся растяжением коры, определяется в районе пос. Култук как максимальная. Более низкая деформационная активность с растяжением коры обозначается в Зактуйской аномалии Еловско-Култукской секции Тункинской долины по значению ОА4/8 = 2.92 (ст. 58) и в Северо-Торской аномалии – по значению OA4/8 = 2.15 (ст. 121). В Ниловско-Мондинской секции наиболее активной с элементом растяжения следует считать Торскую зону и Ниловскую аномалию с максимальной величиной ОА4/8, сопоставимой с максимальным значением этого отношения в пос. Култук. В Мондинской аномалии деформационная активность растяжения ниже. В 2013-2014 гг. здесь была выявлена единственная скважина с водой, в которой значение ОА4/8 достигало 2.49. При землетрясениях 2014-2015 гг. ОА4/8 этой станции снизилось и в дальнейшем не превышало 1.6. Снижение ОА4/8 объясняется сжатием верхней части коры Мондинской впадины, препятствующим поступлению глубинных вод (Рассказов и др., 2018).

Возникает вопрос, почему аршанские минеральные и пресные воды дают ОА4/8 ниже, чем в аномалиях подземных вод Тункинской долины, показанных на рис. 1? Гипотеза о понижении значения ОА4/8 в мондинских подземных водах в связи со сжатием верхней части коры для аршанских минеральных вод не применима, поскольку разные гидрогеохимические показатели аршанских минеральных вод свидетельствуют об их происхождении из глубинного резервуара.

Опорный Култукский мониторинговый гидрогеохимический полигон находится в зоне милонитов Главного Саянского разлома, представляющих собой тонко гранулированный кварцевый агрегат (Rasskazov et al., 2021). Интервал ОА4/8 в подземных водах этого полигона составляет от 1.09 до 3.29, а

концентрация урана – от 0.0087 мкг/дм<sup>3</sup> (ст. 64) до 5.2 мкг/дм<sup>3</sup> (ст. 45) (Рассказов и др., 2015, 2020). Аршанские подземные воды, производные карбонатов, дают гораздо более узкий диапазон ОА4/8, хотя диапазон концентрации U в них также широк. Поведение U в минеральных водах из силикатных и карбонатных пород различается. Низкое ОА4/8 аршанских вод, по сравнению с аномалией ОА4/8 подземных вод Култукского полигона и других аномалий ОА4/8 подземных вод Тункинской долины (рис. 1), может отражать специфику поведения урана в подземных водах из карбонатов.

Мониторинг минеральной воды из карбонатов в Олхинской скважине на юге Сибирской платформы свидетельствует о вариациях изотопов U вследствие изменения химического растворения карбонатов. ОА4/8 изменяется от 11.82 до 15.71. Минеральная вода обогащается атомами отдачи <sup>234</sup>U подобно растворяющимся макро- и микрокомпонентам карбонатов, тогда как ОА4/8 осложняется зависимостью растворения U от окислительно-восстановительного потенциала. В 2013-2015 гг. ОА4/8 возрастает с понижением концентрации U под действием восстановителя, а в 2017-2022 гг. не изменяется при возрастании его концентрации под действием окислителя (Рассказов и др., 2024). В окислительных условиях уран растворяется в воде и выносится. Если воздействует газ-восстановитель (H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и др.), часть урана задерживается в породе, что приводит к эффекту создания избытка <sup>234</sup>U. В Олхинской скважине отсутствует механизм подпитки водой глубинного резервуара. Благодаря задержке воды в малоглубинных карбонатах (с низким содержанием Si) в них ярко проявляется эффект избыточного накопления <sup>234</sup>U.

Отсутствие избытка изотопа <sup>234</sup>U в аршанских минеральных водах, производных карбонатов, объясняется воздействием на них сильного окислителя (например, CO<sub>2</sub>). Уран постоянно привносится водой на глубину вторжения скважин из глубокого резервуара, в котором он находится в изотопном равновесии, поэтому продукты радиоактивного распада <sup>238</sup>U не скапливаются в малоглубинных карбонатных породах и эффект избыточного накопления <sup>234</sup>U отсутствует.

При радиоактивном распаде урана-238 в конечный стабильный изотоп <sup>206</sup>Pb образуется восемь атомов <sup>4</sup>He. Хотя, кроме распада <sup>238</sup>U, <sup>4</sup>He генерируется при радиоактивном распаде <sup>235</sup>U и <sup>232</sup>Th, распределение радиогенного <sup>4</sup>He связано главным образом с радиоактивным распадом <sup>238</sup>U. Выявленное резкое различие изотопного отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в газовой фазе, связанной с подземными водами Сибирской платформы и Тункинской впадины (Polyak, 2003), в общем согласуется с различием ОА4/8 минеральных вод Сибирской платформы и Аршанского месторождения Тункинской впадины (рис. 17).



Рис. 17. Различие ОА4/8 в углекислых минеральных водах и <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в газах углекислых вод из скважин на Сибирской платформе и в Тункинской впадине. Интервалы типичных значений ОА4/8 из статьи

(Рассказов и др., 2024) и настоящей работы, интервалы значений  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  — из статьи (Polyak, 2003).

**Fig. 17.** Difference of OA4/8 in carbon dioxide mineral waters and <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He in gases of carbon dioxide waters from wells in the Siberian platform and Tunka basin. Typical OA4/8 ranges are from (Rasskazov et al., 2024) and this work, those of <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He values are from (Polyak, 2003).

На диаграмме рис. 18 иллюстрируются различия в общем изменении урановых компонентов аршанских минеральных вод до и гидрогеохимической перестройки после 2014-2015 гг. В холодных минеральных водах ГГДЦ и периферии резервуара частично присутствуют урановые компоненты термальных вод. Перед перестройкой с течением времени в холодных минеральных водах периферии резервуара доля уранового компонента термальных вод, которые вскрываются скв. 34, возрастает. После перестройки с течением времени в холодных минеральных водах ГГДЦ резервуара доля уранового компонента термальных вод, который регистрируется в скважинах 39 и 41, также изменяется. На рис. 12б наблюдается присутствие небольшой доли этого компонента в минеральных водах ст. 2 сразу после перестройки (повышенная концентрация U), нарастание доли этого компонента (падение концентрации U) к концу 2022 г., а в дальнейшем – снижение его доли (возрастание концентрации U).



**Рис. 18.** Диаграмма соотношений T(Si) [ГЭТ] и концентрации U. Условные обозначения для минеральных вод ст. 2 см. рис. 10.

### **Fig. 18.** Diagram of the relationship between T(Si) [ $\Gamma \exists T$ ] and U concentration. Symbols for mineral waters from station 2 are as in Fig. 10.

Циклическое изотопное равновесие урана устанавливается в холодных минеральных водах ст. 2 и подобных минеральных водах из неглубоких (100–150 м) скважин. Впрочем, результаты мониторинга, представленные на рис. 12, свидетельствуют о небольших отклонениях от 1.0, которые не случайны, а скорее всего, обусловлены изменяющимися окислительно-восстановительными процессами, развивающимися в резервуаре на глубине до 4.5 км параллельно с развитием процессов подготовки и реализации землетрясений в более глубокой (средней) части коры.

Действие механизма возрастания ОА4/8 в минеральных водах из карбонатов под влиянием восстановителей, подобного механизму, обнаруженному в минеральных водах, вскрытых Олхинской скважиной, подтверждается данными по урану термальных вод, вскрытых на Аршанском месторождении 500-метровыми скважинами. В них регистрируется изотопно-неравновесный уран при более низкой концентрации этого элемента. В горячих аршанских минеральных водах из карбонатов на глубине 650–657 м проявляется механизм возрастания ОА4/8 под воздействием на минеральные воды восстановителя.

Определение поведения урана в минеральных водах Аршанского месторождения по механизму растворения карбонатов открывает возможность интерпретации происхождения трех урановых компонентов с использованием изотопов Sr (см. рис. 9). Компонент I минеральных вод с максимальной концентрацией урана, находящегося в циклическом изотопном равновесии при наиболее высоком  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr (0.708591), компонента II с повышенной концентрацией U, наиболее неравновесным при самом низком  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr (0.708173).

Выявленная перестройка резервуара аршанских минеральных вод согласуется по времени с перестройками Култукского и Мондинского резервуаров подземных вод на окончаниях Тункинской долины, которые обозначили начало изменения состояния коры в 2014–2015 гг., завершившееся Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией 2020-2024 гг. В перестройку 2014-2015 гг. в зоне Тункинского разлома района пос. Аршан вовлекалась структура всей коры, включая ее верхнюю часть. После этой перестройки, однако, в тектоническом развитии верхней части коры и ее глубоких частей этой территории не было согласования. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации наблюдается взаимосвязь землетрясений Байкала и Хубсугула. Аршан находится между областями сильных землетрясений, происходящих на Байкале и Хубсугуле. Тем не менее, длительное стабильное глубинное положение ГГДЦ Аршанского резервуара не предполагает реализацию событий в Тункинском разломе, которые могли бы привести к смещению гидрогеодинамического центра резервуара вверх или вниз, хотя по Na/Li геотермометрии в резервуаре прослеживается замедление тектонических движений. Такое состояние Аршанского резервуара может отражать передачу тектонических движений от Среднего Байкала до Хубсугула по пластичному слою коры на глубине 38–39 км (Rasskazov et al., 2022).

В районе Аршана распространены молодые разрывные нарушения сбросового, сдвиго-сбросового и надвигового типа. Сбросы и сдвиго-сбросы проявлены в Тункинской зоне разломов. Надвигами смещены дайки возрастом около 10 млн лет, обнаженные в гольцовой части Тункинского хребта, на западном фланге Кынгаргского разлома (в верховьях р. Бухота) (Ружич и др., 1972). Протяженные пологие разрывы наблюдаются в карбонатах каньона р. Кынгарга, т.е. в зоне Кынгаргского разлома. Можно предполагать развитие субгоризонтальных разрывов на некоторой глубине как контролирующего фактора глубинной локализации минеральных вод резервуара. В Зактуйском землетрясении 1995 г. в южной части Еловской зоны горячей транстенсии реализовался сбросовый механизм при субширотном растяжении, но через 8 лет, при Хойтогольском землетрясении 2003 г., реализовался взбросовый механизм при субширотном сжатии (см. рис. 1). Магмопроницаемость коры в Еловской зоне горячей транстенсии отражается в преобладающем субширотном растяжении, поскольку все дайки этой зоны простираются субмеридионально. Сейсмические импульсы растяжения и сжатия 1995 и 2003 г. в Тункинской впадине сближены во времени. После 2003 г. сильная сейсмическая активность сместилась из Тункинской долины в Южно-Байкальскую и Хубсугульскую впадины.

На опорном Култукском полигоне каждая станция наблюдений характеризуется своим ГГДЦ, оформившимся на глубинах от нескольких сотен м до 1.5 км в 2019-2020 гг., перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией. Все минеральные воды Аршана дают общий уровень ГГДЦ резервуара на глубине 4.0-4.7 км, на фоне которого отдельные скважины (6, 135) обнаруживают эпизод 2012–2014 гг. продвижения фронта минеральных вод от уровня ГГДЦ вверх, на глубину до 1.5 км. В 2024 г. минеральные воды поступают из ГГДЦ Аршанского резервуара. Как долго будет продолжаться такое поступление – покажет время. Если процессы земной коры, включая сейсмическую активность, будут подчиняться в Тункинской долине общей квазипериодичности в БРС 10-12 лет (Шерман, 2014; Rasskazov et al., 2022), то в ближайшие 2-3 года можно ожидать изменения глубины поступления минеральных вод с их выведением на малоглубинный уровень периферии резервуара Аршанского резервуара или на более глубокий уровень нового ГГДЦ. Нельзя исключить возможности сценария продолжения текущей химической гидрогеодинамики с доминирующей ролью ГГДЦ минеральных вод, резко обозначенного на глубине 4.0-4.7 км.

### В Тункинской впадине начинается новый вулканический импульс?

Вулканизм позднего кайнозоя ЮЗ части БРС развивался квазипериодическими импульсами, повторяемость которых в миоцене и плиоцене через 2.5 млн лет соответствовала великим циклам эксцентриситета орбитального вращения Земли. В четвертичное время частота вулканических импульсов возросла с приближением к циклам Миланковича. Вулканизм каждого цикла начинался от центральной и/или восточной части Тункинской долины и волнообразно распространялся к югу, через Хамар-Дабан, Джидинской Забайкалье, Селенгинскую межгорную седловину до Восточного Хангая. Последний вулканический импульс был инициирован в Трансхамардабанской вулканической зоне,

протянувшейся на 90 км от Тункинской впадины в бассейн Джиды, и распространился в районе Восточного Хангая в интервале от 1.1 млн лет назад до 35 тыс. лет назад. Продолжительность финального вулканического импульса на последней территории приближается к циклу Миланковича 405 тыс. лет (Чувашова, Рассказов, 2023).

По слегка сокращающейся квазипериодичности вулканических событий порядка 2 тыс. лет во временном интервале последних 15 тыс. лет на северо-востоке БРС предполагается следующее извержение около 2050 г. (Рассказов, Чувашова, 2018). Разумеется, время события оценивается приблизительно, поскольку речь идет о квазипериодичности природных процессов. В это же время может произойти вулканическое событие в Тункинской впадине, для более точного определения которого необходима постановка специальных гидрогеохимических мониторинговых наблюдений с вовлечением в опробование ряда скважин 41, 39, 34 и 35 на Аршанском месторождении, а также других чувствительных водопунктов.

Выходы газов в Аршанском месторождении минеральных вод с проявлением мантийного отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He могут обозначать зарождение нового вулканического импульса. В таком контексте высокое изотопное отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в Аршанском месторождении минеральных вод (Polyak, 2003) должно рассматриваться как предвестник будущего вулканического извержения в Тункинской впадине. Место вероятного извержения – субмеридиональный Кынгаргский разлом (рис. 19).



Рис. 19. Пространственное положение вероятного будущего вулканического извержения в зоне Кынгаргского разлома. Условные обозначения см. на рис. 1. Разломы: ТР – Тункинский, ГСР – Главный Саянский.

# **Fig. 19.** Spatial position of the probable future volcanic eruption in the Kyngarga fault zone. Faults: TP - Tunka, $\Gamma CP - Main Sayan$ .

Режим высокого изотопного отношения <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не, предшествующего извержению, может быть длительным. Перед извержением вулкана Онтаке в 2014 году гелиевая аномалия поддерживалась в течение 10 лет (Sano et al., 2015). Это отношение может оставаться постоянным на протяжении нескольких десятков лет (Толстихин, 1986; Polyak, 2003; Kagoshima et al., 2019). Следовательно, <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не (как, впрочем и равновесный U) служит лишь общим указанием на возможное вулканические извержение. Нужны другие гидрогеохимические показатели, которые бы свидетельствовали о поступлении мантийных флюидов, связанных с поднимающимися магматическими расплавами.

На вулканическом поле Дариганга выявлены четвертичные щелочные базальтоиды (фонотефриты и др.) с весьма высоким отношением La/Yb, производные источника первичной мантии возрастом 4.47 млрд лет, которые, могли образоваться в результате дегазации недифференцированного материала нижней мантии. Эти породы свидетельствуют о вероятном образовании в четвертичное время глубинных флюидных потоков, поднимавшихся ИЗ глубокой мантии (Rasskazov et al., 2024а). Перед вулканическим извержением вполне ожидаемо возрастание в фумаролах отношения La/Yb. В связи с этим, обращает на себя внимание резкое относительное повышение концентрации La и отношений La/Sm и La/Yb перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией (06 августа 2018 г.), когда минеральные воды Аршанского месторождения вошли в режим ГГДЦ (рис. 20). Эти гидрогеохимические показатели могут быть более чувствительными индикаторами мантийных магматических флюидов, отслеживание которых даст возможность определения времени вероятного вулканического извержения в Тункинской впадине.

### Заключение

По значениям ОА4/8 в подземных водах Тункинской долины определены 2 зоны

проявления текущих деформаций в условиях растяжения (Култукская и Туранская) и 4 локальных участка (Мондинский, Ниловский, Зактуйский и Северо-Торский). Деформационные аномалии пространственно связаны с образованием западной (Ниловско-Мондинской) и восточной (Еловско-Култукской) секций тектонических инверсий в Тункинской долине. По снижению значений ОА4/8 в подземных водах выделяется ряд деформационной активности разломов от максимальной к минимальной: Култукская зона – Торская зона с Ниловской аномалией – Зактуйская аномалия – Мондинская аномалия – Северо-Торская аномалия – Тункинская впадина. Пространственное распределение текущих деформаций в коре контролируется поперечными (субмеридиональными) зонами, повлиявшими на пространственно-временное распределение кайнозойского вулканизма и определившими инверсии тектонических движений в рифтовой долине.

Для подземных вод района Аршана характерны низкие значения ОА4/8. На примере аршанских вод рассмотрены свойства урана как элемента, растворяющегося в подземных водах из карбонатов и меняющего ОА4/8 в зависимости от воздействия на них газовой фазы – окислителя или восстановителя. При выяснении причин низкого ОА4/8 в подземных водах Тункинской впадины оказалось, что равновесный изотопный состав урана (OA4/8 ~ 1) имеют газирующие холодные углекислые воды Аршанского месторождения. При отклонении урана от изотопного равновесия в минеральных и пресных водах значения ОА4/8 не превышают 1.64. Равновесный изотопный состав U объясняется воздействием на минеральные воды резервуара в карбонатных породах пересечения Кынгаргского разлома с разломом А газов-окислителей, не способствующих образованию избытка <sup>234</sup>U относительно материнского <sup>238</sup>U. Избыток этого изотопа образуется при поступлении восстановителей на западном фланге Кынгаргского разлома. Распределение урановых компонентов и Si в минеральных водах Аршанского месторождения противоречит гипотезе об их движении по карбонатному водоносному горизонту и лучше объясняется гипотезой пространственного разделения холодных и горячих углекислых вод от глубинного резервуара.



**Рис. 20.** Диаграммы временных вариаций La (*a*), La/Sm (*б*) и La/Yb (*в*) минеральных вод ст. 2. Условные обозначения см. рис. 10 и 12.

**Fig. 20.** Diagrams of temporal variations of La (*a*), La/Sm ( $\delta$ )  $\mu$  La/Yb (*e*) of mineral waters from station 2. Symbols are as in Figs 10 and 12.

В ходе мониторинга минеральных вод ст. 2 задокументировано резкое изменение гидрогеохимических параметров подземных вод во временном интервале от 19 августа 2014 г. до 24 июня 2015 г., которому соответствуют Северо-Хубсугульское землетрясение 5 декабря 2014 г. и Голоустное землетрясение 5 сентября 2015 г. В это время поступление минеральных вод с глубины 1.5-2.7 км периферии резервуара сменилось поступлением минеральных вод с глубины 4.0-4.7 км гидрогеодинамического центра. Такой режим поступления аршанских минеральных вод, за исключением возвратного импульса 14 сентября 2017 г., поддерживался в течение 8 лет, включая Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию 2020-2024 гг. и продолжает поддерживаться в настоящее время. Вход в ГГДЦ, возвратный периферический импульс и поддержка активности ГГДЦ сопровождаются возрастанием ОА4/8 и сопутствующими вариациями А4 и концентрации U, которые можно связать с эпизодическим воздействием на резервуар газов-восстановителей, имеющих глубинное (возможно, коромантийное) происхождение.

Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020-2024 гг. взаимосвязанные сейсмогенные деформации охватили Южно-Байкальскую и Хубсугульскую впадины, но не затронули район Аршанского месторождения в центральной части Тункинской долины. Эта активизация могла, тем не менее, дестабилизировать кору в Тункинской впадине, поэтому активность разломов здесь может возрасти. Высокое изотопное отношение  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  и OA4/8, близкое к 1, в минеральных водах Аршанского месторождения, расположенного в Еловской зоне горячей транстенсии, заслуживает особого внимания как свидетельство поступления мантийных окисленных флюидов, которое может перерасти в вулканическое извержение в зоне Кынгаргского разлома. В качестве чувствительного индикатора приближения вулканического извержения может служить резкое повышение в минеральных водах концентрации La и отношений La/Sm и La/Yb.

### Благодарности

Авторы благодарят Ю.И. Кустова, С.Х. Павлова и А.И. Оргильянова за консультации, полученные при опробовании подземных вод Тункинской долины. В сентябре 2018 г. аршанские минеральные воды опробовались китайско-российской группой в рамках работ «Совместного Китайско-Российского исследовательского центра по вулканизму и окружающей среде Удаляньчи– Байкал». Аналитические исследования выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се в центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

### Литература

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск : Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Дриль С.И., Чуканова В.С., Дубинина Е.О., Сандимиров И.В., Владимирова Т.А., Склярова О.А., Иконникова Т.А. Изотопная Sr-O-H-U систематика и генезис поверхностных и минеральных вод Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Мат-лы конференции. Т. 1. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 1. С. 158–162.

Карта эпицентров последних десяти землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2024. http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1.

Кашина М.А. Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Матлы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. С. 114–117.

Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В., Сонголов В.И., Мурашова Т.В., Сизых Т.П. Углекислые минеральные воды курорта «Аршан Тункинского» и состояние его гидроминеральных ресурсов // Сибирский медицинский журнал. 2002. № 6. С. 35– 42.

Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан Тункинский» и использование ее компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnayabaza-kurorta-arshan-tunkinskiy-i-ispolzovanie-eekomponentov-v-prakticheskih-tselyah

Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Каменский И.Л. Изотопный состав гелия в термоминеральных флюидах Забайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 146–157.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–152.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Наука. Новосибирск, 1974.160 с.

Ломоносов И. С., Мамырин Б. А., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н., Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.

Львов А.В., Кропачев Г.И. Краткий отчет о результатах исследования источника «Аршана», произведенного по поручению Вост.-Сиб. отд. Российского геогр. Общ. и Общ. врачей // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1909. Т. 40. С. 41–47.

Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. Перевод с англ. М.: Мир, 1979. 123 с.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с Мw = 6.3 на юге Байкала: Пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44– 62.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 4. С. 24–36.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Рогожина В.А. (ред.) Сейсмические исследования в Восточной Сибири. Мосува : Наука, 1981. С. 3–11.

Павлов С.Х., Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Углекислые воды Тункинской впадины (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 9. С. 28–35.

Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Ново-сибирск: Академическое Изд-во «Гео», 2006. 151 с.

Пиннекер Е.В. Особенности исследований для целей прогноза землетрясений по гидрогеохимическим показателям // Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений. г. Ир-кутск, 1984. С. 39–43.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по прогнозу землетрясений. Алма-Ата, 1980. С. 10–12.

Пиннекер Е.В., Дзюба А.А., Лебедева В.В., Папшев М.В., Ржечицкий Ю.П., Рубинчик Э.А. Шабыниин Л.Л. Основные результаты и задачи изучения изменений гидрогеологических условий при подготовке землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Исследования по созданию основ прогноза землетрясений в Сибири. г. Иркутск, 1989. С. 42–43.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И. Гидрогеология Прибайкалья. Москва : издво Наука, 1968. 170 с.

Пиннекер Е.В., Шабынин Л.Л., Ясько В.Г. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Гидрогеология. Новосибирск : Наука, 1984. 167 с.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Гидрогеохимические предвестники землетрясений // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. Алма-Ата, 1983. С. 120–123.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Москва : Наука, 1985а. С. 259–285.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области // Гидрогеохимические предвестники землетрясений / Отв. ред. Г.М. Варшал. Москва : Наука, 1985б. С. 259–265.

Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1987.154 с.

Повышев А.С. Окончательный сводный отчет по Тункинской опорной скважине № 2-О. Часть 1. г. Иркутск, 1956. 127 с.

Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры ЮжноБайкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.

Рассказов С.В. Флюидный режим кайнозойского вулканизма юга Сибири. Москва, 1987. 26 с. Деп. в ВИЭМС 31.03.87, N 385-МГ.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989а. № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1989б. Вып. 4. Ч. 118. С. 56–64. [.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана (<sup>234</sup>U/ <sup>238</sup>U) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С.:632–650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чебыкин Е.П. Горячинская активизация Ямбуйской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Временные изменения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: условия проявления эффекта Чердынцева–Чалова // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В., 2003. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. № 1. С. 92–109.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С. Выявление текущих деформаций коры в Тункинской долине по проявлению эффекта Чалова–Чердынцева в подземных водах // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2014. № 4 (11). С. 70–78.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Миколайчук А.В., Собель Э.Р., Ясныгина Т. А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1972. Т. 205. С. 920–923.

Рязанов Г.В. Поля напряжений и условия формирования структур юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук СССР. 1978. Т. 243, № 1. С. 183–186.

Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М., 2020. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Мw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Середкина А.И., Мельникова В.И. Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн // Физика Земли. 2014. Т. 50, № 3. С. 103–114. Doi: 10.7868/S0002333714030090

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Москва–Ленинград : Издво Академии наук СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. Москва : Наука, 1968. С. 40–56.

Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность юговосточной части Восточного Саяна. Изд-во Наука, Сиб. Отд-ние, Новосибирск, 1975. 134 с.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирское академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 454–464.

Шерман С.И., Лысак С.В., Горбунова Е.А. Тектонофизическая модель байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений // Геология и геофизика, 2012, Т. 53, № 4. С. 508–526.

Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Наука, 1973. 136 с.

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604– 616.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады РАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Йи-минь Сунь, Рассказов С.В., Женхуа Сие, Чень Янг, Ильясова А.М. Химический элементный и U-изотопный состав подземных вод центральной части Тункинской долины (Бурятия, Россия) // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Мат-лы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященный 90-летию со дня рождения Н.А. Логачева. г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 14–15 октября 2019 г. С. 238–240. Чердынцев В.В. Уран–234. Москва : Атомиздат, 1969. 308 с.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. Москва : Наука, 1973. 208 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Прорыв в изучении и датировании новейшего вулканизма Байкальской рифтовой системы и его значение для понимания новейшей геодинамики Азии // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 149– 197. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.149.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos. 2007. V. 95. P. 415–424.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // Bulletin of Volcanology. 2005. Vol. 68. P. 118–134.

Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // Journal of Geography. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783

Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F., San'kov V. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova, 2002. Vol. 14. P. 491–500.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. 2002. Vol. 47. P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füri E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // Geochemical Journal. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

HRVD (http://www.seismology.harvard.edu/) Department of Geological Sciences, Harvard University, 20 Oxford St., Cambridge, MA 02138, U.S.A.

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. https://doi.org/ 10.1029/2019GC008544

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. Vol. 18, No. 2. P. 453–461.

Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // Geochim. J. 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139-143.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5

Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // Isotopes Environ. Health Studies. 1995. Vol. 31. P. 97–106.

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No. 1. P. 45–66.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) monitoring // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7– 21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low

temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024a. doi: https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a  $^{234}U/^{238}U$  activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. V. 14 (4): 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir versus paragenetically related large earthquakes in the central Baikal Rift System, Siberia // Journal of Earth System Science. 2024b (Excepted for publication).

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. Vol. 7. P. Q06008. https://doi.org/10.1029/2005GC001175

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) The Noble Gases as Geochemical Tracers 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // Scientific Reports. 2015. Vol. 5. P. 13069.

#### References

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos. 2007. V. 95. P. 415–424.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // Bulletin of Volcanology. 2005. Vol. 68. P. 118–134.

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in bottom sediments of Lake Baikal // Geology and Geophysics. 2007. Vol. 48, No. 6. P. 604–616.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2015. Vol. 460, No. 4. P. 464–467.

Chebykin E.P., Yimin Sun, Rasskazov S.V., Zhenhua Xie, Chen Yang, Ilyasova A.M. Chemical elemental and U-isotopic compositions of ground water in the central part of the Tunka valley (Buryatia, Russia) // Rifting, orogenesis, and accompanied processes. Proceedings of the IV All-Russian Symposium with the participation of foreign scientists, dedicated to the 90th anniversary of the birth of N.A. Logatchev. Irkutsk, Institute of the Earth Crust SB RAS, October 14–15, 2019. P. 240–242.

Cherdyntsev V.V. Uranium-234. Moscow: Atomizdat, 1969. 308 p.

Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Moscow: Nauka, 1973. 208 p.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., 2014. Sources of magmatism in the mantle of the evolving Earth. Irkutsk State University Publisher, Irkutsk, 291 p.]

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. Breakthrough in research and dating of latest volcanism of the Baikal rift system and its significance for understanding latest geodynamics of Asia // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 149–197. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.149.

Golubev V.A. Conductive and convective heat removal in the Baikal rift zone. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2007. 222 p.

Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // Journal of Geography. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783

Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F. and San`kov V. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova, 2002. Vol. 14. P. 491–500.

Dril' S.I., Chukanova V.S., Dubinina E.O., Sandimirov I.V., Vladimirova T.A., Sklyarova O.A., Ikonnikova T.A. Isotope SR-O-H-U systematics and genesis of surface and mineral waters of the Tunka depression of the Baikal rift system // Problems of geochemistry of endogenous processes and the environment. Conference materials. Vol. 1. Irkutsk: Publishing House of the V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, 2007. Vol. 1. P. 158–162.

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. M.–L.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. 258 p.

Florensov N.A. Baikal rift zone and some problems of its study // Baikal rift. Moscow, Nauka, 1968. P. 40–56.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

HRVD (http://www.seismology.harvard.edu/) Department of Geological Sciences, Harvard University, 20 Oxford St., Cambridge, MA 02138, U.S.A.

Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. 2002. Vol. 47. P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füri E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // Geochemical Journal. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. https://doi.org/ 10.1029/2019GC008544

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. Vol. 18, No. 2. P. 453–461.

Kashina M.A. Carbon dioxide baths of the Arshan mineral water deposit // Geology and useful minerals of Eastern Siberia. Proceedings of the conference of young researchers. Irkutsk: IZK SB RAS USSR, 1971. P. 114–117.

Khromovskih V.S., Solonenko V.P., Zhilkin V.M., et al., 1975. Seismotectonics and seismicity of the southeastern part of the Eastern Sayan. Publishing house Science, SD, Novosibirsk, 134 p.

Kustov Yu.I., Pinneker E.V., Songolov V.I., Murashova T.V., Sizykh T.P. Carbonated mineral waters of the Arshan-Tunkinsky resort and the state of its hydromineral resources // Siberian Medical Journal. 2002. No. 6. P. 35–42.

Kustov Yu.I., Songolov V.I. Hydromineral base of the resort "Arshan-Tunkinsky" and the use of its components for practical purposes // Siberian Medical Journal. 2005. https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnaya-baza-kurorta-arshan-tunkinskiy-i-ispolzovanie-ee-komponentov-v-prakticheskih-tselyah

Lavrushin, V.Yu., Polyak, B.G., Kamenskiy, I.L.. Helium isotopic composition of thermomineral fluids in Transbaikalia // Lithology and Mineral Resources. 1999. Vol. 34, No. 2. P. 123–133.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoy highlands. In: Highlands of Pribaikal and Transbaikal. Nauka, Moscow, 1974. P. 7–152

Lomonosov I.S. Geochemistry and formation of modern hydrotherms of the Baikal rift zone. Science. Novosibirsk, 1974, 160 p.,

Lomonosov I.S., Mamyrin B.A., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N., Isotopic composition of helium and argon in some hydrotherms of the Baikal rift zone. // Geochemistry. 1976. No. 11. P. 1743–1746.

Mysen, B.O., Boettcher A. Melting of a hydrous mantle. Translated from English. Moscow: Mir, 1979. 123 p.

Map of earthquake epicenters in the last ten days, 2024. The Baikal Branch of the Geophysical Survey, Irkutsk. http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1

Melnikova V.I., Gileva N.A., Arefiev S.S., Bykova V.V., Masalskiy O.K., 2012. The Kultuk earthquake in 2008 with Mw = 6.3 in the south of Lake Baikal: spatial-temporal analysis of seismic activity // Izvestiya, Physics of the Solid Earth 48 (11), 44–62.

Misharina L.A., Solonenko N.V. On stresses in the foci of weak earthquakes in the Baikal region // Izvestiya AN USSR. Physics of the Earth. 1972. No. 4. P. 24-36.

Misharina L.A., Solonenko N.V. Earthquake focal mechanism in south-eastern flank of the Baikal zone // In: Rogozhina V.A. (ed.): Seismic studies in Eastern Siberia. Moscow : Nauka, 1981. P. 3–11.

Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // Geochim. J. 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139-143.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5

Parfeevets A.V., Sankov V.A., 2006. Stress state of the earth's crust and geodynamics of the southwestern part of the Baikal rift system. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo", 151 p.

Pavlov S.Kh., Pinneker E.V., Pisarsky B.I. Carbon dioxide waters of the Tunka basin (Eastern Sayan) // Geology and Geophysics. 1995. Vol. 36, No. 9. P. 28–35.

Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V., Golubev V.A., Orgilyanov A.I., Badminov P.S., Kryukova I.G., 2018. Geological factors and physico-chemical processes of groundwater formation in the Tunka depression. Geodynamics & Tectonophysics 9 (1), 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

Pinneker E.V. Features of research for the purposes of earthquake forecasting based on hydrogeochemical indicators // Research on the creation of scientific foundations for earthquake forecasting. Irkutsk, 1984. Pp. 39–43.

Pinneker E.V., Yasko V.G. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // Abstracts of reports of the All-
Union conference on earthquake forecasting. Alma-Ata, 1980. P. 10–12.

Pinneker E.V., Dzyuba A.A., Lebedeva V.V., Papshev M.V., Rzhechitsky Yu.P., Rubinchik E.A. Shabyniin L.L. Main results and objectives of the study of changes in hydrogeological conditions during the preparation of earthquakes in the Baikal rift zone // Research on the creation of foundations for earthquake forecasting in Siberia. Irkutsk, 1989. P. 42–43.

Pinneker E.V., Pisarsky B.I., Lomonosov I.S., Koldysheva R.Ya., Didenko A.A., Sherman S.I. Hydrogeology of the Baikal region. Moscow: Nauka publishing house, 1968. 170 p.

Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // Isotopes Environ. Health Studies. 1995. Vol. 31. P. 97–106.

Pinneker E.V., Shabynin L.L., Yasko V.G. and others. Geology and seismicity of the BAM zone. Hydrogeology. Novosibirsk : Nauka, 1984. 167 p.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Hydrogeochemical precursors of earthquakes // Hydrogeochemical methods for searching for ore deposits and forecasting earthquakes. Alma-Ata, 1983. P. 120–123.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // Hydrogeochemical precursors of earthquakes. Moscow : Nauka, 1985a. P. 259–285.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of the study of hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift region // Hydrogeochemical precursors of earthquakes / Ed. G.M. Varshal. Moscow : Nauka, 1985b. P. 259–265.

Pisarsky B.I. Regularities of formation of underground runoff of the Lake Baikal basin. Novosibirsk: Nauka. Sib. Department, 1987.154 p.

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No 1. P. 45–66.

Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N. et al. Helium isotopes in fluids of the Baikal rift zone // Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol. 1992. No. 10. P. 18–33.

Povyshev A.S. Final consolidated report on the Tunka reference well No. 2-O. Part 1. Irkutsk, 1956. 127 p.

Radziminovich N.A., Melnikov V.I., Sankov V.A., Levi K.G. Seismicity and seismotectonic deformation of crust South Baikal basin // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2006. Vol. 42, No. 11. P. 44–62.

Rasskazov S.V. Fluid regime of Cenozoic volcanism in southern Siberia. Moscow, 1987. 26 p. Deposited to VIEMS 31.03.87, N 385 MG.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk : Nauka Siberian Publishing Company, 1993. 288 pp.)

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. Xenoliths of skarn-like clinopyroxenites from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone // Geology and Geophysics. 1989a. No. 7. P. 54–61.

Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. On mineralogy of amphibole-bearing deep-seated inclusions from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone // Notes of the All-Soviet-Union Mineralogical Society. 1989b. Vol. 118, No. 4. P. 56–64.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.P., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Lateral change of sources for Cretaceous-Paleogene magmatism in the Tian-Shan // Petrology. 2015. Vol. 23, No. 3. P. 281–308.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and agemodified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024a. doi: https://doi.org/10.1016/j.geo-geo.2024.100295

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) monitoring // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7– 21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7 Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechel'nitsky V.V., Gileva N.A. Creating the Kultuk polygon for earthquake prediction: variations of (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in groundwater from active faults at the western shore of Lake Baikal // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. Vol. 6, No. 4. P. 519–553. doi:10.5800/GT-2015-6-4-0192.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. Vol. 14 (4): 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. The <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U variations in groundwater from the Mondy area in response to earthquakes at the termination of the Tunka Valley in the Baikal Rift System // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. P. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir versus paragenetically related large earthquakes in the central Baikal Rift System, Siberia // Journal of Earth System Science. 2024b (Excepted for publication).

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Maksimov S.O., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Kovalenko S.V. Evolution of Late Cenozoic magmatism in the active continental margin of Southern Primorye // Pacific Geology. (1): 92–109.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Orgilyianov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E.P. Hydrogeochemical zoning of uranium isotopes (234U/ 238U) in the Southern Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the groundwater formation // Geodynamics & Tectonophysics. 2020;11(3):632-650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Goryachinsk reactivation of the Yambui transtension zone in 2013–2015: Coseismic chemical hydrogeodynamics of groundwater on the southeastern coast of Middle Baikal // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. Vol. 7. P. Q06008. https://doi.org/10.1029/2005GC001175

Ryazanov G.V. The stress fields and conditions for the formation of the structures of the southwestern flank of the Baikal rift zone. DAN SSSR. 1978. Vol. 243, No. 1. P. 183–186.

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) The Noble Gases as Geochemical Tracers 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // Scientific Reports. 2015. Vol. 5. P. 13069.

Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Radziminovich N.A., Rasskazov S.V., Sankov V.A., Mialle P., Bobrov A.A., Ilyasova A M., Salko D.V., Sankov A.V., Seminsky A.K., Chebykin E.P., Shagun A.N., German V.I., Tubanov Ts.A., Ulzibat M., 2020. Earthquake Bystraya in the South Baikal region (09.21.2020, Mw = 5.4): main parameters, signs of preparation, and accompanying effects // Russian Geology and Geophysics. 2021. Vol. 62, No. 5. P. 727–743.

Seredkina A.I., Melnikova V.I., 2014. Seismic moment tensor of Pribaikalye earthquakes from the surface-wave amplitude spectra. Izvestiya. Physics of the Solid Earth 50 (3), 403–414. Doi: 10.7868/S0002333714030090

Sherman S.I. The seismic process, and earthquake prediction: tectonophysical concept. Novosibirsk Academic Publishing House "Geo", 2014. 359 p.

Sherman S.I., Levy K.G. Transform faults of the Baikal rift zone // DAN USSR. 1977. Vol. 233, No. 2. P. 454–464.

Sherman S.I., Lysak S.V., Gorbunova E.A. Tectonophysical model of the Baikal seismic zone, its testing and the possibility of a medium-term forecast of earthquakes. Geology and Geophysics. 2012. Vol. 53, No. 4. P. 508–526.

of the Baikal rift zone. Novosibirsk : Nauka, 1973. 136 p.

Sherman S.I., Medvedev M.E., Ruzhich V.V., et al. Tectonics and volcanism of the southwestern part

#### Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, тел.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru. **Rasskazov Sergei Vasilievich,** doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

#### Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, стариий научный сотрудник, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, email: epcheb@yandex.ru. **Chebykin Evgeny Pavlovich,** Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, email: epcheb@yandex.ru.

# Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59 email: chuvashova@crust.irk.ru. **Chuvashova Irina Sergeevna,** candidate of geological and mineralogical sciences, 664025, Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, assistant professor, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51–16–59 email: chuvashova@crust.irk.ru.

#### Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, email: ila@crust.irk.ru. **Ilyasova Aigul Maratovna,** candidate of geological and mineralogical sciences, leading engineer, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, email: ila@crust.irk.ru.

#### Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент, 664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3, Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, ведущий научный compydник, email: snopkov\_serg@mail.ru. **Snopkov Sergey Viktorovich,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, assistant professor, 664025, Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 664074, Irkutsk, st. Kurchatova, 3, Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical, University, Leading Researcher, email: snopkov\_serg@mail.ru.

# Йи-минь Сунь,

научный сотрудник, Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, Харбин, Китай, email: 894817259@qq.com. Yi-ming Sun,

#### Researcher,

Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China, email: 894817259@qq.com.

УДК 504.43:550.845 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.113

# Урановые компоненты подземных вод Читинского Забайкалья: сопоставление с урановыми компонентами подземных вод сопредельной Внутренней Азии

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Е.П. Чебыкин<sup>1,3</sup>, Л.В. Замана<sup>4</sup>, А.И. Оргильянов<sup>1</sup>, В.А. Саньков<sup>1,2</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия <sup>3</sup>Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>4</sup>Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

**Аннотация**. Проводится анализ урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных, пресных и термальных вод ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений сопредельной Внутренней Азии и минеральных вод карбонатов Сибирской платформы.

*Ключевые слова*: подземные воды, уран, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, эффект Чердынцева–Чалова, геотермометры.

# Uranium Components of Groundwater from Chita Transbaikal: Comparison with Uranium Components of Groundwater from Adjacent Inner Asia

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, E.P. Chebykin<sup>1,3</sup>, L.V. Zamana<sup>4</sup>, A.I. Orgilyanov<sup>1</sup>, V.A. Sankov<sup>1,2</sup>, A.M. Ilyasova<sup>1</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia <sup>3</sup>Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>4</sup>Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

**Abstract.** The analysis of uranium components of mineral and fresh groundwater from Chita Transbaikal is performed in comparison with those from key areas of Quaternary, Holocene and Historical volcanic eruptions in Inner Asia and mineral waters from carbonates of the Siberian platform.

*Keywords*: groundwater, uranium, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, Cherdyntsev-Chalov effect, geothermometer.

#### Введение

Подземные воды юга Сибири, Дальнего Востока России, Северо-Восточного Китая и Монголии систематизируются в общем по содержаниям макрокомпонентов и газов. Минеральные воды классифицируются по химическому составу и применению в лечебных целях (Иванов, Невраев, 1964; Пиннекер и др., 1968; Ломоносов, 1974; Воронов, Виноград, 2004). Если выделяется ведущий признак (например, углекислый или азотный состав газов), делаются попытки выхода на генезис процессов в резервуаре. При решении вопроса о происхождении подземных вод используются такие гидрогеохимические показатели как <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He,  $\delta^{13}$ C, отношение CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He,  $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D и другие. Допускается мантийное происхождение газов углекислых вод Аршана (Тункинская долина), Удаляньчи (Северо-Восточный Китай) и Дальнего Востока России (Поляк и др., 1992; Polyak, 2003; Плюснин и др., 2008, 2013; Челноков и др., 2013; Рассказов и др., 2020, 2024а,6).

Самостоятельное значение для характеристики подземных вод имеет уран. Временные

вариации концентрации этого элемента используются для оценки сейсмической опасности территорий в Байкальской рифтовой системе (БРС). Мониторинг урановых компонентов проводится в термальных, минеральных и пресных водах. Кроме концентрации U, в урановом компоненте учитывается изотопное отношение <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U и концентрация <sup>234</sup>U. Оба показателя выражаются в единицах активностей (е.а.), соответственно, ОА4/8 (отношение активностей <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U) и А4 (активность <sup>234</sup>U). Если химически разделенные изотопы урана измеряются с точки зрения их скоростей альфа-излучения, радиоактивное равновесие между <sup>238</sup>U и <sup>234</sup>U представляет собой равное отношение альфа-активности <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U=1.0 (ОА4/8=1.0). Циклическое равновесие между изотопами <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U соответствует их атомному соотношению  $5.47 \times 10^{-5}$ . В подземных водах определяется изотопное равновесие между материнским изотопом <sup>238</sup>U и дочерним изотопом <sup>234</sup>U (OA4/8 ~1) и изотопное неравновесие (ОА4/8 возрастает до 16).

Концентрация U в подземных водах повышается в присутствии газов-окислителей и снижается в присутствии газов-восстановителей. В случае, если в составе газов подземных вод преобладают окислители (О, СО<sub>2</sub> и др.), они обогащаются растворимым высоковалентным уранил-ионом, если же в составе газов подземных вод преобладают восстановители (H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, CO и др.), они обедняются ураном (Рассказов и др., 2020, 2024а,б). Отклонение изотопного отношения U от равновесия, известное как эффект Чердынцева-Чалова (Чердынцев, 1973), объясняется не только зависимостью урановых компонентов от сейсмической активности разломов (Зверев и др., 1975; Finkel, 1981), но и изменениями, связанными с растворением кальцита карбонатов и с таянием древней мерзлоты (Banner et al., 1990; Токарев и др., 2021).

На территории Читинского Забайкалья и сопредельной Монголии находятся месторождения урана, образовавшиеся в позднемезозойскую и кайнозойскую урановорудные эпохи (Миронов, 2006; Урановые месторождения..., 2009; Афанасьев, Миронов, 2010; Шатков, 2015). В урановых компонентах подземных вод этой территории может отражаться перераспределение этого металла в горных породах с его концентрированием в настоящее время. Цель работы – выполнить анализ распределения урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных вод сопредельной Монголии, ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений во Внутренней Азии и карбонатных пород Сибирской платформы.

# Отбор, хранение и аналитические исследования природных вод

Для определения элементного состава проба воды 2 мл пропускается через фильтр 0.45 мкм и сразу фиксируется капелькой ультрачистой азотной кислоты. В отдельных случаях анализируются пробы без немедленной кислотной фиксации. Для определения изотопов урана отдельно используется до 400 мл воды, из которой уран выделяется на ионно-обменной колонке.

Для определения химического элементного состава вода фильтруется через шприцнасадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-К, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech Gmbh, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. МСТ-200-С, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70%), дважды очищенная с помощью суббойлинговой системы перегонки DST-1000 (Savillex sub-boiling кислот distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешивают и рассчитывают точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). В подготовленных растворах определяют содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012). Изотопы урана определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). Детали методики приведены в работах (Чебыкин и др., 2007, 2015).

#### Результаты

Разделение водопунктов территории по концентрации U и OA4/8

В Читинском Забайкалье выделяются участки обогащения и обеднения ураном подземных вод с общим диапазоном его концентрации, перекрывающим 4 порядка (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема пространственного распределения пунктов опробования в Читинском Забайкалье. Значки соответствуют обозначениям, принятым на рис. 2а, в.

**Fig. 1.** Scheme of spatial distribution of sampling points in the Chita Transbaikal region. Designations of water localities correspond to symbols adopted in Figs 2a, B.

На диаграмме рис. 2а выделятся тренд снижения концентрации U с возрастанием общей минерализации (OM) от слабо минерализованной воды Бор бургаст (Монголия) (U=3 мкг/дм<sup>3</sup>; ОМ=0.1-0.3 г/дм<sup>3</sup>) через фигуративную точку минеральной углекислой Олентуйского источника воды (U=0.3)мкг/дм<sup>3</sup>; ОМ=1.25 г/дм<sup>3</sup>) до фигуративной точки Маккавеевского источника (U=0.03 мкг/дм<sup>3</sup>; ОМ=2.3 г/дм<sup>3</sup>). Этим трендом в нижнем левом углу диаграммы отделяется область обеднения ураном. Кроме точек тренда снижения концентрации U, в нее входят фигуративные точки углекислых минеральных вод курорта Оргил и Ероо (Монголия), Урульгинского источника и Ямаровки. Выше среднего тренда снижения концентрации U находится область обогащения ураном. Вблизи тренда расположены точки источников Кужуртайского, Ямкун и Минж (Монголия), существенно смещены от него точки минеральных вод из скважин Молоковки, Куки, Краснокаменска и Юбилейного. Подземные воды Читинского Забайкалья и Монголии с низкой концентрацией U различаются между собой по высокой ОМ первых и сравнительно низкой ОМ – вторых.



Общая минерализация, г/дм<sup>3</sup>



**Рис. 2.** Диаграммы U – OM (*a*, *б*) и OA4/8 – U (*в*, *г*) для подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с подземными водами вулканических территорий (Эймнах и Пурелаг Северного Забайкалья, Аршан Тункинской впадины и источник Южный Удаляньчи, CB Китая) и с минеральными водами из карбонатов Сибирской платформы (Олха, пригород Иркутска). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 2.** Diagrams U vs OM (*a*, *b*) and OA4/8 vs U (*c*, *d*) for groundwater of the Chita Transbaikal in comparison with groundwater of volcanic areas (Eimnakh and Purelag of Northern Transbaikal, Arshan of the Tunka basin and the Southern spring, Wudalianchi, NE China) and with mineral waters from carbonates of the Siberian platform (Olkha, a suburb of Irkutsk). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

На диаграмме рис. 26 минеральные воды месторождения Аршан Тункинской впадины занимают диапазон концентрации U от 1 до 10 мкг/дм<sup>3</sup> при широком диапазоне общей минерализации. Состав урановых компонентов минеральных вод этой территории и высокое изотопное отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He связываются с вероятной активизацией вулканизма (Polyak, 2003; Рассказов и др., 2024б). Кроме данных по аршанским минеральным водам, приводятся данные по углекислым минеральным водам полей голоценовых и исторических вулканических извержений Удаляньчи и Удокана. Фигуративные точки минеральных вод Удаляньчи попадают в диапазон аршанских минеральных вод. Три точки термальных вод Удокана обозначают тренд снижения концентрации U с возрастанием ОМ от слабо минерализованных вод источников Пурелаг и Эймнах к более минерализованному Травертиновому источнику.

На диаграмме рис. 2в фигуративные точки подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии образуют совокупности, разделенные по соотношению ОА4/8 – общая минерализация линиями 1 и 2. Нижний левый угол (ниже линии 1) занимают фигуративные точки углекислых вод Кужуртайского и Урульгинского источников, а также обогащенных ураном вод из скважин Краснокаменска и Юбилейного. Большинство точек пресных и слабо минерализованных вод территории находится между линиями 1 и 2. Выше линии 2 попадают фигуративные точки с контрастной концентрацией U: с высокой (Кука, Молоковка) и с низкой (Зымка-Аршан, Маккавеевский). Выше линии 2 находятся также точки минеральных вод курорта Оргил (Монголия) и Ямкун. Подземные воды Монголии и Читинского Забайкалья с низкой концентрацией U (соответственно, с низкой и более высокой ОМ) образуют самостоятельные тренды.

На диаграмме рис. 2г для сопоставления показаны контрастные составы минеральных вод из Олхинской скважины (Сибирская платформа) с высоким ОА4/8 и термальных и минеральных вод вулканических территорий (Удокан, Аршан, Удаляньчи) с низким ОА4/8.

# Группирование подземных вод на диаграмме ОА4/8 – U

Эта диаграмма (рис. 3а) дает параметр UNW (Uranium Normalized Water = (OA4/8)/U (дм<sup>3</sup>/мкг), который определяется в логарифмическом масштабе параллельными линиями, обозначающими нормирование значения OA4/8 (безразмерная величина) к концентрации U (мкг/дм<sup>3</sup>). При низкой концентрации U (0.01–0.1 мкг/дм<sup>3</sup>) получаются значения UNW около 100 дм<sup>3</sup>/мкг, при высокой концентрации U (10–100 мкг/дм<sup>3</sup>) – значения около 0.1 дм<sup>3</sup>/мкг.

Выделяется 5 групп подземных вод: I – группа вулканических территорий Аршана, Удаляньчи и Удокана с диапазонами умеренной концентрации U (UNW=1-10) и низкого ОА4/8, II - группа Сибирской платформы, представленная минеральной водой Олхинской скважины, с низкой концентрацией U (UNW=10-100) и высоким ОА4/8 (12-16); III - группа Забайкалья и Монголии (Оргил, Зымка-Аршан и др.) с низкой концентрацией U (UNW ~100) при широком диапазоне ОА4/8; IV – группа Забайкалья и Монголии (Адриановский источник и др.) с диапазонами умеренной концентрации U (UNW=0.1-10) и умеренными значениями OA4/8; V группа Забайкалья (Кука, Молоковка, Краснокаменск, Юбилейный) с высокой концентрацией U (UNW=0.01-0.1) и умеренными значениями ОА4/8. В последнюю группу входят пресные воды из скважин г. Краснокаменска и пос. Юбилейного (общая минерализация 410-450 мг/дм<sup>3</sup>) с высоким содержанием U (40 и 51 мкг/дм<sup>3</sup>).

На диаграмме A4 – U (рис. 3б), также построенной в логарифмическом масштабе, группы I–V обособляются более резко. На этой диаграмме проявляется параметр OA4/8 в виде полосы, в нижней части которой находятся точки урана, близкого к изотопному равновесию, в верхней части – точки неравновесного урана.



**Рис. 3**. Диаграммы OA4/8 – U (*a*) и A4 – U (*б*) для подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии в сопоставлении с подземными водами вулканических территорий (Эймнах и Пурелаг Северного Забайкалья, Аршан Тункинской впадины и источник Южный Удаляньчи, CB Китая) и Сибирской платформы. На панели *a* обозначаются параллельные тренды точек с одинаковыми значениями UNW: 120 дм<sup>3</sup>/мкг (группа III), 1.7 дм<sup>3</sup>/мкг (группа IV) и 0.03 дм<sup>3</sup>/мкг (группа V). На панели *б* циклическое равновесие между изотопами <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U соответствует их атомному соотношению  $5.47 \times 10^{-5}$  (A4=1 e.a.). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,6), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 3**. Diagrams OA4/8 vs U (*a*) and A4 vs U (*b*) for groundwater of the Chita Transbaikal and Mongolia in comparison with groundwater of volcanic areas (Eimnakh and Purelag of Northern Transbaikal, Arshan of the Tunka basin and Southern spring in Wudalianchi, NE China) and the Siberian platform. Panel *a* shows parallel trends of data points with the same UNW values: 120 dm<sup>3</sup>/µg (group III), 1.7 dm<sup>3</sup>/µg (group IV), and 0.03 dm<sup>3</sup>/µg (group V). In panel  $\delta$ , the cyclic equilibrium between the isotopes <sup>234</sup>U and <sup>238</sup>U corresponds to their atomic ratio of 5.47×10<sup>-5</sup> (A4=1 activity unit). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Для вулканических территорий СВ Китая, хр. Удокан (Северное Забайкалье) и Тункинской впадины определяются интервалы значений минеральных вод: 1< OA4/8 <1.47, 0.18  $< U (MKT/dM^3) < 2.2, 0.27 < A4 (e.a.) < 2.62. B$ качестве показательного урана, близкого к изотопному равновесию, принимается его характеристика газирующей минеральной воды Южного источника (вулканы Удаляньчи, СВ Китай): U=2.2 мкг/дм<sup>3</sup>; ОА4/8=1.19, А4=2.62 е.а., проба 06.07.2019. Относительно низкие значения ОА4/8 определяются в подземных водах в районе позднекайнозойского вулканизма хр. Удокан: в термальных источниках °Ĉ, Пурелаг: t=38.9 U=0.7  $MK\Gamma/ДM^3$ ; ОА4/8=1.19, А4=0.83 е.а., проба 30.03.2017 и t=39.2 °C, U=0.18 Эймнах:  $MK\Gamma/ДM^3;$ ОА4/8=1.47, А4=0.27 е.а., проба 29.03.2017.

В Читинском Забайкалье углекислые воды двух источников имеют концентрацию урана, ОА4/8 и А4, близкие к этим характеристикам подземных вод вулканических областей: Кужуртайский: U=4.1 мкг/дм<sup>3</sup>; ОА4/8=1.48, А4=6.07 е.а. (проба 29.08.2018) и Урульгинский: U=0.3 мкг/дм<sup>3</sup>; ОА4/8=1.53, А4=0.46 е.а. (проба 29.08.2018).

В качестве показательной для сильно изотопно-неравновесного урана гр. Ш принимается характеристика газирующей минеральной воды 90-метровой скважины санатория Оргил (Улан-Батор, Монголия): U=0.079 мкг/дм<sup>3</sup>; ОА4/8=9.3, А4=0.74 е.а., проба 03.09.2018.

# Обсуждение

# Тренд обогащения ураном подземных вод Читинского Забайкалья

На диаграмме OA4/8 – U (рис. 4) показан тренл растворения кальшита в полземных водах центральной части штата Миссури (США), который сопровождается увеличением ОМ и слабым возрастанием концентрации U при снижении OA4/8 от 16 до 2.1. Этот тренд моделировался по пяти разным водопунктам (Banner et al., 1990). В поле тренда этой территории попадают точки минеральной воды Олхинской скважины, в которых, по данным 2013–2022 гг., растворение карбоната с возрастанием OM от 1.5 до 4.5  $\Gamma/дм^3$  и вариациями концентрации U в интервале 0.46-0.58 мкг/дм<sup>3</sup> приводит, наоборот, к возрастанию ОА4/8 от 12 до 16 (Рассказов и др., 2024а). Важно, что в обоих случаях общая минерализация подземных вод меняется без существенного обогащения или обеднения ураном.

Широкие вариации концентрации U в подземных водах Читинского Забайкалья и Монголии дают поперечный тренд обедненияобогащения с заметными изменениями значений ОА4/8 между группами II–III, I–IV и в группе V. Механизм изменения ОА4/8 в группах, за исключением гр. II (Рассказов и др., 2024б), пока не ясен и требует проведения специальных исследований.



Рис. 4. Диаграмма ОА4/8 – U сопоставления групп с разной концентрацией урана подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии с предполагаемым трендом растворения кальцита карбонатов в подземных водах центральной части штата Миссури и ЮВ Канзаса (США) и задокументированным трендом растворения кальцита карбонатов в подземных водах Олхинской скважины на Сибирской платформе. Условные обозначения см. рис. 3а. Для территории США используются данные (Banner et al., 1990): 1–5 – ключевые образцы, использованные в моделировании.

**Fig. 4.** OA4/8 - U diagram comparing groups with different uranium concentrations in groundwater from the Chita Transbaikal and Mongolia with the assumed trend of calcite carbonate dissolution in groundwater from central Missouri and southeastern Kansas (USA) and the recorded trend of calcite carbonate dissolution in groundwater from the Olkha well on the Siberian platform. Symbols are as in Fig. 3a. For the USA area, data of (Banner et al., 1990) are used. 1-5 – key samples used in the modelling.

На диаграмме Ca/Sr–U группы I–V в общем сохраняются (рис. 5а), что свидетельствует о гидрогеохимической общности их происхождения. По отношению Ca/Sr минеральные воды рассматриваемых районов различаются между собой. Все газирующие углекислые воды курорта Аршан в Тункинской впадине (район калинатрового базальт-трахибазальтового вулканизма 2.4–0.8 млн лет назад) подобны по отношению Ca/Sr (60–80) газирующим углекислым водам курорта Удаляньчи (район калиевого тефритового вулканизма последних 2.6 млн лет). В минеральных водах Удоканского вулканического поля отношение Ca/Sr меняется от 20 до 100. Вулканизм этого поля отличается от других вулканических полей Внутренней Азии образованием в последние 0.7 млн лет малоглубинного корового очага с дифференциацией от щелочно-базальтовых расплавов до трахитовых. Соответственно, гидротермы этого поля могу быть связаны с процессами дифференциации в малоглубинном магматическом очаге, тогда как гидротермы Тункинской впадины и Удаляньчи – с базальтовыми и щелочно-базальтоидными расплавами, проникающими из мантии сквозь кору. В пресных и минеральных водах Читинского Забайкалья и Монголии отношение Ca/Sr меняется в широких пределах – от 17 (Ероо) до 230 (Ямкун).



**Рис. 5.** Диаграммы Ca/Sr – U (*a*) и 10<sup>6</sup>×U/Ca – OA4/8 (*б*). Условные обозначения см. рис. 2. Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 5.** Diagrams Ca/Sr vs U (*a*) and  $10^6 \times U/Ca$  vs OA4/8 ( $\delta$ ). Symbols are as in Fig. 2. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

На диаграмме 10<sup>6</sup>×U/Ca – OA4/8 группы I– V также сохраняются (рис. 56). Наклон тренда возрастания отношения U/Ca с относительным снижением OA4/8 для подземных вод Читинского Забайкалья круче наклона тренда монгольских подземных вод, которые смещаются на этой диаграмме к фигуративному полю минеральных вод из Олхинской скважины Сибирской платформы. Фигуративные точки углекислых вод Кужуртайского и Урульгинского источников находятся вблизи совокупности точек подземных вод вулканических территорий.

# Распределение урановых компонентов в зависимости от температур (глубины) подземных вод резервуаров

В качестве показателей вариаций температуры в резервуаре служат меняющиеся концентрации Li и Si в подземных водах (рис. 6). Концентрация Si в термальных и минеральных водах вулканических территорий (Аршан, Удокан, Удаляньчи) находится в интервале 7.5-68 мг/дм<sup>3</sup>, что соответствует интервалу температур резервуара от 25 до 120 °C (рис. 6а). Концентрации Si подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии перекрывают диапазон Si термальных, минеральных пресных подземных И вод

вулканических территорий. Наиболее высокое содержание этого компонента определяется в минеральных водах скв. 45 месторождения Кука с высоким содержанием U (группа V на рис. 3). В минеральных водах Молоковки и скв. Кука-7 Si снижается. Для пресных и минеральных вод Читинского Забайкалья и Монголии, объединяющихся в гр. III на рис. 3, также получаются повышенные оценки T(Si), а для пресных и минеральных вод этой территории, объединяющихся в гр. IV – более низкое содержание Si, чем для вод групп III и V (<18 мг/дм<sup>3</sup>), что соответствует температуре резервуара менее 60 °С (ГЭТ <2.4 км). Концентрация Li в термальных и минеральных водах (Аршан, Удокан, Удаляньчи) находится в интервале 33-3000 мкг/дм<sup>3</sup> при минимальном значении в минеральной воде Удаляньчи и максимальном – в термальной воде источника Травертинового (Удокан). В пресных и минеральных водах групп III и V Читинского Забайкалья и Монголии определяется высокая концентрация Li (>100 мкг/дм<sup>3</sup>). В подземных водах гр. IV концентрация Li частично сопоставляется с этими высокими значениями, а частично снижается до значений, определенных в разбавленных минеральных водах источника Глазной Аршанского месторождения.





Рис. 6. Диаграммы Si – U (*a*) и Li – U (*б*). Условные обозначения см. рис. 2. На панели *а* приводится шкала глубинного эквивалента температуры (ГЭТ), исходя из оценки регионального геотермического градиента 25 °С/км (Голубев, 2007). ГГДЦ – гидрогеодинамический центр резервуара. Источник разбавленных минеральных вод Глазной (Аршан) характеризуется высоким отношением <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, соответствующим отношению базальта океанического хребта (Polyak, 2003). Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 6.** Si vs U (*a*) and Li vs U (*b*) diagrams. Symbols are as in Fig. 2. Panel *a* shows the scale of the deep equivalent temperature (DET), based on an estimate of the regional geothermal gradient of 25 °C/km (Golubev, 2007).  $\Gamma\Gamma$ ДЦ is the hydrogeodynamic center of the reservoir. The Glaznoy (Arshan) source of diluted mineral waters is characterized by a high <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratio, corresponding to the ratio of ocean ridge basalt (Polyak, 2003). For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Для сопоставления температурных оценок по кремниевому (халцедоновому) и натрийлитиевому геотермометрам ключевое значение имеют результаты, полученные для резервуара минеральных вод курорта Аршан Тункинской долины. По результатам мониторинга (Рассказов и др., 2024б) в Аршанском месторождении термальных и минеральных вод устанавливаются минеральные и термальные воды гидрогеодинамического центра (ГГДЦ) (Т(Si)=100-120 °С, ГЭТ=4.0-4.8 км) и периферии резервуара с понижением T(Si) до 37 °C (ГЭТ=1.5 км). На диаграмме рис. 7а получается разброс температур от значений более 100 °С до значений менее 25°С. Максимальную оценку Т(Si) 130 °С дает термальная вода источника Травертинового Удоканского вулканического поля. В разбавленных минеральных водах источника Глазного Аршанского месторождения и в воде р. Кынгарга содержание Si резко снижается.

Температурные оценки Аршанского резервуара находятся по халцедоновому геотермометру в широком интервале температур, тогда как по натрий-литиевому геотермометру получаются устойчиво высокие оценки в узком диапазоне 126-153 °С (единичное значение 168 °C). Взаимно согласованные температуры T(Si) и T(Na/Li) в поле высоких значений соответствуют температуре в гидрогеодинамическом центре (ГГДЦ) резервуара, тогда как падение T(Si) свидетельствует об охлаждении термальных вод в его периферической части. Исходя из локального геотермического градиента Байкальского региона 25 °С/км (Голубев, 2007), глубинный эквивалент T(Si) составляет от 4.0-4.7 км в ГГДЦ Аршанского резервуара до 1.5 км в его периферической части.



Рис. 7. Диаграммы оценок температур в резервуарах по кремниевому (халцедоновому) и натрийлитиевому геотермометрам подземных вод Читинского Забайкалья и Монголии (*a*) и подземных вод Сибирской платформы и вулканических территорий Внутренней Азии (*b*). Условные обозначения см. рис. 2. Для расчета T(Si) и T(Na/Li) используются уравнения геотермометров (Amorsson et al., 1983; Fouillac, Michard, 1981). Глубинный эквивалент температуры (ГЭТ) приводится исходя из оценки регионального геотермического градиента 25 °С/км (Голубев, 2007). ГГДЦ – гидрогеодинамический центр. Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,6), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 7.** Diagrams of temperature estimates in reservoirs using silicon (chalcedony) and sodium-lithium geothermometers of groundwater from the Chita Transbaikal and Mongolia (*a*) and groundwater in in the Siberian platform and volcanic areas of Inner Asia (b). Symbols are as in Fig. 2. To calculate T(Si) and T(Na/Li), the geothermometer equations of Amorsson et al. (1983) and Fouillac, Michard (1981) are used. The deep equivalent temperature (DET) results from a regional geothermal gradient of 25 °C/km (Golubev, 2007).  $\Gamma\Gamma\Pi\Pi$  – hydrogeodynamic center. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Полученное соотношение T(Si) и T(Na/Li) в ГГДЦ и периферической части Аршанского резервуара, можно считать типичным. В месторождении Кука вода из скважины 45 дает оценку в T(Si) ГГДЦ резервуара 103–108 °С и вода из скважины 7 – снижение T(Si) в периферии резервуара до 62 °С (проба 23.08.2018) (рис. (халцедоновый геотермометр) 7а).

Для минеральных вол вулканической территории Удаляньчи получается T(Si) около 87 °С при относительно низких значениях Т(Na/Li) (39-46 °С) (пробы 06.07.2019). Относительное низкое T(Na/Li) (75-80 °C, Cl<0.3 mol/kg3) при высокой оценке T(Si) (более 250 °С) дают термальные воды Гусихи. Т(Na/Li) небольшого оз. Гусиха, наполненного термальными водами, соответствует измеренной температуре в гусихинской скважине (75 °С). ГГДЦ резервуара этих термальных вод должно находиться на глубине более 10 км (Рассказов и др., 2023). По аналогии с гусихинскими термальными водами, T(Na/Li) = 39-46 °C холодных минеральных вод Удаляньчи характеризует охлажденные термальные воды в периферии резервуара. ГГДЦ характеризуется значением T(Si) = 87°С, соответствующим  $\Gamma \Im T = 3.5$  км.

Минеральные воды Молоковки имеют высокую T(Na/Li) (319–333 °C) при умеренной T(Si) (66–84 °C). По соотношениям температурных оценок резервуара они подобны минеральным водам Оргила со значениями T(Na/Li) = 269-296 °C и T(Si) = 78-87 °C. Однако минеральные воды Молоковки характеризуются высоким содержанием U (группа V на рис. 3), тогда как минеральные воды Оргила – его низким содержанием (группа III на рис. 3). Перераспределение урана, комплементарное его концентрированию в

резервуаре Молоковки, может быть в минеральной воде Маккавеевского источника, расположенного в 30 км юго-восточнее Молоковки (см. рис. 1а). Для его минеральной воды получаются значения T(Na/Li) = 234 °C и T(Si) = 85 °C. Подобное обеднение ураном имеет минеральная вода углекислого источника Зымка-Аршан, расположенного дальше Маккавеевского источника. Для минеральной воды источника Зымка-Аршан получается значение T(Si)=70 °C, сопоставимое с интервалом T(Si) Молоковки при сравнительно низком значении T(Na/Li) (118 °C). Процессы обеднения и концентрации урана ограничиваются диапазоном T(Si) 66-85 °C с глубинным эквивалентом температур 2.6-3.4 км.

Основная совокупность пресных и минеральных подземных вод Читинского Забайкалья с промежуточным содержанием U образует температурный тренд от пресных вод Васильевского Хутора и Пионерлагеря с переходом к минеральным водам Николаевского и Урульгинского источников (T(Na/Li) = 143-150 °C и T(Si) = 20-35 °C) до Зубковщинского и Адриановского источников (T(Na/Li) = 338-343 °C и T(Si) = 49-59 °C). Максимальная оценка ГЭТ этого тренда – 2.4 км (рис. 7а).

Таким образом, подземные воды групп III и V с контрастным содержанием U воспринимаются как комплементарные составляющие процессов обогащения–обеднения ураном, протекающих в глубинном интервале 2.4–4.3 км, тогда как на глубинах менее 2.4 км эти процессы не выражены (рис. 8). Исключение составляют подземные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного, расположенных вблизи урановых месторождений.



Глубина, км

**Рис. 8.** Иллюстрация перераспределения урана на нижнем гидрогеодинамическом этаже (глубина 2.4–4.3 км) при отсутствии подобных процессов в верхнем (глубина менее 2.4 км). Используются значки групп подземных вод рис. 2 и 3.

**Fig. 8.** Illustration of uranium redistribution at the lower hydrogeodynamic level (depth 2.4–4.3 km) in a lack of similar processes at the upper level (depth less than 2.4 km). Symbols of groundwater groups are as in Figs 2 and 3.

#### Группирование подземных вод по легким редкоземельным элементам

Редкоземельных элементы (РЗЭ) служат важнейшей характеристикой флюидно-магматических процессов, протекающих в мантии и коре. Эксплозивная деятельность на кайнозойских вулканических полях Внутренней Азии часто завершает вулканизм с излиянием высокощелочных (тефритовых, фонотефритовых) лав. В Юго-Восточной Монголии, на вулканическом поле Дариганга, установлены четвертичные щелочные базальтоиды (фонотефриты и др.) с весьма высоким отношением La/Yb, производные источника первичной мантии возрастом 4.47 млрд лет, которые могли образоваться в результате четвертичной дегазации материала нижней мантии (Rasskazov et al., 2024). Перед вулканическим извержением в фумаролах отмечается возрастание роли магматических

флюидов (Ohba et al., 2019), поэтому в термальных и минеральных водах вулканических территорий можно ожидать относительное повышение концентрации легких РЗЭ относительно тяжелых. Принятые в литературе формы представления спектров РЗЭ, однако, вызывают сомнения, поэтому настоящая работа ограничивается рассмотрением легких членов ряда – La и Ce.

В Читинском Забайкалье и Монголии подземные воды с разной концентрацией U разделяются на составы с низкой концентрацией La (0.0015–0.005 мкг/дм<sup>3</sup>) и с высокой концентрацией этого элемента (0.2–1.0 мкг/дм<sup>3</sup>) (рис. 9а). При высокой концентрации урана (группа V) в интервал низкой концентрации La попадают пресные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного и минеральные воды Молоковки и Кука-45 (2017 г.), в интервал высокой концентрации La – минеральные воды Молоковки, Кука-45 (2018 г.) и Кука-7



(2018 г.). Углекислые воды Урульгинского и Кужуртайского источников относятся к

составам с высокой концентрацией La при низком La/Ce отношении.

**Рис. 9.** Диаграммы La – U (*a*) и La/Ce – U (*б*). Условные обозначения см. рис. 2. Пунктирными линиями, параллельными оси абсцисс, обозначены интервалы, в которые попадают фигуративные поля выделенных групп подземных вод. Для сравнения используются данные из работ (Рассказов и др., 2024а,б), а также новые неопубликованные данные.

**Fig. 9.** Diagrams La vs U (*a*) and La/Ce vs U (*b*). Symbols are as in Fig. 2. Dotted lines parallel to the abscissa axis indicate intervals, into which data fields of the selected groups of groundwater fall. For comparison, data from (Rasskazov et al., 2024a,b) as well as new unpublished data are used.

Фигуративные точки термальных и минеральных вод вулканических территорий (Аршан, Удокан, Удаляньчи) занимают область между интервалами с низкой и высокой концентрацией La. С возрастанием концентрации U в удоканских термальных водах от Травертинового источника к источнику Пурелаг концентрация La снижается. На панели 9б в подземных водах преобладает интервал отношения La/Ce 0.35–2.5. Относительно этого фона выделяются отношения La/Ce=4.5 термальной воды Травертинового источника и минеральной воды Аршана, опробованной 11 августа 2020 г. перед сильным Быстринским землетрясением, произошедшим 22 сентября этого же года. Эти примеры свидетельствуют о вероятных эпизодических выбросах летучих компонентов глубинного происхождения.

Сравнительно низкая концентрация La в минеральных водах из Олхинской скважины сопоставляется с низкой концентрацией La забайкальских и монгольских подземных вод.

# Заключение

Выполнен анализ урановых компонентов минеральных и пресных подземных вод Читинского Забайкалья в сопоставлении с урановыми компонентами минеральных и пресных подземных вод сопредельной Монголии, минеральных и термальных вод ключевых территорий четвертичных, голоценовых и исторических вулканических извержений во Внутренней Азии и минеральных вод карбонатов Сибирской платформы.

В Читинском Забайкалье и в сопредельной Монголии выявлено распространение подземных вод с контрастной концентрацией U. Они могут отражать современный процесс обогащения–обеднения ураном, протекающий в глубинном интервале 2.4–4.3 км при его отсутствии на глубинах менее 2.4 км. Исключение составляют обогащенные ураном малоглубинные пресные воды скважин Краснокаменска и Юбилейного, расположенных вблизи урановых месторождений.

Гидрогеохимические характеристики урановых компонентов (концентрация U, OA4/8, A4) и температурные оценки T(Si), T(Na/Li) в подземных водах Читинского Забайкалья и сопредельной Монголии в целом отличаются от этих параметров минеральных вод Сибирской платформы и подземных вод вулканических территорий Внутренней Азии. Характеристики урановых компонентов, наиболее близкие к вулканическим характеристикам, определены в углекислых водах Кужуртайского и Урульгинского источников.

# Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2024-533 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды»). Аналитические исследования выполнены на квадрупольном массспектрометре Agilent 7500се в центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

# Литература

Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б. Уран в купольных структурах земной коры. Опыт палеореконструкций в металлогении. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 360 с.

Воронов А.Н., Виноград Н.А. Основные принципы создания современной классификации минеральных лечебных вод // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2004. № 2. С. 94–96.

Зверев В.Л., Долидзе Н.И., Спиридонов А.И., Чешко А.Л., Чхенкели Ш.М. Аномалия четных изотопов урана в подземных водах сейсмоактивных районов Грузии // Геохимия. 1975. № 11. С. 1720–1724.

Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация минеральных вод. М.: Недра, 1964. 167 с.

Миронов Ю.Б. Уран Монголии. Второе издание. СПб, 2006. 328 с.

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.

Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия. 2008. №10. С.1063–1072.

Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Временные изменения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: условия проявления эффекта Чердынцева–Чалова // Геология и окружающая

129

среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Ильясова А.М., Снопков С.В., Сунь Йи-минь Мониторинг урановых компонентов в подземных водах Аршана в 2012–2024 гг.: отслеживание парагенетических (гидрогеохимических и сейсмических) процессов в Байкальской рифтовой системе // Геология и окружающая среда. 20246. Т. 4, № 3.

Токарев И.В., Яковлев Е.Ю., Зыков С.Б., Зимина И.А. Неравновесный уран (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) водных объектов и климатические вариации: океанический резервуар // Геохимия. 2021. Т. 66, № 9. С. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077

Шатков Г.А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 85–96.

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604– 616.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады РАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачев М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20. С. 613–631.

Челноков Г.А., Харитонова Н.А., Брагин И.В. Состав и генезис газов углекислых минеральных вод юга Дальнего Востока России // Известия ВУ-Зов. Геология и разведка. 2013. № 5. С. 42–46.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

Урановые месторождения Монголии. Под. Ред. Ю.Б. Миронова, Ю.М. Шувалова. СПб.: Идво ВСЕГЕИ, 2009. 304 с.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. <sup>234</sup>U-<sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics in saline

groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Finkel R.C. Uranium concentrations and 234U/238U activity ratios in fault-associated ground-water as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No. 1. P. 45–66.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and agemodified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. doi: https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295

#### References

Afanasyev G.V., Mironov Yu.B. Uranium in dome structures of the earth's crust. Experience of paleoreconstructions in metallogeny. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House, 2010. 360 p.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. <sup>234</sup>U-<sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics in saline groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in bottom sediments of Lake Baikal // Geology and Geophysics. 2007. Vol. 48, No. 6. P. 604–616. Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of  $^{234}$ U/ $^{238}$ U monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2015. Vol. 460, No. 4. P. 464–467.

Chebykin E.P., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Vodneva E.N., Rasskazov S.V., Khodzher T.V., Grachev M.A. Current state of the Selenga River waters on the territory of Russia by main components and trace elements // Chemistry for Sustainable Development. 2012. Vol. 20. P. 613–631.

Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V. Composition and genesis of gases of carbonated mineral waters in the south of the Russian Far East // News of Higher Education Institutions. Geology and Exploration. 2013. No. 5. P. 42–46.

Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Moscow: Nauka, 1973. 208 p.

Finkel R.C. Uranium concentrations and 234U/238U activity ratios in fault-associated ground-water as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Ivanov V.V., Nevraev G.A. Classification of mineral waters. Moscow: Nedra, 1964. 167 p.

Mironov Yu.B. Uranium of Mongolia. Second edition. SPb, 2006. 328 p.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5

Plyusnin A.M., Chernyavsky M.K., Posokhov V.F. Conditions of formation of hydrotherms of the Barguzin Pribaikalye according to data on trace element and isotopic composition // Geochemistry International. 2008. No. 10. P. 1063–1072.

Plyusnin A.M., Zamana L.V., Shvartsev S.L., Tokarenko O.G., Chernyavsky M.K. Hydrogeochemical features of the composition of nitrogen thermal springs of the Baikal rift zone // Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54, No. 5. P. 647–664.

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution

to continental rifting geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, No . 1. P. 45–66.

Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N. et al. Helium isotopes in fluids of the Baikal rift zone // Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol. 1992. No. 10. P. 18–33.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and agemodified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. doi: https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Temporal changes in <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U and element concentrations in mineral water from carbonates in the Olkha well, south of the Siberian platform: conditions for the manifestation of the Cherdyntsev-Chalov effect // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Sun Yi-min Monitoring of uranium components and Si – Na/Li temperatures in the Arshan groundwater reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing paragenetic relationships between hydrogeochemical and seismic processes in the Baikal Rift System // Geology and Environment. 2024b. Vol. 4, No. 3.

Tokarev I.V., Yakovlev E.Yu., Zykov S.B., Zimina I.A. Nonequilibrium uranium (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) of water bodies and climatic variations: an oceanic reservoir // Geochemistry International. 2021. Vol. 66, No. 9. P. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077

Shatkov G.A. Streltsovsky type of uranium deposits // Regional geology and metallogeny. 2015. No. 63. P. 85–96.

Uranium deposits of Mongolia. Ed. Yu.B. Mironov, Yu.M. Shuvalov. SPb.: VSEGEI Publishing House, 2009. 304 p.

Voronov A.N., Vinograd N.A. Basic principles of creating a modern classification of mineral medicinal waters // Bulletin of St. Petersburg State University. Series 7. 2004. No. 2. P. 94–96.

Zverev V.L., Dolidze N.I., Spiridonov A.I., Cheshko A.L., Chkhenkeli Sh.M. Anomaly of the even uranium isotopes in the groundwater of seismically active regions of Georgia // Geokhimiya. 1975. No. 11. P. 1720–1724.

#### Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохроно-

логии,

тел.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

#### Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, c. Irkutsk, st. Lenina, 3,

1004023, 2. Irkulsk, st. Lenina, 5, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

#### Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, старший научный сотрудник, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН. старший научный сотрудник, email: epcheb@yandex.ru. Chebykin Evgeny Pavlovich, Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, Senior Researcher, email: epcheb@yandex.ru.

# Замана Леонид Васильевич,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, 672014 г. Чита, ул. Недорезова, д. 16а, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, email: l.v.zamana@mail.ru. Zamana Leonid Vasilievich, Candidate of geological and mineralogical sciences, 672014 Chita, Nedorezova st., 16a, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Leading Researcher, email: l.v.zamana@mail.ru.

#### Оргильянов Алексей Июльевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер. **Orgilyanov Alexey Iyulevich,** candidate of geological and mineralogical sciences, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Leading Engineer.

#### Саньков Владимир Анатольевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Институт динамики систем и теории управления имени В.М. Матросова СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42-79-03, email: sankov@crust.irk.ru. Sankov Vladimir Anatolievich, candidate of geological and mineralogical sciences 664025, *c. Irkutsk, Lenin st.*, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, assistant professor, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher. 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, senior researcher, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 134, V.M. Matrosov Institute of System Dynamics and Control Theory SB RAS. tel.: (3952) 42-79-03, email: sankov@crust.irk.ru.

# Ильясова Айгуль Маратовна

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, email: ila@crust.irk.ru. Ilyasova Aigul Maratovna, candidate of geological and mineralogical sciences, leading engineer, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, email: ila@crust.irk.ru.

#### Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, стариий научный сотрудник, meл.: (3952) 51–16–59, email: chuvashova@crust.irk.ru. **Chuvashova Irina Sergeevna,** candidate of geological and mineralogical sciences, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, assistant professor, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51–16–59, email: chuvashova@crust.irk.ru.

# Мониторинг природных процессов

УДК 504.43:550.845 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.133

# Организация мониторинга компонентов подземных вод в пос. Орлик: западная часть Байкальской рифтовой системы

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Е.П. Чебыкин<sup>1,3</sup>, С.В. Снопков<sup>2,4</sup>, Б.Д. Шарастепанов<sup>5</sup>, А.П. Папаев<sup>5</sup>, Н.П. Пастыкова<sup>5</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, В.А. Саньков<sup>1,2,6</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>4</sup>Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

<sup>5</sup> Орликская средняя школа, пос. Орлик, Окинский р-н Бурятии, Россия

<sup>6</sup>Институт динамики систем и теории управления имени В.М. Матросова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Приводятся результаты исследований компонентов подземных вод в родниках, скважинах и речных водах пос. Орлик и сопредельных территорий для организации косейсмического мониторинга в западной части Байкальской рифтовой системы. Первые временные ряды данных по подземным водам, полученные с 17 ноября 2023 г. до 16 апреля 2024 г., показывают контрастные косейсмические вариации U, свидетельствующие о высокой чувствительности выбранных станций мониторинга.

**Ключевые слова:** подземные воды, гидрогеохимия, уран, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, эффект Чердынцева–Чалова, кремниевый геотермометр, мониторинг.

# Arrangement of Monitoring for Components in Groundwater from the Orlik Settlement: the Western Baikal Rift System

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, E.P. Chebykin<sup>1,3</sup>, S.V. Snopkov<sup>2,4</sup>, B.D. Sharastepanov<sup>5</sup>, A.P. Papaev<sup>5</sup>, N.P. Pastykova<sup>5</sup>, A.M. Ilyasova<sup>1</sup>, V.A. Sankov<sup>1,2,6</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia <sup>3</sup>Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>4</sup>Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia <sup>5</sup>Orlik Secondary School, Orlik settlement, Oka district of Buryatia, Russia

<sup>6</sup>V.M. Matrosov Institute of System Dynamics and Control Theory SB RAS, Russia

**Abstract.** Study of components in groundwater from springs, wells, and river waters in the Orlik settlement and adjacent areas is performed for arrangement of coseismic monitoring in the western part of the Baikal rift system. The first groundwater data series obtained from 17 November 2023 to 16 April 2024 show contrasting coseismic U variations, indicating the high sensitivity of the selected monitoring sites.

*Keywords:* groundwater, hydrogeochemistry, U, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, Cherdyntsev-Chalov effect, silica geothermometer, monitoring.

## Введение

Для оценки сейсмической угрозы в западной части Байкальской рифтовой системы (БРС) мониторинг урановых компонентов проводился прежде на полигонах Тункинской долины, включая полигон Мондинской впадины (Рассказов и др., 2018). В более удаленной к западу ее части исследовалось качество подземных вод в пос. Орлик. В водах двух скважин было определено повышенное содержание Fe, приближающееся и существенно превышающее предельно допустимую концентрацию питьевых вод (ПДК). Была выявлена также повышенная концентрации стронция (Шарастепанов и др., 2024). Эти данные легли в основу работ по организации мониторинга компонентов подземных вод для оценки сейсмической угрозы. В настоящей работе приводятся результаты их изучения с демонстрацией первых мониторинговых рядов данных.

# Отбор, хранение и аналитические исследования природных вод

Для определения элементного состава проба воды 2 мл пропускается через фильтр 0.45 мкм и сразу фиксируется капелькой ультрачистой азотной кислоты. В отдельных случаях фильтрация и кислотная фиксация водного раствора проводится после доставки проб в лабораторию. Для определения изотопов урана отдельно используется до 400 мл воды, из которой уран выделяется на ионнообменной колонке.

Для определения химического элементного состава вода фильтруется через шприцнасадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-К, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech Gmbh, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые

пробирки Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. МСТ-200-С, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70%), дважды очищенная с помощью суббойлиннговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешивают и рассчитывают точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). В подготовленных растворах определяют содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012). Изотопы урана определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). Детали методики приведены в работах (Чебыкин и др., 2007, 2015).

# Результаты

#### Пункты и время опробования

Опробование подземных и поверхностных вод пос. Орлик проводилось в меженный период, 17–18 ноября 2023 г. В это время питание рек Восточного Саяна в основном происходит за счет выходов подземных вод. Отобраны пробы вод пяти скважин (ст. 223–227), двух родников (ст. 228, 230), рек Ока (ст. 231) и Орлик (ст. 229). Глубина скважин ст. 223 (Школа) и ст. 224 (Гостиница) – 70–75 м, других скважин – около 25–28 м (рис. 1).



р.Ока-231(12.4)

**Рис. 1.** Схема пространственного расположения станций опробования подземных и поверхностных вод пос. Орлик и сопредельных территорий. Показаны номера точек опробования, в скобках – содержание Fe (мкг/дм<sup>3</sup>) каждой станции, полученное 17.11.2023. Розовое поле в южной части пос. Орлик обозначает территорию с высоким содержанием F в подземных водах.

**Fig. 1.** Spatial distribution of groundwater and surface water sampling stations in the Orlik settlement and adjacent areas. Sampling site numbers are shown, with the Fe content ( $\mu$ g/dm<sup>3</sup>) at each station in brackets in samples of November 17, 2023. A pink field in the southern part of the Orlik settlement designates an area with a high Fe content in groundwater.

Таблица 1

#### Список проб подземных и поверхностных вод с указанием координат пунктов опробования

Table 1

| Номер<br>пробы | День     | Время | Место отбора                          | С.ш.         | В.д.         |
|----------------|----------|-------|---------------------------------------|--------------|--------------|
| 223            | 17.11.23 | 21:30 | скв 75 м в школе                      | 52°30.726'   | 99°49.188'   |
| 224            | 17.11.23 | 21:45 | скв 70 м в гостинице                  | N52°31'23.2" | E99°49'54.1" |
| 225            | 18.11.23 | 9:15  | скв 28 м на ул. Дугарова, 22          | 52°30.797'   | 99°49.825'   |
| 226            | 18.11.23 | 9:30  | скв на ул. Дугарова, 43               | 52°30.733'   | 99°49.811'   |
| 227            | 18.11.23 | 9:45  | скв на ул. Советская, 17А             | N52°30'25.8" | E99°49'15.0" |
| 228            | 18.11.23 | 10:30 | источник в долине р. Орлик            | 52°32.576'   | 99°48.950'   |
| 229            | 18.11.23 | 10:40 | р. Орлик                              | 52°32.434'   | 99°49.097'   |
| 230            | 18.11.23 | 11:00 | источник Базальтовый                  | 52°32.119'   | 99°47.038'   |
| 231            | 18.11.23 | 12:00 | р. Ока, правый борт, выше Ор-<br>лика | 52°25.836'   | 99°51.476'   |

#### List of groundwater and surface water samples with coordinates of sampling sites

#### Макрокомпоненты

Общая минерализация (ОМ) подземных и поверхностных вод Орлика меняется слабо в интервале 230–320 мг/дм<sup>3</sup>. Основные компоненты (мг/дм<sup>3</sup>): анионы: гидрокарбонат ( $HCO_3^-$ ) – 160–210, сера – 2.6–6.0, кремний – 1.5–2.5, хлор – 0.56–1.53; катионы: кальций – 47–70, Mg – 3.7–9.9, Na – 2–5.3, K – 0.89–1.53. Содержания макрокомпонентов подземных и поверхностных вод сопоставимы между собой.

В южной части поселка в воде двух скважин определено повышенное содержание Fe. В скв. 227 (ул. Советская, 17А) содержание Fe (280 мкг/дм<sup>3</sup>) приближается к значению ПДК питьевых вод (300 мкг/дм<sup>3</sup>), а в скв. 226 (ул. Дугарова, 43) существенно превышает ПДК (1240 мкг/дм<sup>3</sup>). Причиной высокого содержания Fe в подземных водах этой части поселка может быть магматическое тело, сложенное породами основного–ультраосновного состава или глинистые осадочные отложения. Минимальное содержание Fe (9.3 мкг/дм<sup>3</sup>) получено для воды наиболее глубокой скважины школы (ст. 223).

Отдельные макрокомпоненты пресных подземных вод Орлика (S, Fe и др.) имеют промежуточное содержание между содержаниями в минеральных и пресных водах. Содержание Fe не зависит от OM и содержания S (рис. 2a,б) и возрастает с возрастанием содержания Mn (рис. 3a). Отношение Mn/Fe в водах с высоким содержанием железа в целом ниже, чем в водах с его низким содержанием (рис. 3б). Подобные вариации Fe и Mn наблюдаются в радоновых минеральных водах Ниловой Пустыни.



**Рис. 2.** Диаграммы общей минерализации – Fe (*a*) и S–Fe (*б*) подземных и поверхностных вод Орлика. Для сопоставления показаны составы пресных и минерализованных вод Центральной и Восточной Азии (используется банк данных авторов 3500 проб).





**Рис. 3.** Диаграммы Mn–Fe (*a*) и Mn/Fe–Fe (*б*) подземных и поверхностных вод Орлика. Условные обозначения см. рис. 2.

**Fig. 3.** Mn–Fe (*a*) and Mn/Fe–Fe (*b*) diagrams of ground and surface waters from the Orlik area. Symbols are as in Fig. 2.

Низкое содержание Si, Na при повышенном отношении Ca/Na соответствует происхождению вод с малой глубины – с верхнего гидрогеодинамического этажа (рис. 4).



**Рис.** 4. Диаграммы Na–Si (*a*) и Ca/Na–Si ( $\delta$ ) подземных и поверхностных вод Орлика. Условные обозначения см. рис. 2. Показано значение температуры 25 °C по халцедоновому геотермометру (Arnorsson et al., 1983) с соответствующим глубинным эквивалентом температуры (ГЭТ) = 1 и 1.6 км, исходя из регионального геотермического градиента 25 °C на 1 км (Голубев, 2007).

**Fig. 4.** Na–Si (*a*) and Ca/Na–Si (*b*) diagrams of ground and surface waters from the Orlik area. Symbols are as in Fig. 2. The temperature value of 25 °C is shown according to the chalcedony geothermometer (Arnorsson et al., 1983) with the corresponding deep equivalent temperature (DET) = 1 and 1.6 km, based on the regional geothermal gradient of 25 °C per 1 km (Golubev, 2007).

#### Микроэлементы

Концентрации щелочных элементов цезия и лития в пресных водах в основном не превышают, соответственно, 1 и 10 мкг/дм<sup>3</sup> и обычно существенно возрастают в минеральных водах и рассолах одновременно с возрастанием щелочного макрокомпонента Na. Особенно сильно этот эффект проявляется в термальных минеральных водах. При подготовке и реализации землетрясений наблюдаются колебания растворенной ртути (Hg<sup>2+</sup>) и газообразной ртути (Hg), не растворяющейся в воде.

Подземные и поверхностные воды Орлика имеют низкие содержания щелочных элементов Na, Li и Cs (рис. 5). Концентрация растворенной ртути в подземных и поверхностных водах Орлика не превышает 0.1 мкг/дм<sup>3</sup>(рис. 6).



**Рис. 5.** Диаграммы Cs–Na (*a*) и Cs–Li (*б*) подземных и поверхностных вод Орлика. Условные обозначения см. рис. 2.

**Fig. 5.** Cs–Na (*a*) and Cs–Li (*b*) diagrams of ground and surface waters from the Orlik area. Symbols are as in Fig. 2.



**Рис. 6.** Диаграмма Cs-Hg подземных и поверхностных вод Орлика. Условные обозначения см. рис. 2.

**Fig. 6.** Cs–Hg diagram of ground and surface waters from the Orlik settlement. Symbols are as in Fig. 2.

В подземных водах пос. Орлик выявляются повышенные концентрации других элементов, например, стронция. В роднике р. Орлик (ст. 228) определено 1280 мкг/дм<sup>3</sup> этого металла. Эта концентрация, однако, существенно ниже ПДК (8000 мкг/дм<sup>3</sup>).

#### Урановые компоненты

Для оценки сейсмической угрозы территории важнейшую информацию несут временные вариации урановых компонентов. При мониторинге концентрация U в подземных водах возрастает в присутствии газов–окислителей и снижается в присутствии газов– восстановителей. В случае, если в составе газов подземных вод преобладают окислители (O, CO<sub>2</sub> и др.), они обогащаются растворимым высоковалентным уранил-ионом, если же в составе газов подземных вод преобладают восстановители (H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, CO и др.), они обедняются ураном (Рассказов и др., 2024а,б).

Кроме концентрации U, в урановом компоненте учитывается изотопное отношение  $^{234}$ U/ $^{238}$ U и концентрация изотопа  $^{234}$ U. Оба показателя выражаются в единицах активностей (e.a.), соответственно, ОА4/8 и А4. В подземных водах определяется изотопное равновесие между материнским изотопом  $^{238}$ U и дочерним изотопом  $^{234}$ U (OA4/8 ~1) и изотопное неравновесие. Отклонение изотопного отношения U от равновесия, известное как эффект Чердынцева–Чалова (Чердынцев, 1969, 1973), объясняется не только зависимостью урановых компонентов от сейсмической активности разломов (Зверев и др., 1975; Finkel, 1981), но и изменениями, связанными с растворением кальцита карбонатов и с таянием мерзлоты, сохранявшейся десятки и сотни тысяч лет (Banner et al., 1990; Токарев и др., 2021).

В подземных водах Орликского полигона концентрация U меняется в диапазоне от 1.1 до 5.5 мкг/дм<sup>3</sup>. Различается два тренда, один из которых объединяет пробы малоглубинных скважин и родников, другой – пробы малоглубинных скважин и речных водотоков (рис. 7). К первому тренду относится проба 227 с наиболее низкой концентрация U и повышенным содержанием Fe. Этот состав находится вместе с составами проб двух родников на линии возрастания U с возрастанием OM и OA4/8, один из которых имеет высокое содержание Sr. Ортогональный тренд снижения ОА4/8 с возрастанием концентрации U образуют пробы 231 (вода р. Оки), 229 (вода р. Орлик), 225 (скв. Дугарова 43) и 226 (скв. Дугарова 22). Последняя из них имеет высокое содержание Fe. На диаграмме U–OM тренд речных водотоков не проявлен.



**Рис. 7.** Диаграммы U–общая минерализация (OM) (*a*) и U–OA4/8 (*б*) подземных вод района Орлика.

#### Fig. 7. Diagrams U vs total mineralization (*a*) and U vs AR4/8 (*b*) for groundwater from the Orlik area.

Проба 223 (Школа) из более глубокой скважины находится вблизи линии тренда родников. На диаграмме U–OA4/8 с отчетливо выраженным трендом речных вод этот состав близок к взаимному пересечению трендов родников и речных водотоков. Исходя из такого соотношения состава вод из глубокой скв. Школа с трендами малоглубинных скважин, воды скв. Школа можно считать генетически связанными с водами тренда родников. Проба 224 (Гостиница) из другой глубокой скважины дает обособленный состав, отличающийся самой высокой ОМ, самой высокой концентрацией U и максимальным значением ОА4/8.

На панели 76 низкая концентрация U в подземной воде скважины ст. 227 на окончании тренда родников может быть следствием

снижения его растворения в присутствии газов-восстановителей (обогащение Fe<sup>2+</sup>), а повышенная концентрация U в подземной воде скважины ст. 226 на окончании тренда речных водотоков – следствием усиления его растворения в присутствии газов-окислителей (обогащение Fe<sup>3+</sup>). Существенное возрастание концентрация U в подземной воде скважины ст. 224 (Гостиница) может свидетельповышенной ствовать 0 роли газовокислителей, но в отсутствии фактора обогащения железом. Вода из этой скважины генетически заметно отличается от других подземных вод (как глубоких, так и неглубоких скважин и родников) и речных вод.

# Данные мониторинга U в подземных водах и обсуждение результатов

#### Временные вариации концентрации U

Для мониторинга на Орликском полигоне выбраны глубокие (70 м) скважины, воды которых имеют контрастные урановые компоненты (станции 224 и 223). Результаты

измерений U в подземных водах ст. 224 (Гостиница) (рис. 7) показывают возрастание его концентрации с 17 ноября 2023 г. до 22 февраля 2024 г. от 4.7 до 5.4 мкг/дм<sup>3</sup>. В это же время концентрация U в подземных водах ст. 223 (Школа) снижается от 1.28 до 1.17 мкг/дм<sup>3</sup>. Противоположная направленность изменения концентрации U отражает существующий контраст гидрогеохимических характеристик урановых компонентов (рис. 6). Благодаря этому контрасту дальнейшие изменения концентрации U станций Гостиница и Школа также были не согласованными между собой. В подземных водах ст. 224 (Гостиница) концентрация U с 22 февраля до 16 апреля 2024 г. изменяется несущественно (поднимается от 5.4 до 5.5 мкг/дм<sup>3</sup>) (рис. 8a), тогда как в подземных водах ст. 223 (Школа) за это же время возрастает от 1.17 до 1.27-1.28 мкг/дм<sup>3</sup> Особый интерес вызывает снижение концентрации U в 6 раз (относительно значений 22 февраля и 16 апреля 2024 г.) в пробе воды, отобранной на ст. 224 (Гостиница) 01 апреля 2024 г. (рис. 8а).



**Рис. 8**. Временные изменения концентрации U в подземных водах ст. 224 (Гостиница) (*a*) и ст. 223 (Школа) (*б*). Вертикальные серые полосы обозначают интервалы землетрясений, совпадающих с опробованием подземных вод. Пространственно-временное распределение землетрясений показано на рис. 9.





**Рис. 9.** Схема пространственного распределения землетрясений в центральной и западной частях БРС в ноябре 2023 г.– январе 2024 г. (*a*) и в феврале – апреле 2024 гг. (*б*). Стрелками показаны последовательности землетрясений, овалами – эпицентральное поля землетрясений, близких по времени. Сохраняется перекличка землетрясений, свойственная Байкало-Хубсугульской активизации, вступление которой обозначено сильными землетрясениями 2020–2021 гг.: Б – Быстринским, Кд – Кударинским, Х – Хубсугульским. Наблюдения приводятся по местному времени, для землетрясений используется каталог (Карта..., 2023).

**Fig. 9.** Scheme of the spatial distribution of earthquakes in the central and western Baikal Rift System in November 2023–January 2024 (*a*) and in February–April 2024 (*b*). Arrows show sequences of earthquakes, ovals show the epicentral fields of earthquakes close in time. The roll call of earthquakes characteristic of the Baikal-Khubsugul reactivation remains, the entry of which was indicated by strong earthquakes in 2020–2021: B - Bystraya,  $K_{A} - Kudara$ , X - Khubsugul. Data are given in the local time, the catalog (Map..., 2023) is used.

# Соотношение вариаций концентрации U и других элементов подземных вод с землетрясениями

Данные, полученные по ст. 224 (Гостиница, скважина 70 м), сравниваются на рис. 10–11 с данными по ст. 223 (Школа, скважина 70 м). Основанием для сравнения является большая глубина этих скважин на Орликском полигоне.

Все пробы мониторинговых станций 224 и 223 были отобраны в интервалы сейсмической активности. Относительные вариации компонентов подземных вод этих скважин объясняются косейсмическими изменениями в резервуаре подземных вод. Отношение Na/Li в подземных водах ст. 224 выше, чем в подземных водах ст. 223, что свидетельствует о более высокой оценке температуры в резервуаре подземных вод под ст. Школа относительно ст. Гостиница по Na/Li геотермометрии. В пробе воды, отобранной на ст. 224 (Гостиница) 01 апреля 2024 г., отношение Na/Li снижается почти до уровня значений подземных вод ст. 223 (Школа). Резкое снижение U в этой же пробе ст. 224 01 апреля 2024 г. может быть следствием воздействия на подземные воды газа-восстановителя, поскольку восстановленная форма U<sup>4+</sup> в воде трудно растворима. В воде ст. 224 01 апреля 2024 г. устанавливается самая низкая концентрация U (0.86 мкг/дм<sup>3</sup>) для подземных вод всего Орликского полигона (см. рис. 7). Это падение концентрации предшествует серии землетрясений в Саянах временного интервала 04-20 апреля.

Существенные косейсмические вариации U не редкость. Например, после сильного землетрясения Империал Вэлли (М=6.6) в зоне разломов Сан-Андреас на западе США в подземных водах ст. NILA-2W, расположенной в 70 км от эпицентра, наблюдалось 60-ти кратное возрастание концентрации U при относительном снижении значений ОА4/8 (Finkel, 1981). Подобные резкие косейсмические вариации U и OA4/8 наблюдались на мониторинговых станциях Сухая, Гор-1 и MAX Среднего Байкала (Рассказов и др., 2023). Значение OA4/8 в первоапрельской пробе пока не определялось, но с учетом отмеченных закономерностей предполагается относительное возрастание этого показателя.

01 апреля 2024 г. в пробе подземной воды ст. 224 (Гостиница, скважина 70 м) снижается не только концентрация U и Na/Li отношение, но и концентрации других компонентов. В первоапрельской пробе ст. 224 концентрации таких элементов как K, W, Ca, Sr, U, a также HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>+NO<sub>3</sub> опускаются заметно ниже концентраций этих компонентов в подземных водах ст. 223, что отражается в падении общей минерализации этой пробы (рис. 10бз). Часть первоапрельских сниженных концентраций элементов в подземной воде ст. 224 (Na, Cl, Mn, Mo, I, Ru) уравнивается с концентрациями в подземной воде ст. 223 (рис. 11а-е). Концентрация Rb в подземной воде ст. 224 возрастает более чем в 4 раза, превышая концентрацию этого элемента в подземной воде ст. 223 (рис. 11ж). Высокая концентрация Fe (70 мкг/дм<sup>3</sup>) в первой пробе мониторингового ряда ст. 224 (рис. 113) определена с фильтрацией и фиксацией раствора азотной кислотой непосредственно при отборе пробы. Снижение Fe в последующих пробах ряда ст. 224 может быть следствием их запоздалой обработки в лаборатории. Fe оказался сорбированным на твердых частичках и стенках бутылки при транспортировке проб. Характер поведения Fe будет предметом изучения в процессе дальнейшего мониторинга.

Полученные результаты свидетельствуют о высокой чувствительности компонентов подземных вод мониторинговых станций Орликского полигона к землетрясениям западной части БРС.


**Рис. 10.** Сравнение временных вариаций элементов подземных вод из 70-метровых скважин (ст. 224 и 223): a – снижение отношения Na/Li в первоапрельской пробе подземной воды ст. 224 почти до уровня значений того отношения в подземных водах ст. 223; 6-e – падение концентраций элементов в этой пробе подземной воды ст. 224 ниже интервалов элементов в пробах подземных вод ст. 223. Амплитуды падения показаны красной стрелкой. На панели a показаны оценки температуры в резервуаре подземных вод по Na/Li геотермометру (Fouillac, Michard, 1981).

**Fig. 10.** Comparison of temporal variations of groundwater elements from 70-meter wells (stations 224 and 223): a – decrease in the Na/Li ratio in the 1<sup>st</sup> April sample of groundwater at station 224 almost to the level of that ratio in groundwater at station 223;  $\delta$ –e – drop in element concentrations in this sample of groundwater at station 224 below the element intervals in groundwater samples at station 223. The drop amplitudes are shown by red arrows. Panel a shows estimates of the temperature in the groundwater reservoir using a Na/Li geothermometer (Fouillac, Michard, 1981).



**Рис. 11.** Сравнение временных вариаций элементов подземных вод из 70-метровых скважин (ст. 224 и 223): *а*–*е* – снижение концентраций элементов и суммы газов в первоапрельской пробе подземной воды ст. 224 до интервала в пробах подземных вод ст. 223; *ж* – аномальное возрастание концентрации Rb; *з* – искаженные результаты для Fe при переносе фильтрования и кислотной фиксации проб в лабораторию. Амплитуды падения и возрастания концентраций элементов первоапрельской пробы показаны красной стрелкой.

**Fig. 11.** Comparison of temporal variations of groundwater elements from 70-meter wells (stations 224 and 223): a-e – decrease in element concentrations and a sum of gases in the 1<sup>st</sup> April sample of groundwater at station 224 to the interval in groundwater samples at station 223;  $\pi$  – anomalous increase in Rb concentration; 3 – distorted results for Fe because of transferring filtration and acid fixation of samples to the laboratory. The amplitudes of the decrease and increase in element concentrations of the 1<sup>st</sup> April sample are shown by the red arrow.

#### Заключение

Подземные и поверхностные воды пос. Орлик, отобранные в меженный период, имеют сходный состав и в целом соответствуют пресным водам других территорий юга Сибири, поднимающихся с малых глубин верхней части коры (сотни метров).

В южной части Орлика в воде двух скважин определено повышенное содержание Fe. В скв. 227 (ул. Советская, 17А) содержание Fe (280 мкг/дм<sup>3</sup>) приближается к значению ПДК питьевых вод (300 мкг/дм<sup>3</sup>), а в скв. 226 (ул. Дугарова, 43) существенно превышает ПДК (1240 мкг/дм<sup>3</sup>). Вода с наиболее низким содержанием Fe (9.3 мг/дм<sup>3</sup>) определена в глубокой (70-метровой) скважине Орликской школы.

В подземных водах пос. Орлик выявляются повышенные концентрации стронция. В роднике р. Орлик (ст. 228) определено 1280 мкг/дм<sup>3</sup> этого металла. Эта концентрация, однако, ниже ПДК (8000 мкг/дм<sup>3</sup>). Тем не менее, существует потенциальная возможность концентрирования этого элемента в подземных водах территории. При более детальном опробовании аномалии Sr могут быть выявлены.

Для гидрогеохимического мониторинга выбраны глубокие скважины (ст. 224–Гостиница и ст. 223–Школа), вода которых имеет контрастные урановые компоненты (соответственно, концентрация U 1.16–1.28 и 4.7–5.5 мкг/дм<sup>3</sup>, OA4/8 = 2.01 и 2.43). Первые результаты мониторинга подземных вод этих станций с 17 ноября 2023 г. до 16 апреля 2024 г. показывают контрастные косейсмические вариации U и других компонентов подземных вод, свидетельствующие о высокой чувствительности выбранных станций мониторинга к процессам, сопровождающим подготовку и реализацию землетрясений в западной части БРС.

#### Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2024-533 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды»). Аналитические исследования выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се в центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны, и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (Карта..., 2024).

#### Литература

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Зверев В.Л., Долидзе Н.И., Спиридонов А.И., Чешко А.Л., Чхенкели Ш.М. Аномалия четных изотопов урана в подземных водах сейсмоактивных районов Грузии // Геохимия. 1975. № 11. С. 1720–1724.

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2024. http://www.seis-bykl.ru

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чебыкин Е.П. Горячинская активизация Ямбуйской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. C. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Временные изменения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: условия проявления эффекта Чердынцева–Чалова // Геология и окружающая среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Ильясова А.М., Снопков С.В., Сунь Йи-минь Мониторинг урановых компонентов в подземных водах Аршана в 2012–2024 гг.: отслеживание парагенетических (гидрогеохимических и сейсмических) процессов в Байкальской рифтовой системе // Геология и окружающая среда. 20246. Т. 4, № 3.

Токарев И.В., Яковлев Е.Ю., Зыков С.Б., Зимина И.А. Неравновесный уран (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) водных объектов и климатические вариации: океанический резервуар // Геохимия. 2021. Т. 66, № 9. С. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077

Шарастепанов Б.Д., Папаев А.П., Рассказов С.В., Снопков С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Качество подземных вод пос. Орлик, Окинский район Бурятии // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. г. Иркутск, 16–19 апреля 2024 г. / Ин-т земной коры СО РАН; Иркут. гос. ун-т ; Иркутск: Издательство ИГУ, 2024. С. 186–188. DOI: 10.26516/978-5-9624-2262-6.2024.1-217

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604– 616.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады РАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачев М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20. С. 613–631.

Чердынцев В.В. Уран–234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. <sup>234</sup>U-<sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics in saline groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Finkel R.C. Uranium concentrations and <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. Vol. 10. P. 55–70.

#### References

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Banner JL., Wasserburg G.J., Chen J.H., Moore C.H. <sup>234</sup>U-<sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics in saline groundwaters from central Missouri // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 296–312.

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in bottom sediments of Lake Baikal // Geology and Geophysics. 2007. Vol. 48, No. 6. P. 604–616. Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of  $^{234}$ U/ $^{238}$ U monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2015. Vol. 460, No. 4. P. 464–467.

Chebykin E.P., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Vodneva E.N., Rasskazov S.V., Khodzher T.V., Grachev M.A. Current state of the Selenga River waters on the territory of Russia by main components and trace elements // Chemistry for Sustainable Development. 2012. Vol. 20. P. 613–631.

Cherdyntsev V.V. Uranium-234. Moscow: Atomizdat, 1969. 308 p.

Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Moscow: Nauka, 1973. 208 p.

Golubev V.A. Conductive and convective heat removal in the Baikal rift zone. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2007. 222 p.

Finkel R.C. Uranium concentrations and <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. Vol. 10. P. 55–70.

Map of earthquake epicenters. Irkutsk: Baikal branch of the Federal Research Center Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, 2024. http://www.seis-bykl.ru

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechelnitsky V.V., Gileva N.A. Development of the Kultuk seismic forecasting site: variations (234U/238U) and 87Sr/86Sr in groundwater from active faults of the western coast of Lake Baikal // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6, No. 4. P. 519–554.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Goryachinsk reactivation of the Yambui transtension zone in 2013–2015: Coseismic chemical hydrogeodynamics of groundwater on the southeastern coast of Middle Baikal // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

#### Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. The <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U variations in groundwater from the Mondy area in response to earthquakes at the termination of the Tunka Valley in the Baikal Rift System // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. P. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Temporal changes in <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U and element concentrations in mineral water from carbonates in the Olkha well, south of the Siberian platform: conditions for the manifestation of the Cherdyntsev-Chalov effect // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 151–163. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.151

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Sun Yi-min Monitoring of uranium components and Si – Na/Li temperatures in the Arshan groundwater reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing paragenetic relationships between hydrogeochemical and seismic processes in the Baikal Rift System // Geology and Environment. 2024b. Vol. 4, No. 3.

Sharastepanov B.D., Papaev A.P., Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Groundwater quality in the Orlik settlement, Oka district of Buryatia // Continental rifting, accompanied processes: Proceedings of the V All-Russian conference with the participation of foreign scientists, dedicated to the memory of the Academician N.A. Logatchev in connection with the 95th anniversary of his birth. Irkutsk, April 16–19, 2024 / Institute of the Earth's Crust SB RAS; Irkutsk. state University; Irkutsk: Irkutsk State University Publishing House, 2024. P. 186–188. DOI: 10.26516/978-5-9624-2262-6.2024.1-217

Tokarev I.V., Yakovlev E.Yu., Zykov S.B., Zimina I.A. Nonequilibrium uranium (<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U) of water bodies and climatic variations: an oceanic reservoir // Geochemistry International. 2021. Vol. 66, No. 9. P. 857–864. DOI: 10.31857/S0016752521090077

Zverev V.L., Dolidze N.I., Spiridonov A.I., Cheshko A.L., Chkhenkeli Sh.M. Anomaly of the even uranium isotopes in the groundwater of seismically active regions of Georgia // Geokhimiya. 1975. No. 11. P. 1720–1724.

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

аведующий лабораторией изотопии и геохронологии, meл.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru. **Rasskazov Sergei Vasilievich,** doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

#### Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, старший научный сотрудник, email: epcheb@yandex.ru. **Chebykin Evgeny Pavlovich,** 

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, 664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, email: epcheb@yandex.ru.

#### Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент, 664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3, Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет. ведущий научный сотрудник, email: snopkov\_serg@mail.ru. Snopkov Sergey Viktorovich, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, assistant professor 664025, *г. Irkutsk, Lenina st.*, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 664074, Irkutsk, st. Kurchatova, 3, Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,

Leading Researcher, email: snopkov\_serg@mail.ru.

#### Шарастепанов Баир Дашеевич,

кандидат географических наук, noc. Орлик, Окинский район, Республика Бурятия, Орликская средняя школа, директор, email: orlik\_school@mail.ru. Sharastepanov Bair Dasheevich, Candidate of Geography, Orlik settlement, Okinsky district, Republic of Buryatia, Orlik Secondary School, Director, email: orlik\_school@mail.ru.

#### Папаев Алексей Пурбоевич,

кандидат географических наук, пос. Орлик, Окинский район, Республика Бурятия, Орликская средняя школа, зам. директора по воспитательной работе, email: papaev13@rambler.ru. **Papaev Alexey Purboevich**,

#### Fapaev Alexey Furboevich,

Candidate of Geography, Orlik settlement, Okinsky district, Republic of Buryatia, Orlik Secondary School, Deputy Director for Educational Work, email: papaev13@rambler.ru.

#### Пастыкова Наталья Павловна,

noc. Орлик, Окинский район, Республика Бурятия, Орликская средняя школа, учитель химии. **Pastykova Natalya Pavlovna,** Orlik settlement, Okinsky district, Republic of Buryatia, Orlik Secondary School, chemistry teacher, email: papaev13@rambler.ru.

#### Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, email: ila@crust.irk.ru. **Ilyasova Aigul Maratovna**, candidate of geological and mineralogical sciences, leading engineer, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

email: ila@crust.irk.ru.

#### Саньков Владимир Анатольевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Институт динамики систем и теории управления имени В.М. Матросова СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42–79–03, email: sankov@crust.irk.ru. Sankov Vladimir Anatolievich, candidate of geological and mineralogical sciences, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, assistant professor, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, senior researcher, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 134, V.M. Matrosov Institute of System Dynamics and Control Theory SB RAS, senior researcher, tel.: (3952) 42–79–03, email: sankov@crust.irk.ru.

# Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика

УДК 528.9(235.32)(077) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.152

## Геолого-геоморфологическая основа полевой учебной практики по геокартированию на Хамар-Дабане

С.Н. Коваленко, Н.Д. Найданов, А.М. Бондаренко, С.Д. Тугарёв, Е.А. Трубачева, Г.М. Орлов, И.А. Богданова

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье дана подробная характеристика геологических формаций южной части Хамар-Дабана Слюдянского района, представленных: геологическими формациями регионального и контактового метаморфизма, динамометаморфизма различных фаций, интрузивными и эффузивными породами, геоморфологическое описание ледниковых морфоскульптур палеоледников, а также описание содержания геокартировочной практики в течение четырех недель.

**Ключевые слова**: учебная полевая практика по геокартированию, хр. Хамар-Дабан, полевые работы, маршрут, точка наблюдения, привязка, обнажение, стратотип, образец, маркировка, дневник, региональный и контактовый метаморфизм, динамометаморфизм, фации метаморфизма, интрузивные, эффузивные и метаморфические породы, палеоледники, гляциальные морфоскульптуры.

#### Geological and Geomorphological Basis of Field Training Practice in Geomapping on Khamar-Daban

S.N. Kovalenko, N.D. Naidanov, A.M. Bondarenko, S.D. Tugarev, E.A. Trubacheva, G.M. Orlov, I.A. Bogdanova

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The article gives a detailed characterization of geological formations of the Southern part of Hamar-Daban of Slyudyanka district, represented by: geological formations of regional and contact metamorphism, dynamometamorphism of different facies, intrusive and effusive rocks, geomorphological description of glacial morphosculptures of paleo-glaciers, as well as a description of the content of geomapping practice during four weeks.

**Keywords**: educational field practice on geomapping, Khamar-Daban ridge, field work, route, observation point, georeferencing, outcrop, stratotype, sample, marking, diary, regional and contact metamorphism, dynamometamorphism, facies of metamorphism, intrusive, effusive and metamorphic rocks, paleoglaciers, glacial morphosculptures.

#### Введение

Учебная полевая практика по геокартированию является обязательным разделом к основным обязательным программам и представляет собой вид занятий, непосредственно ориентированных на профессионально-практическую подготовку обучающихся по направлению «Геология, бакалавриат», профили «Геология» и «Геология, разработка месторождений нефти и газа». Полевая практика призвана закрепить знания и навыки, полученные в период обучения студентов в аудитории на лекционных и практических занятиях.

Целями учебной практики по получению первичных профессиональных умений и навыков, в том числе первичных умений и навыков научно-исследовательской деятельности (по геологическому картированию) являются практическое закрепление и углубление теоретической подготовки по дисциплинам «Структурная геология» и «Геологическое картирование», соотнесенные с общими целями ОПОП ВО, приобретение студентами практических навыков и компетенций в сфере профессиональной деятельности.

Задачи учебной практики по геологическому картированию были обоснованы и приведены в предыдущей статье по обзору всех полигонов практики доступных в регионе Южной Сибири (Коваленко и др., 2023, с. 133–136).



Район практики по геокатированию

Рис. 1. Региональная схема положения Хамар-Дабанского полигона практики.

Fig. 1. Regional scheme of the position of the Khamar-Daban practice area.

В течение практики студенты совершают 15-17 маршрутов (70-80 погонных километров), подробно в масштабе 1 : 5 000 картируют четыре детальных участка с построением опорных разрезов. По ходу работ каждый студент описывает до 100 и более точек наблюдения, отбирает свыше 50 шт. рабочих штуфов и, как правило, один или два музейных образца; детально документирует 50-100 м разрезов; производит 50-70 зарисовок деталей строения геологических и геоморфологических объектов и делает 150 фотографий; замеряет свыше 100 структурных элементов и около 200 трещин. По собранному в маршрутах статистическому структурному материалу студенты в камеральные дни составляют геологические, геоморфологические карты (общую всего полигона и по каждому детальному участку), 5-7 сферограмм структурных элементов и тектонических трещин.

Результаты полевых наблюдений в маршрутах записываются каждым студентом в личные дневники. Замеры структурных элементов горным компасом производятся одним – двумя студентами, которых по мере получения навыка правильных (безошибочных) замеров сменяет следующая пара студентов. Каждый замер контролируется преподавателем или студентом, твердо усвоившим работу с компасом. Итоги практики, согласно учебному плану, полностью отражаются при написании полевого отчета на 30 страницах.

Практика по геокартированию на геологическом факультете ИГУ в последние годы проводилась на различных естественных полигонах на Юге Восточной Сибири. Вот далеко не полный перечень практик и фамилии руководителей известные авторам: в районе пос. Шаманка на Иркуте (Т. М. Мельникова, А.Т. Корольков); с. Мурзино в Кабанском районе Бурятии (С.П. Летунов, С.Н. Коваленко); пос. Куртун (Т.М. Мельникова, Фон дер Флаас, С.Н. Коваленко); долина р. Олха в Иркутском районе (П.И. Шамес, А.И. Белоголов, С.Н. Кудрин); на Байкале в районе г. Слюдянка, в районе поселков: Култук, Листвянка, Бол. Коты, Бол. Голоустное (С.Н. Коваленко), на Хамар-Дабане в районе метеостанции и пика Черского (С.Н. Коваленко).

Предлагаемый к рассмотрению последний в списке полигон обладает целым рядом преимуществ: 1) район практики в геотектоническом отношении расположен в складчатой области сформированной на южной границе Сибирской древней платформы в результате коллизии (столкновения) с ней Хамар-Дабанского микроконтинента. В этом районе Сибирскую платформу характеризуют структуры и породы Шарыжалгайского выступа ее фундамента вдоль кругобайкальской железной дороги и северо-восточного склона Восточного Саяна, а Хамардабанский микроконтинент — слюдянской, хангарульской и хамардабанской серий обнажающихся на хр. Хамар-Дабан в Слюдянском районе с разнообразнейшей геологией простирающейся от кайнозойских образований (гляциальные, склоновые и пролювиально-селевые, базальтовые вершинные покровы) до глубоко метаморфизованных пород архея (фундамент Сибирской платформы, складчатые толщи слюдянского кристаллического комплекса) с разнообразнейшими полезными ископаемыми и рудопроявлениями (свыше 20);

2) хорошо освоен геологами (множество горно-рудных предприятий, проведена съёмка 1 : 50 000 масштаба);

3) развитая сеть дорог и хорошо обустроеных туристических троп;

4) район хорош и по природным условиям: благоприятный климат (является районом с самой высокой продолжительностью солнечного сияния на юге Сибири), средне-горный рельеф (абсолютные высоты лежат в пределах 456–2090 м) с вертикальной зональностью простирающейся от таёжной зоны до тундровой и гольцовой, доброжелательный животный мир;

5) в организаторско-экономическом отношении район также удобен и безопасен: имеется развитая сеть горно-спасательной службы МЧС, во многих местах поддерживается сотовая связь, туристами и предпринимателями на нитке маршрутов практики созданы турбазы, лесные кафе, метеостанция, охотничье-промысловые базы.

Все вышесказанное является основой проведения практики в данном районе и как нельзя лучше подходит для выработки у будущих геологов полевых, в том числе и бытовых, навыков волевых качеств геолога и широкого геологического кругозора.

Полевая практика по геокартированию представляет собой необходимое условие успешного завершения преподавания курса структурной геологии и геологического картирования в вузе, т. к. никакое «классное» изучение при помощи книг, различных коллекций, таблиц и рисунков никогда не дает эффекта, как непосредственное такого наблюдение учащимися геологических явлений и объектов в природной обстановке. Поэтому в каждый учебный маршрут по отработке приемов геологического картирования мы постарались включить возможно большее количество профессионально-интересных и показательных объектов — естественных и искусственных обнажений, позволяющих изучить самые древние слои, так и самые молодые геологические образования.

## Физико-географические условия проведения практики

Территория, простирающаяся от Байкала и до осевой линии хр. Хамар-Дабан (рис. 1), является удобным полигоном для проведения не только первой учебной полевой практики по геологии со студентами-бакалаврами первого курса геологических специальностей, но позволяет успешно и качественно проводить полевую практику со студентами второго курса по геологическому картированию. Здесь можно научиться картировать геологические образования простирающиеся в историческом диапазоне от глубин архея до современных геологических и гляциальных процессов и явлений.

По рельефу район практики относится к Байкальской горной стране в виде высоких хребтов восточного побережья Байкала и разделяющих их глубоких и широких котловин. Ближайшие горные хребты представлены: Хамар-Дабаном, Приморским, Улан-Бургасом, Икатским, Баргузинским. Среди котловин, наиболее крупными являются Южно-Байкальская, Быстринская и Торская.

Интересующий нас хребет Хамар-Дабан протягивается более чем на 500 км от долины р. Иркут до р. Селенги и от восточного берега Байкал до Хубсугула (МНР), обрамляя с юга Тункинский рифт и Южно-Байкальскую впадину. Максимальной высоты хребет достигает в западной части (гора Хан-Ула 2371 м). На восток он плавно понижается, и в приселенгинской части его высоты приближаются к 1400-1500 м. В отличие от монолитного горста Тункинских гольцов Хамар-Дабан сложное поднятие. Он состоит из трех сводов: Большой, Восточный и Малый Хамар-Дабан. Первые два разделены Снежнинским поднятием (междуречье Снежной и Мишихи) и кулисообразно сопряжены со сводом Малого Хамар-Дабана. Непосредственно на территории практики наблюдаются его отроги хр. Комар и Становой. В южной части территории практики находятся пик Черского (2090 м) и пик Чекановского (2068 м). Перепад высот (размах рельефа) от уреза воды озера Байкал (456 м) составляет 1634 м и обуславливает эффект ландшафтной поясности со сменой геосистем от низкогорно-таежных до гольцовых альпинотипных с горными тундрами. Из-за сложности рельефа, локальных контрастов распределения осадков и тепла сменяются и сосуществуют степные, лугово-болотные, подтаежные, горно-таежные и гольцовые типы ландшафтов.

Большинство рек стекает с хребта Хамар-Дабан и начинается за пределами района. По границе западной части территории транзитом протекает река Бол. Быстрая.

Территория практики располагается в пределах Слюдянского горного узла Слюдянского района Иркутской области в предгорных частях хр. Хамар-Дабан (см. рис. 3 в статье (Коваленко и др., 2023)), и сложена в основном высокометаморфическим слюдянским кристаллическим комплексом, объединяющим култукскую (LPkl) и перевальную (LPpr) свиты слюдянской серии верхнего архея, а также харагольскую (KRhr) и безымянскую (KRbz) свиты хангарульской серии нижнего протерозоя. Этот комплекс наиболее полно обнажен и детально изучен по рекам Слюдянке и Похабихе (Слюдянский кристаллический..., 1981). С севера к территории примыкает Шарыжалгайская глыба фундамента древней Сибирской платформы, сложенная нижнеархейской шарыжалгайской серией, состоящей их трех свит: жидойской (SMžd), зогинской (SMzg) и черемшанской (SMčm).

Неоднородная степень метаморфизма является одним из важных факторов изменения минерального состава и облика пород территории практики. Степень метаморфизма пород хамардабанской серии соответствует зеленосланцевой фации, а именно: ее кварцальбитово-альмандиновой субфации. Последнее подтверждается, в частности, спорадическим появлением в сланцах этой зоны граната (Шафеев, 1970). К северу в бассейне р. Слюдянки полифациальные низко- и среднетемпературные образования хамардабанской серии сменяются глубоко метаморфизованным гранулитовым слюдянским комплексом. Его отличия от еще севернее расположенного шарыжалгайского комплекса в том, что слюдянские толщи хорошо стратифицированы, включают в себя многие разновидности кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов, специфических типов метаморфических пород (марганцевых, фосфатоносных, волластонитовых). Обнажающиеся здесь горные породы дают представление о складчатом обрамлении Сибирской платформы, о высокотемпературных процессах метаморфизма и метасоматоза, изоклинальной складчатости и современных разломных явлениях, связанных с формированием долины оз. Байкал. Временной интервал этих процессов огромен и простирается от архея (>2500 млн лет) до современности.

В тектоническом отношении породы верхнеархейской слюдянской серии и нижнепротерозойской хангарульской серии, а в южной — породы хамардабанской серии смяты разновозрастной перекрестной складчатостью и разделены угловыми несогласиями.

#### Организационные вопросы и необходимая базовая подготовка студентов

До проведения полевой учебной практики, в отличие от аналогичного этапа на производстве, со студентами проводится большая организационная работа по ее обеспечению достаточно объемными материалами и документами: эталонная коллекция, составленная по материалам практик предыдущих лет, топографическими и геологическими картами разного масштаба, поставлены противоэнцефалитные прививки всем участникам, деканатом подготовливаются различные приказы для финансового обеспечения и пр. А студенты-практиканты должны обладать базовыми знаниями, полученными при прохождении теоретических курсов на первом и втором курсах, по нижеследующим вопросам.

1. Знать и уметь определять в поле метаморфические минералы: кварц, все полевые шпаты, пироксены (гиперстен, авгит, диопсид, сподумен), амфиболы (зеленая роговая обманка, тремолит в парагенезе с тальком и карбонатами), оливин, эпидот, хлориты, слюды (биотит мусковит и флогопит в ассоциации с карбонатами), гранат, кордиерит, силлиманит, дистен, андалузит, кальцит, доломит, волластонит, форстерит, акцессорные минералы (ортит, шпинель, магнетит).

2. Знать и уметь определять в поле метаморфические породы: кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, гранулиты, мигматиты и их морфологические типы, гранитогнейсы, чарнокиты, мраморы, кальцифиры, диафториты, тектониты (тектонические брекчии, какириты, катаклазиты, милониты и бластомилониты).

3. Знать и определять основные текстуры метаморфических пород, полосчатость, сланцеватость и гнейсовидность, линейность и ее типы (А и В), будинаж.

4. Знать метаморфические фации, особенно высоких степеней, и определяющие их диагностические минералы или индекс-минералы.

5. Особенности расчленения и картирования метаморфических толщ. Иметь понятие о маркирующих горизонтах, структурных доменах и их использование при картировании.

6. Строение магматических комплексов знания, которые пригодятся при геокартировании Бурутуйского, Шаманского и Посетительского детальных участков. Здесь необходимо знать породообразующие минералы: кварц, калиево-натриевые полевые шпаты (КПШ) и плагиоклазы (плагиоклазы отличаются от КПШ тем, что под лупой у них можно заметить чередование матовых и блестящих полосок, обусловленных полисинтетическим двойникованием), нефелин, слюды, амфиболы изредка пироксены, гранат; главные магматические породы эффузивного, плутонического и жильного типа: кислого, среднего, основного и ультраосновного состава, аплиты и пегматиты; линии течения (линейность тип А), трахитоидность и магматическая листоватость, первичные трещины отдельности, статистическое изучение которых позволяет в сочетании с рядом других данных определять форму интрузивных тел, типы контактов интрузивов, породы контактового метаморфизма: роговики, скарны, грейзены, березиты и др.

7. Структурные формы как первичные (слои, пачки и пласты, разнообразные интрузивные и эффузивные, метаморфогенные и контактово-метасоматические тела), так и вторичные, обусловленные процессами деформации или смещения первичных форм (пликативные — складки, дизъюнктивные — разломы и трещины), инъективные дислокации. Их морфолого-генетические типы.

8. Методы изучения структурных форм: плоскостных и линейных, измерения их размеров и ориентировки на геологических картах и горным компасом. Методы изучения трещин, разломов и складок: определение кливажа, смещений по разломам и по асимметричным складкам, изображение на геологических и структурных картах.

Подготовительный этап не входит в продолжительность полевой практики и начинается задолго до официального времени практики, проходящей, как правило, в летний период. Подготовительный этап заключается в постепенном включении в теоретический и практический курс лекций и лабораторных занятий материалов приведенных в этом разделе по району практики: данных о стратиграфии, палеонтологических остатках, о тектоническом строении юга Сибири. На этом этапе студентам рекомендуется посещение геологического музея ГГП «Иркутскгеология» и ознакомление с геологией и полезными ископаемыми Иркутской области.

В конце четвертого семестра проводится лабораторное занятие по освежению в памяти

навыков работы с горным компасом и полевых методов геологических изысканий, по определению в поле минералов, горных пород, полезных ископаемых и органических остатков, встречаемых в районе практики. В течение всего периода занятий 3-4 семестров студенты знакомятся с основной понятийнотерминологической базой практики, т. е. постепенно усваивают такие термины, как полевые работы, маршрут, точка наблюдения (тН), привязка, обнажение, стратотип, образец, маркировка, дневник, скважина, керн, региональный и контактовый метаморфизм, динамометаморфизм, фации метаморфизма, интрузивные, эффузивные и метаморфические породы и т. д.

#### Геология и основы геокартирования территории практики в пределах Хамар-Дабана Слюдянского района

#### Стратиграфические подразделения

Как уже было сказано в предисловии в северной и центральной части изучаемой территории в основном развиты высокометаморфизованные породы верхнеархейской слюдянской серии и нижнепротерозойские породы амфиболитовой фации хангарульской серии, разделенные угловым несогласием, а в южной — среднеметаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации породы хамардабанской серии.

Слюдянская верхнеархейская серия сложена ритмично переслаивающимися гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами. По соотношению карбонатных и алюмосиликатных пород серия расчленяется на две свиты. Нижняя — култукская, сложена биотитовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми, биотит-диопсид-гиперстеновыми, биотит-пироксеновыми часто с гиперстеном кристалликварц-диопсидовыми ческими сланцами, породами. В верхней — перевальной свите преобладают мраморы. Они переслаиваются с роговообманково-пироксеновыми кристаллосланцами, биотитовыми гнейсами, кварц-диопсидовыми с апатитом и волластонитовыми породами. Мощность слюдянской серии оценивается в 6300 м (рис. 2).

Хангарульская нижнепротерозойская серия сложена в основном гнейсами,



**Рис. 2.** Стратиграфические колонки слюдянской (А) и хангарульской (Б) серий (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 12).

1 – гнейсы биотитовые; 2 – мраморы и кальцифиры высокомагнезиальные; 3 – мраморы низкомагнезиальные; 4 – мраморы и кальцифиры кварц-кальцитовые; 5 – породы кварц-диопсидовые; 6 – кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые; 7 – кристаллосланцы роговообманковопироксеновые.

**Fig. 2.** Stratigraphic columns of the Slyudyanka (A) and Khangarul (B) series (Slyudyanka crystalline..., 1981, p. 12).

1- biotite gneisses; 2- high-magnesian marbles and calcifers; 3- low-magnesian marbles; 4- quartz-calcite marbles and calcifers; 5- quartz-diopside rocks; 6- diopside crystalline schists and gneisses; 7- hornblende-pyroxene crystalline schists.

диопсидовыми и кальцит-диопсидовыми харагольской свиты и глиноземистыми с

незначительным присутствием мраморов безымянской свиты. Породы серии распространены в юго-западной части площади по рекам Слюдянке, Похабихе и Большой Быстрой. Согласно монографии Е.П. Васильева с соавторами (Слюдянский кристаллический..., 1981), её мощность 3.9 км, на 54 % это гнейсы биотитовые, примерно в равных количествах (22 %) присутствуют мраморы и кристаллические диопсидовые сланцы (24 %). Породы свиты, в отличие от пород других свит, отличаются зеленым цветом гнейсов и значительным содержанием волластонитовых прослоев, а в самой нижней части отмечаются марганцевые породы (гондиты, спессартиновые кварциты и родонитовые кристаллосланцы и гнейсы с Мп-волластонитом или бустамитом, мраморы и кальцифиры с минералами бустамит-волластонитового ряда, Мп-гроссуляром и диопсидом. Безымянская свита в нижней части сложена в основном, биотит-гранатовыми гнейсами, а в верхней теми же гнейсами, но с двумя слоями мраморов.



Рис. 3. Геологическая схема Юго-Западного Прибайкалья (по Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 7, с изменениями и дополнениями косметического характера).

1 – кайнозойские отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3, 4 – хамардабанская серия (PR<sub>2</sub>), свиты: 3 – шубутуйская (RF*šb*), 4 – корниловская (RF*kr*); 5, 6 – хангарульская серия (PR<sub>1</sub>), свиты: 5 – безымянская (KR*bz*), 6 – харагольская (KR*hr*); 7, 8 – слюдянская серия (AR<sub>2</sub>), свиты: 7 – перевальная (LP*pr*), 8 – култукская (LP*kl*); 9 – шарыжалгайская серия (AR<sub>1</sub>), 10 – хамардабанские граниты (γRF); 11 – слюдянские гранит-пегматиты (γρRF*sl*); 12 – сиениты (ξKR); 13 – метагабброиды и метаультрабазиты (υΣKR); 14 – гранитогнейсы (γKR); 15 – зона, главного Саянского разлома; 16 – прочие разломы; 17 – изограды метаморфизма: I – граната, II – ставролита, андалузита и кордиерита, III – силлиманита, IV – калишпата, V – гиперстена.

**Fig. 3.** Geologic scheme of the Southwestern Pribaikalia (by Slyudyanka crystalline..., 1981, p. 7, with cosmetic changes and additions).

1 – Cenozoic sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3, 4 – Khamardaban series (PR2), formations: 3 – Shubutui (RFšb), 4 – Kornilov (RFkr); 5, 6 – Khangarul series (PR1), formations: 5 – Bezymyanka (KRbz), 6 – Kharagol (KRhr); 7, 8 – Slyudyanka series (AR2), formations: 7 – Pass (LPpr), 8 – Kultuk (LPkl); 9 – Sharyzhalgai series (AR1), 10 – Khamardaban granites ( $\gamma$ RF); 11 – Slyudyan granite-pegmatites ( $\gamma$ PFsl); 12 – syenites ( $\xi$ KR); 13 – metagabbroids and metaultrabasites ( $\nu$ \SigmaKR); 14 – granitogneisses ( $\gamma$ KR); 15 – zone of the main

Sayan fault; 16 - other faults; 17 - isograds of metamorphism: I - garnet, II - staurolite, and alusite and cordierite, III - sillimanite, IV - kalishpate, V - hyperstheme.

Имеющиеся угловое несогласие между слюдянской и хангарульской сериями фиксирует смену литолого-фациальных условий седиментации. Формирование хангарульской серии происходило в более мелководном бассейне, чем слюдянской, при этом частое присутствие в разрезах обеих серий продуктов вулканической деятельности (лавы, пирокласты, газогидротермы) обусловливают их ритмично-цикличное строение.

Хамардабанская верхнепротерозойская серия лежит выше хангарульской и имеет с ней на территории практики в верховьях рр. Слюдянка и Подкомарная метаморфическое несогласие, где «породы безымянской свиты метаморфизованы в условиях гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, а в глиноземистых гнейсах прилегающей части корниловской свиты отмечается уже биотит-мусковитовый парагенезис, и, таким образом, выпадает биотит-силлиманит-ортоклазовая фация (ступень). Однако в этом районе возможное метаморфическое несогласие маскируется хамардабанскими гранитами, В контактовых ореолах которых интенсивно проявлены мусковитизация и фибролитизация, синфациальные с парагенезисами корниловской свиты и наложенные на гнейсы безымянской...

... эти свиты заметно различаются по структуре: складки в безымянской имеют северо-восточное простирание, в корниловской — субширотное (рис. 3)» (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 6–7).

#### Нестратиграфические комплексы

Магматические породы были подробно изучины во время практики в 2024 г. при геокартировании Бурутуйского, Шаманского и Посетительского детальных участков. Здесь имеется всего два хорошо различимых крупных докембрийских гранитных комплекса слюдянский и хамар-дабанский, а также ряд комплексов имеющихся в районе и выделенные на обзорной карте (Коваленко и др., 2023. с. 138–139) и на структурно-стратиграфической шкале (рис. 4) (в возрастной последовательности): гранитогнейсы шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платчарнокитоиды и гранитогнейсы формы, слюдянского кристаллического комплекса, метабазиты и метаультрабазиты, сиениты и мониониты. слюлянские гранит-пегматиты. хамардабанские граниты и собственно пегматиты.



**Рис. 4.** Структурно-вещественная шкала района практики, составлена на основе анализа материалов монографии Е.П. Васильева и др. (Слюдянский кристаллический..., 1981).

1 – кайнозойские базальты; 2 – поздние (постфлогопитовые) пегматиты блоковые, амазонитовые и др., аплиты; 3 – граниты хамардабанского комплекса; 4 – гранит-пегматиты и гранитные пегматиты слюдянского комплекса; 5 – щелочные сиениты, монцониты; 6 – метаморфизованные базиты-ультрабазиты; 7 – ранние гранитоиды: гранитогнейсы и чарнокитоиды; 8 – гранитогнейсы шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы; 9 – граница изограды гиперстена (бергштрихи указывают на поле развития индекс-минерала). Другие условные обозначения см. (Коваленко и др., 2023, с. 138-139).

### **Fig. 4.** Structural-material scale of the practice area, compiled on the basis of the analysis of the materials of the monograph by E.P. Vasiliev et al. (Slyudyanka crystalline..., 1981).

1 – Cenozoic basalts; 2 – late (postflogopite) pegmatites blocky, amazonitic, etc.; 3 – granites, aplites; 3 – granites of the Khamardaban complex; 4 – granite pegmatites and granite pegmatites of the Slyudyanka complex; 5 – alkaline syenites, monzonites; 6 – metamorphosed basites-ultrabasites; 7 – early granitoids: granitogneisses and charnokitoids; 8 – granitogneisses of the Sharyzhalgai ledge of the basement of the Siberian Platform; 9 – boundary of the hypersthene isograda (bergstrokes indicate the field of development of the index mineral). Other conventional designations see (Kovalenko et al., 2023, p. 138-139).

Кроме **гранитогнейсов** (үКR) в пределах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы на интервале западного побережья Байкала от порта Байкал до пос. Култук можно встретить протокластические, плагиомикроклиновые, лейкократовые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, реже гнейсограниты и пегматиты саянского комплекса. На территории практики мы с ними не встречаемся, поэтому более подробно здесь не рассматриваются.

Чарнокитоиды и гранитогнейсы слюдянского кристаллического комплекса (šүKR) — это наиболее ранние специфические интрузивные породы в виде небольших субпослойных жильных тел с резкими или постепенными контактами, представленные мелкозернистыми плагиогранитами с типоморфным чарнокитовым парагенезисом: гиперстен, антипертитовый плагиоклаз, несколько пониженное содержание кварца, иногда микроклин. Обычно они фиксируются в близких по составу гнейсах. По пироксенам очень часто развивается роговая обманка и биотит. В карбонатных породах иногда встречается граниты с микроклином.

Ареол их распространения совпадает с изоградой гиперстена. В более низкотемпературных фациях безымянской свиты встречаются их возрастные аналоги безгиперстеновые, в основном плагиоклазовые гранитогнейсы или теневые мигматиты. Из темноцветов в таких мигматитах встречаются только биотит, иногда гранат, т. е. минералы вмещающих пород.

Метабазиты И метаультрабазиты (υΣKR) — это довольно многочисленные тела крупнокристаллических пород, изредка отмечаются мелкозернистые габбро-долериты, лампрофиры, микрдиориты и ортоамфиболиты. На территории практики известн Асямовский, Бурутуйский, Таловский, Комарский массивы, некоторые из них сопровождаются титаномагнетитовым оруденением (ильменит-магнетитовое). Главные разновидности чаще всего представлены габбро, амфиболовым габбро, амфиболитами среднекрупнозернистой структуры, массивной текстуры. Породы повсеместно интенсивно и неравномерно амфиболизированы.

**Метаультрабазиты** (пироксениты и горнблендиты) встречаются как среди габброидных массивов, так и в виде отдельных тел. Такие реликтовые тела состоят, как правило, из гиперстена с подчиненным количеством роговой обманки, густо-зеленой шпинели (до 5–7 %), рудных минералов и оливина.

Мелкозернистые метабазиты (амфиболизированные габбро-долериты и апогаббродолеритовые амфиболиты) встречаются в виде дайкообразных тел до первых сотен метров длины и 1–5 м мощностью, будин в мраморах, реликтовых пунктирных даек среди гранитов, послойных смятых в складки жил.

Относительно неизмененные габбро-долериты сложены плагиоклазом (45–55 % An), диопсид-авгитом, железистым гиперстеном, роговой обманкой, титано-магнетитом, апатитом, а в измененных резко преобладает ассоциация роговая обманка – плагиоклаз, очень редко встречается отчетливо реликтовый гиперстен, довольно часто отмечается биотит.

Шелочные сиениты И монцониты (ЕξKR) — это в основном щелочные сиениты с щелочным микроклин-пертитом гипидиоморфнозернистой, аллотриаморфной до бластической и бластокатакластической, порфировидной и порфиробластовой структуры; массивной и слабогнейсовидной текстуры. Встречаются разности с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (калишпаты) как щелочные, так и известковощелочные; кварцевые сиениты и граносиениты (кварца до 10-15 %); двупироксеновые сиениты (до 2-8 % ромбического пироксена); святоноситы — эгирин-авгитовые щелочные сиениты с титанистым андродитом (до 10-12 %) и повышенным содержанием сфена (до 4-5 %). Последние две разновидности встречаются совместно с частично переработанассимилированными ксенолитами ными, кальциево-железистых пород — метагабброидов, известковистых кристаллосланцах.

Кроме большого Малобыстринского массива эти породы отмечаются и в виде жилообразных тел аналогичного состава и структуры, а также типично жильные мелкозернистые породы сиенитового ряда в виде даек монцонитов — образующих непрерывный ряд пород от мелано- до лейкократовых, нередко щелочных разновидностей. Эти дайково-жильные породы, в отличие от малобыстринских сиенитов, состав мощных секущих даек не обнаруживает какой-либо связи с окружающими породами.

Сиениты и монцониты «секут и частично перерабатывают метабазиты и метаультрабазиты и, в свою очередь, пересекаются гранитпегматитами слюдянского комплекса» (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 79).

Слюдянские гранит-пегматиты (γρRFsl) — это специфические аляскитоподобные грубозернистые гранитоиды распространенные только в зонах высокого метаморфизма (см. рис. 4) и совместно с хамардабанскими гранитами не встречаются. По морфологии это согласные или же кососекущие жилы, сложные межбудинные тела с резкими секущими контактами без существенных эндо- и экзоконтактовых изменений. Отличительная общая черта этих пород, обусловившая название, неравномерная грубозернистая (0.5–5 см) структура с широким развитием микропегматитовых сростков (графический или еврейский пегматит), нередко в виде шлировидных пегматоидных обособлений.

По составу и соотношению полевых шпатов выделяется три основных петрографических типа: 1) существенно микроклиновые субщелочные; 2) плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые нормального ряда; 3) существенно плагиоклазовые, известково-натрово-щелочные. Первые две разновидности образуют постепенные переходы друг в друга. Плагиоклазовые гранит пегматиты же образуют небольшие с резкими контактами обособления среди других типов. Состоят они в основном из плагиоклаза (14– 18 An), микроклин в них образует мелкие ксеноморфные зерна.

По цветовому индексу (не превышающем 1–5 %) эти породы могут быть отнесены к аляскитам; типоморфные фемические минералы — биотит и клинопироксен (диопсид-геденбергит с небольшой долей эгирина) — чаще всего не присутствующие совместно.

В субщелочных гранито-гнейсах обычен пироксен, нередко со сфеном, а в нормальных — биотит, акцессории — магнетит, титаномагнетит, циркон, апатит. Типоморфный состав часто зависит от вмещающих пород, особенно в согласных мелких прожилках.

С гранит-пегматитами тесно связаны собственно пегматиты, среди которых выделяется две разновидности: непосредственно ассоциирующие с гранит-пегматитами и изолированные жильные тела, а также мелкие обособленные тела пегматоидного или графического строения в гранит-пегматитах того же минерального состава что и окружающих их гранит-пегматитов.

Хамардабанские граниты (γRFh) — это крупнейшие проявления докембрийского магматизма в хр. Хамар-Дабан в Южном Прибайкалье. Они не встречаются в зоне высокого метаморфизма (см. рис. 4). Вблизи же этой зоны в пределах территории практики они представлены своей второй фазой. Диориты первой фазы отсутствуют, а типичные крупнозернистые порфировидные граниты третьей фазы мало распространены, встречаясь в небольших объемах среди равномернозернистых гранитов, не образуя резких секущих контактов.

Морфологически тела хамардабанских гранитов сложны, содержат многочисленные крупные ксенолиты боковых пород (см. строение детального участка Посетительского), контакты с которыми преимущественно резкие и четкие. Внешне граниты сероватые и розово-серые с равномерной мелко-, реже среднезернистой структурой (0.5-3 до 5 мм). В порфировых разностях выделения полевого шпата, чаще микроклина, достигают 1-1.5 см, реже крупнее. Текстуры массивные или неотчетливо гнейсово-линейные (почти заметна всегда). Последние обусловлены однообразно ориентированными чешуйками слюды, иногда их скоплений, а в порфировидных гранитах — грубо упорядоченной ориентировкой крупных кристаллов полевого шпата.

По составу в подавляющем большинстве случаев граниты двуполевошпатовые при обычном некотором преобладании плагиоклаза, но отмечаются разности и с резко подчиненным количеством микроклина. Содержание темноцветных минералов от 3 до 10 %: биотит, реже роговая обманка, иногда мусковит (до 3–5 %). Акцессории — апатит, магнетит и циркон, изредка отмечаются турмалин, ортит и монацит.

Собственно пегматиты И аплиты (ρ,αRF) — это довольно разнообразные по составу, по строению и морфологии в основном жильные породы. Известны зональные жилы: центральная часть сложена серым, сероватобелым, иногда розовым сливным кварцем; ядро окаймляется крупноблоковыми зонами микроклин-пертита, которые сменяются средне-грубозернистым графическим пегматитом, иногда аплитовидным с заметным обогащением плагиоклазом. Но встречаются и незональные жилы, блокового, мелкоблокового средне-грубозернистые, графические. По размерам все жилы невелики: от первых десятков метров в длину при мощности от 0.5-1 до нескольких метров. По залеганию преобладают крутые поперечно секущие метаморфическую неоднородность вмещающих пород жилы, но есть и пологие, дугообразные и очень сложной формы межбудинные тела.

Уроме собственно пегматитов в этой возрастной группе выделяется верия жильных пород гранитного ряда — аплитовидные граниты, сиенит-аплиты и т. п., широко отмечаемых «на волластонитовых скарновых и месторождениях. скарноидных Правда, ввиду мелких размеров интенсивности метасоматических в составе жил преобладают контактовые фации типа околоскарновых пород с высоким содержанием пироксена, сфена, очень часто гроссуляр-андродитовых гранатов, а также пониженных содержаний кварца» (Слюдянский кристаллический..., 1981, c. 89).

В заключении раздела по магматизму следует указать, что все интрузивные породы района в разной степени несут в своем строении линии течения (линейность тип А), трахитоидность и магматическую листоватость, а также имеют первичные трещины отдельности, статистическое изучение которых позволяет в сочетании с рядом других данных определять форму интрузивных тел, типы контактов, а также разной степени проявления контактового метаморфизма: роговики, скарны, грейзены, березиты и др.

#### Тектонические структуры

Согласно многолетним детальным научным исследованиям отряда сотрудников Института земной коры СО РАН во время проведения государственно геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 в 1970-76 гг. тектоническая структура территории практики является складчатым моноклинорием, полого падающим к юго-западу при общем северозападном простирании (рис. 6). «Его внутреннее строение неоднородно. Для слюдянской серии характерна перекрестная структура с преобладанием складок северо-западного и субширотного простирания, в хангарульской особенно отчетливо проявилась северо-восточная система складок» (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 37; рис. 2-3 там же). Это отчетливо подчеркивается и угловым несогласием между хангарульской и слюдянской сериями хорошо видимое в центральной части территории (Коваленко и др., 2023, с. 138-139).

В процессе практики не представляется возможным откартировать все эти структуры. Изучению доступны только разнообразные мелкие структурные формы, в достаточной мере в какой-то степени отражающие тектонические и метаморфические процессы. Изучая и анализируя их с помощью так называемого эффекта подобия и исходя также из свойств паралельности их шарниров и благодаря тому что почти все метаморфические породы района обладают планпараллельными текстурами согласными с первичноосадочной слоистостью и кристаллизационной сланцеватостью и полосчатостью, можно получить представление о характере больших складок и дислоцированности толщи на том или ином участке (домене).

Кроме того, многие горные породы района имеют линейную текстуру типа-В (минеральная линейность, желобчатость, ребристость, вытянутая бугорчатость на поверхностях напластования), которая в большинстве случаев также параллельна шарнирам продольных складок северо-западного направления, что также позволяет составить представление о более крупных складках. Здесь необходимо только помнить, что в районе встречается и более поздняя линейность, связанная с поперечной складчатостью.

Ранняя северо-западная минеральная линейность формируется биотитом и биотитовыми скоплениями, амфиболом, пироксеном, графитом, силлиманитом, агрегатами кварца, флогопитом, волластонитом; в поздней линейности, связанной с поперечными складками северо-восточного простирания, отсутствуют волластонит и гиперстен.

Собрав статистический материал по линейности и рисунку мелких складок и проведя геометрический анализ их залегания на сферограммах, студенты получают представление о характере складчатости того или иного структурного домена. Подробный же анализ складчатости всей территории имеется в публикациях Е.П. Васильева (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 42–72; Васильев, 1973).

Анализ полей рассеивания линейных элементов методом последовательных палеоструктурных реконструкций, проведенный Е.П. Васильевым, позволил установить не менее четырех этапов формирования докембрийской структуры в пределах территории практики (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 68–72).

При изучении структуры необходимо учитывать и часто наблюдаемые **приразломные шовные складки**, которые фиксируют характер деформации в зоне динамического влияния крупных и частных разломов и по форме резко отличаются от общей фоновой структуры вдали от разломов.

Широко и разнообразно на территории практики представлены так называемые **складки течения**, образуемые в процессе послойного пластического перераспределения некомпетентного материала пород как при деформации, так и при метаморфизме, особенно мигматизации (птигматитовые мигматиты). Эти структуры течения были обусловлены общими изгибовыми деформациями толщ, являясь в значительной мере следствием их неоднородности.

Будинаж-структуры в районе практики распространены довольно широко и являются одним из важнейших структурных элементов проявленном в различных породах и контролирующим локализацию большинства полезных ископаемых.

В результате детальных геологоструктурных исследований во время геологической съёмки 1 : 50 000 масштаба был выявлен следующий ряд компетентных пород, в котором каждая предыдущая порода будинируется среди последующей: кристаллосланец роговообманково-пироксеновый — гнейс биотитпироксеновый — гнейс биотитовый или порода кварц-диопсидовая — мрамор. Будинируются даже жилы гранитов и гранит-пегматитов, дайки сиенитов и основных пород.

Размеры будин колеблются в широких пределах. По форме преобладают будины линзовидные, реже округлые, боченковидные и прямоугольные. Наиболее разнообразны формы мелкого будинажа в полосчатых кварц-апатит-диопсидовых породах (рис. 5). Такая особенность на наш взгляд может быть связана с подводной вулканической деятельностью с излияниями кислых риолитовых лав в подводных условиях с формированием подушечных лав в зоне химического накопления P2O5 на глубинах с нижней

границы шельфа с 50–150 м до 200 м. Подтверждением догатки могут служить пилоуподобные или будинообразные образования гранитоидного состава обнаруженные в во время практики 2024 года в карьере Бурутуйского месторождения апатита и диопсида (рис. 6).





Рис. 5. Древние (протерозойские) будинообразные гранитоидные образования, похожие на пилоулавы риолитов, в карьере Бурутуйского месторождения. Фото 0356-58.

*б-в)* – увеличенные фрагменты рис. 5*а*: *б*) – левой части; *в*) – центральной части.

**Fig. 5.** Ancient (Proterozoic) boudiniform granitoid formations similar to pilou-lavas of rhyolites in the quarry of the Burutui deposit. Photo 0356-58.

 $\delta$ - $\epsilon$ ) – enlarged fragments of Fig. 5a:  $\delta$ ) – left part;  $\epsilon$ ) – central part.







**Рис. 6.** Будинаж кварц-диопсид-апатитовых пород на Бурутуйском месторождении. Фото 0366, 0369, 0374 и 0397. На фото *a*, *б* и *в* наблюдается кососекущий апатитовый прожилок, а на фото *г* разлинзованию подвергаются апатит-диопсид-кварцевая и гранитоидная порода в диопсидовом кальцифире.

**Fig. 6.** Boudinage of quartz-diopside-apatite rocks at the Burutui deposit. Photos 0366, 0369, 0374 and 0397. In photo a,  $\delta$  and e oblique apatite veining is observed, and in photo e apatite-diopside-quartz and granitoid rock in diopside calcifier is exposed to delineation.

«Пилоу-лавы», приведенные на рис. 5, уже готовые будинообразные подушечные образования при дальнейшей деформации и метаморфизме и преобразуются в многочисленные будины, а вмещающие их фосфоритовые химические осадки — в апатит-диопсидовые и апатит-кальцит-кварц-диопсидовые рудоносные породы (рис. 6).

Будинаж толщ в деформационной истории района проявлялся неоднократно и сопровождал все этапы формирования тектонической структуры. Линзовидные будины первого этапа, когда формировались продольные складки, своими длинными осями ориентированы параллельно шарнирам складок. При этом межбудинные пространства заняты вмещающими породами, реже гранитным анатектическим материалом.

Классические нормальные будины сопровождают заключительный этап складчатости в районе сопровождаемой формированием наложенной поперечной складчатости и имеют уже гранит-пегматитовое заполнение межбудинного пространства. Будинажу здесь подвергаются и дайково-жильные образования, а в зонах скарнирования и сами гранитпегматиты и замещающие их диопсидовые породы. Межбудинные пространства заполняются при этом кальцит-флогопитовыми телами, либо розовым жильным кальцитом.

В заключении по будинажу следует отметить, что процесс будинирования контролирует образование многих полезных ископаемых района: волластонита, лазурита, апатита (см. рис. 6), диопсида.

#### Дизъюнктивные структуры

Существующая классификация разломов района практики (табл. 1) наиболее полно их характеризует и удобна для их диагностики, картирования и отвечает задачам практики. Более подробную характеристику можно получить в книге Слюдянский кристаллический комплекс (1981, с. 57–58).

#### Таблица 1

#### Разломные структуры

Table 1

#### Fault structures

| Отношение к склад-<br>кам | Основные системы                            | Морфолого-кинематическая характеристика   |
|---------------------------|---|---|
| Соскладчатые              | Продольные к склад-<br>кам и будинам        | Выявляемые при детальном картировании; без ми-<br>лонитизации и катаклаза, т.е. образованы в пласти-<br>ческой среде при неравномерном течении вещества<br>пород  |
|                           | Поперечные к складкам заключительной стадии | Наиболее протяженные и крупноамплитудные; соскладчатые взбросо-надвиги с СЗ падением под углами 40–70°; изредка бластомилонитизация   |
| Позднескладчатые          | Продольные                                  | Нарушают складчатую структуру; правосторонние сдвиго-взбросы сумеридионального простирания; все заполнены дайками монцонитов; сместители крутые с падением к ЮЗ и сопровождаются милонитизацией и катаклазом  |
|                           | Поперечные                                  | Явно более поздние чем продольные и пересекают<br>смещают их; заполнение гранит-пегматитами, пег-<br>матитами и флогопитовыми жилами  |
| Постскладчатые            | Субмеридиональные                           | Нет видимой связи со складчатостью; более круп-<br>ные чем субширотные: длина более сотни метров<br>— первые километры; мощность до 50 м с зонами<br>дробления и перетирания; сместители в основном<br>восточного падения; сбросо-сдвиги; смещают тела<br>гранит-пегматитов |
|                           | Субширотные                                 | Относительно редки; мелкоамплитудны; сопро-<br>вождают, освежая позднескладчатые разрывы, при-<br>давая им кайнотипный вид молодых смещений; ми-<br>нерализация: кварц-карбонатные прожилки,<br>многда дайки кайнозойских базальтов   |

#### Геоморфологические особенности

Из геоморфологических особенностей в порядке их распространения в пределах территории практики с севера на юг следует отметить морфоструктуры: озерная впадина тектонического происхождения, Байкала предгорья, отроги и сам хр. Хамар-Дабан результат воздымания земной коры с формированием Байкальского свода и одноименного уникального континентального рифта, а также прямолинейные уступы и рытвины разломов; морфоскульптуры: соровые озера и заболоченные поймы в устьевых частях рек текущих с хр. Хамар-Дабан, приозерные террасы, аллювиальные и пролювиальные, в том

числе и печально знаменитые селевые формы горных рек и ручьев: поймы, террасы разного уровня, конуса выноса каменного материала со склонов, курумы, обвальные и оползневые образования, денудационные склоновые формы, палеоледниковые: кары, троги, карлинги, долины прорыва, морены разного типа, суффозионные воронки и зандровые поляны.

По наиболее хорошо выраженным в рельефе ледниковым формам и отложениям последней фазы древнего оледенения на Хамар-Дабане В.Н. Олюниным (1969) составлена схема древнего оледенения (рис. 7) и определены размеры этих ледников.



Рис. 7. Схема реконструкции ледников позднеплейстоценового оледенения Хамар-Дабана (по В.Н. Олюнин, 1969 с сокращениями и дополнениями).

1 – древние ледники, 2 – древние снежники, 3 – направление движения ледников, 4 – каналы стока ледниковых вод, 5 – мощности ледников, 6 – абсолютная высота подошвы ледников, 7 – уступы плато, 8 – подножие гор.

**Fig. 7**. Scheme of glacier reconstruction of the late Pleistocene glaciation of the Khamar-Daban (according to V.N. Olyunin, 1969 with abbreviations and additions).

1 - ancient glaciers, 2 - ancient snowfields, 3 - direction of glacier movement, 4 - glacier water flow channels, 5 - glacier thickness, 6 - absolute height of glacier base, 7 - plateau scarps, 8 - foot of mountains.

С рельефообразующей ролью льда и горных ледников в горах практиканты знакомятся по учебнику Г.И. Рычагова (Рычагов, 2006, с. 235-252). Ближайшие их представители находятся в Восточном Саяне в районе высокогорного массива Мунку-Сардык. Горных современных ледников или их остатков на территории практики нет. Гляциальный рельеф в южной наиболее высокогорной части территории практики на высотах 2090-950 м оставили их прогрессивные (потому что развивались при положительном балансе поступающих твердых осадков (снега) представители покровно-долинного типа функционировавшие около 24-11 тыс. лет во время первой или начальной фазы сартанского оледенения (по сибирской шкале). Их языки, спускающиеся от центров оледенения, фиксируемые в настоящее время реликтовыми плоскими выровненными площадками на

самых высоких частях хребтов и отрогов, сформировали (заложили или разработали их верхние части) основные современные долины; с какого-то времени в промежутке между максимальными стадиями 24 и 11 тыс лет они начали таять и отступать к своим покровным частям. Отступление ледников периодически останавливалось, что отражалось в рельефе образованием морфоскульптур (каров, вложенных в предыдущие стадии оледения троги, ригели, курчавые скалы и морены). Первые такие своеобразные стадиальные гляциальные формы рельефа (палеокары) в районе пика Черского были сформированы на абсолютных высотах 1160 м; следующая остановка отупающих (регрессивных) ледников позволило льду ледников сформировать кары и троги на высотах 1420-1320 м; далее на рубеже 11 тыс. лет в еще достаточно благоприятной холодовой обстановке при наличие выше по рельефу остатков покровного ледника были сформированы морфоскульптуры на высотах 1720– 1620–1520 м; последние регрессивные ледники оставили свои следы (кары, довольно протяженные троги, морены) на абсолютных высотах 1900–1820 м. Это были последние ледники, которые подпитывались (и в тоже время могли разрушаться их талыми водами) от покровно-долинных и стаяли вместе с ними в гипертермальный интергляциал 7.5–5 тыс. лет назад.

Списки зафиксированных и описанных нами на практике 2024 г. палеоледников,

высотные уровни их каров, приведены на рис. 8. Показанные на рисунке морфоскульптуры характеризуют современный рельеф высокогорной части территории созданный ледниками: палеокары, палеотроги, ригели, курчавые скалы и отдельные бараньи лбы, различные морены и их элементы строения. Наибольшей сохранностью и хорошей выраженностью в рельефе отличаются гляциальные формы каров северной экспозиции (п/л Казачий, Надказачий, Озерный, Широкий, Надгорелый, Северо-Западный и др.). Эти палеоледники (п/л) опускались ниже и дальше по долинам в сторону Байкала.



Рис. 8. Некоторые гляциальные формы рельефа в районе пика Черского на Хамар-Дабане, выявленные на практике 2024 года.

1 – реликтовые абразионные поверхности подошвы покровно-долинного ледника Черского, 2 – борта трогов и номера языков покровно-долинного ледника Черского, 3 – кары с отметками высот дна, 4 – троги, 5 – ригели, 6 – бараньи лбы, 7 – крупно-глыбовые морены, 8 – устья висячих трогов, 9 –

нивальные ниши, 10 – снежники, 11 – суффозионные термоворонки, 12 – номера высотных уровней каров, 13 – хребты и отроги, 14 – пик Черского.

## Fig. 8. Some glacial landforms in the area of Chersky Peak on Khamar-Daban identified in practice 2024.

1 - relict abrasion surfaces of the Chersky glacier bedrock, 2 - sides of trogues and tongue numbers of the Chersky glacier bedrock, 3 - carriages with bottom elevation marks, 4 - trogues, 5 - ledgers, 6 - ram's foreheads, 7 - large clastic moraines, 8 - mouths of hanging troughs, 9 - nival niches, 10 - snowfields, 11 - suffosion thermal sinkholes, 12 - numbers of altitudinal levels of kars, 13 - ridges and spurs, 14 - Chersky Peak.

Числа в кружках: 1–49 — номера высотных уровней каров палеоледников регрессивной стадии: 1 – Горелый, 2 – Забытый, 3 – Верхнеслюдянский-1, 4 – Верхнеслюдянский-2, 5 – Долгий-1, 6 – Долгий-2, 7 – Долгий-3, 8 – Северо-Западный-1, 9 – Северо-Западный-2, 10 – Подпокровный-1, 11 – Подпокровный-2, 12 – Подпокровный-3, 13 – Казачий, 14 – Надказачий-1, 15 – Надказачий-2, 16 – Кривой, 17 – Широкий-1, 18 – Верхнеправобезымянский-1, 19 – Верхнеправобезымянский-2, 20 – Северо-Восточный-1, 21 – Озерный-1, 22 – Озерный-2, 23 – Северо-Восточный-1, 21 – Озерный-1, 22 – Озерный-2, 23 – Северный, 24 – Верхнечелимихенский, 25 – Дальний-1, 26 – Дальний-2, 27 – Дальний-3, 28 – Висячий, 29 – Посетительский, 30 – 3-го Гольца-1, 31 – 3-го Гольца-2, 32 – Мангутайский, 33 Озера Сердце-1, 34 – Озера Сердце-2, 35 – Тихий-1, 36 – Тихий-2, 37 – Тихий-3, 38 – Восточный-1, 39 – Восточный-2, 40 – Мини-1, 41 – Мини-2, 42 – Короткий-1, 43 – Короткий-2, 44 – Зимний-1, 45 – Зимний-2, 46 – Верхнеподкомарнинский, 47 – Верхнеспусковой, 48 – Верхнекаменский, 49 – Верхнелевобезымянский; І–V — номера языков покровно-долинного ледника Черского: I – Слюдянский, II – Правобезымянский, III – Подкомарнинский, IV – Каменский, V – Левобезымянский.

На хр. Комар следует обратить внимание на отпрепарированные формы вторичного рельефа, где более стойкие к процессу разрушительного действия экзогенных процессов кайнозойские лавовые потоки сформировали современный инверсионный рельеф исследуемой территории (рис. 9). Когда в неогене лавовые потоки, заполнявшие тальвеги эрозионных долин того времени, врезанные в легко размываемые гнейсово-мраморные породы, занимали пониженное положение, а в настоящее время в результате длительной денудации венчают водораздельные одновысотные платообразные части хребта. Это произошло благодаря защитной роли бронирующего слоя лавы. Таким образом вытянутые цепочки остатков лавовых покровов могут трассировать направления древних донеогеновых речных долин, выявляя не только морфоскульптуру современной поверхности, но также морфоскульптуру уже снесенных толщ.



**Рис. 9.** Схема формирования инверсионного рельефа (по Дэвису из Щукин, 1960, с. 74). На заднем плане первичное положение потока во впадине долины, передний план — вторичное положение того же лавового покрова.

**Fig. 9.** Scheme of inversion relief formation (according to Davis in Shchukin, 1960, p. 74). In the background is the primary position of the flow in the valley depression, foreground is the secondary position of the same lava cover.

#### Методические основы организации учебной полевой практики по геокартированию

Современное производственное геологическое картирование — это комплекс полевых геологических исследований большим коллективом разнообразных специалистов геологов, производимых с целью составления геологических карт и выявления перспектив территорий в отношении полезных ископаемых. Геокартирование — это, прежде всего, изучение естественных и искусственных обнажений (выходов на поверхность) горных пород, определение их состава, происхождения, возраста, форм залегания. Геологическое картирование в обязательном порядке сопровождается сбором образцов и проб на различные виды лабораторных анализов пород, минералов и окаменелостей согласно инструкциям, утвержденным министерством, отвечающим за геологию. Характер исследований зависит от масштаба геологической съёмки.

Помимо геологических данных по ходу маршрута необходимо фиксировать все геоморфологические и гидрогеологические особенности района работ: определение, описание и выяснение происхождения основных форм рельефа, а также установление их связи с геологическим строением; определять, опробовать, описывать, давая качественную характеристику и определять происхождение природных ключей и минеральных источников.

Хорошим примером организации и проведения полномасштабной геологической съемки с подробным описанием характера, объемов, методов полевых и камеральных исследований является учебно-методическое пособие Г.Я. Абрамович с соавторами (2007).

Полевая практика по геокартированию, описываемая в данном пособии, со студентами Иркутского государственного университета не может охватить всего комплекса геологокартирочных работ и является чисто учебным мероприятием основанным на небольшом объеме учебных часов: у бакалавров профиля Геология это четыре недели (168 часов, 28 дней), а у бакалавров профиля Геология нефти и газа — в течение двух недель (84 часа, 14 дней).

#### Составление и оформление графических приложений во время полевых работ на практике

В процессе производства геологической съемки необходимо на топооснове составлять черновые или рабочие геологические карты и карту фактического материала. Эти карты являются обязательными первичными документами и топографические основы для них (бланковки) должны быть подготовлены и изготовлены на опережающей и подготовительной стадии учебной полевой практики. Методическая и практическая работа по составлению графической документации непосредственно во время производства полевых маршрутных исследований довольно подробно освещена в ряде известных руководств и пособий (Геологическая документация..., 1984, с. 54-80; Полевая геология..., 1989, c. 56–60).

Наряду с основными или обязательными картами при производственной геологокартировочной деятельности составляется и ряд других карт: карта изученности территории, структурная карту или тектоническая схема, карта фациального состава пород, **геоморфо**логическая, четвертичных отложений, аэровизуальных исследований и т. п.

Карта изученности является вспомогательной и представляет собой обобщенную мелкомасштабную схему (1 : 500 000), на которой показывают все виды геологических съемок и детальных специализированных работ предыдущих исследований с указанием площади, масштаба и времени работ. Данную карту составляют в подготовительный и организационный период геологосъемочных работ.

#### Рабочие геологические карты (общая и детальных участков)

При создании рабочих геологических карт на топографические основы различных масштабов выносят все номера и местоположения точек наблюдения, визирные линии, линии маршрутов, опорные разрезы, границы осмотренных обнажений, стратиграфические подразделения, фациальные изменения, все основные литологические типы пород и все зафиксированные геологические границы, места отбора фоссилий, проб, элементы структуры и их ориентировка, линии разломов, месторождения полезных ископаемых, линеаменты неясного происхождения и прочие наблюдения.

Карты составляются разных масштабов в зависимости от поставленных задач и детальности наблюдений. При этом, чем крупнее масштаб, тем больше деталей геологического строения можно нанести на нее (1 : 5 000 – 1 : 25 000). На карте мелкого масштаба (1 : 50 000) могут быть показаны только главные геологические границы, например, между различными свитами или сериями пород, между метаморфическими и магматическими породами, главные разломы и т. п.

Для вынесения геологической информации на вышеописанные карты разработана система условных обозначений или легенда. При этом во время вынесения зафиксированного в маршрутах материала необходимо строго различать наблюдаемое от предполагаемого, последнее обозначается обычно пунктиром.

#### Карта фактического материала

На карту фактического материала, которая, как и рабочая, должна в обязательном порядке постепенно составляться в ходе производства геологокартировочных работ. На нее наносят в соответствующих условных обозначениях все виды исследованных за полевой период объектов (обнажения, скважины, шурфы, канавы, маршруты, точки и маршруты аэровизуальных наблюдений, а также точки наблюдения и горнопроходческие объекты предыдущих лет, в том числе и других авторов, если они были использованы при составлении геологических и других карт и о них упоминается в геологическом отчете и др. То есть на эту карту на топографической основе (бланковка) выносятся определенными условными знаками нитки (треки или траектории) маршрутов, точки наблюдения, горные выработки (шурфы, канавы, карьеры), места отбора фоссилий, проб, линии составленных детальных разрезов. Все эти объекты сопровождаются номерами присвоенные им в дневниках и журналах документации.

#### Календарь полевых геологокартировочных работ

В первый день практики преподавателям необходимо провести организационное собрание, на котором студенты должны: 1) изучить технику безопасности при проведении полевых исследований в горно-таежной местности; 2) уяснить цели и задачи практики; 3) прослушать обзорную краткую лекцию по геологическому строению района практики (напомнить студентам содержание практики на первом курсе), истории геологического изучения; 4) кратко ознакомиться с литолого-стратиграфическим разрезом, тектоникой, гидрогеологией, геоморфологией, полезными ископаемыми района, нефтематеринскими свитами (для студентов профиля Геология, разработка месторождений нефти и газа нефти и газа); 5) научиться методам ведения полевого дневника (его должны иметь все студенты, проходящие практику); 6) научиться пользоваться горным компасом и другими приборами необходимыми при геологической съемке (стереоскоп, спутниковый навигатор, дальномер, лазерные рулетки и т.п.); 7) ознакомиться с техникой проведения маршрутов; 8) разделиться на рабочие бригады по 4-5 человек и выбрать бригадира и т. п.

Кроме того в этот день необходимо получить снаряжение, закупить продукты и подготовить рабочий журнал регистрации маршрутов (переходов) и журнал документации горных выработок, распечатать необходимое количество маршрутных карт<sup>1</sup> (по одной на каждую бригаду): маршрутные топокарты, карты-бланковки рабочих геологических и

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Практика по геологическому картированию должна быть обеспечена топографическими картами 1 : 50 000 и 1 : 5 000 масштабов на район проведения маршрутов (Слюдянский административный район: хр. Хамар-Дабан, хр. Комар,

район пика Черского, долина р. Слюдянки, берег Байкала мыс Шаманский). Электронные копии карт для распечатки берутся в Интернете по адресу и коду предоставляемые руководителем практики.

карт фактического материала различных масштабов в соответствие с детальными участками практики и на всю территорию. План полевых работ приведен в табл. 2.

Таблица 2

План проведения полевых работ по учебной практике по геокартированию на Хамар-Дабане

Field work plan for the geomapping training practice on Khamar-Daban

| Вариант А  | Вариант Б  |  |  |
|--|--|--|--|
| 1 день. Организационный  |  |  |  |
| 2А день. Заезд на мыс Шаманский на   | 2Б день. Заезд на карьер Бурутуйский на Комаре   |  |  |
| Байкале  | (с запасом воды на пять дней)                    |  |  |
| ЗА день. Маршрут на мысе Шаманском   | 3Б день. Детальное изучение и составление круп-  |  |  |
| по изучению култукской свиты   | номасштабной карты месторождения в пределах      |  |  |
|  | перевальной свиты                                |  |  |
| 4-5А день. Маршрут-переход по дороге   | 4Б день. Маршрут вниз по дороге для изучения     |  |  |
| по долине р. Слюдянка до моста Пере-   | култукской свиты                                 |  |  |
| мен (лагерь «Мост Перемен») для изуче-   | 5Б день. С утра маршрут-переход до лагеря «Ко-   |  |  |
| ния перевальной свиты (15 км)  | мар (Колодец)», а после обеда детальное картиро- |  |  |
|  | вание детального участка «Перевал-2»             |  |  |
| 6А день. Маршрут на месторождение ла-  | 6Б день. Маршрут по Старо-Комарской дороге до    |  |  |
| зурита Студенческое. После обеда Каме-   | Трубы. После обеда Камеральный день              |  |  |
| ральный день   |  |  |  |
| 7А день. Маршрут-переход до метео-   | 7Б день. Маршрут-переход до метеостанции «Ха-    |  |  |
| станции «Хамар-Дабан» и детальное  | мар-Дабан» и детальное ознакомление с геоло-     |  |  |
| ознакомление с геологией глыб морены   | гией глыб морены в районе нового лагеря «Ме-     |  |  |
| в районе нового лагеря «Метео-морена»  | тео-морена»                                      |  |  |
| 8 день. Маршрут на обнажение базальтов над метеостанцией с посещением скального обна-    |  |  |  |
| жения гранитов в северной части Казачье  | й Поляны, обзорной площадки, оливиновой горки    |  |  |
| и ванны чистейшей подбазальтовой воды на Старо-Комарской дороге. После обеда Каме-       |  |  |  |
| ральный день   |  |  |  |
| 9 день. Маршрут-переход на лагерь детального участка на руч. Посетительском              |  |  |  |
| 10 день. Маршрут в окрестностях лагеря по детальному ознакомлению с геологическим стро-  |  |  |  |
| ением курчавых скал  |  |  |  |
| 11 день. Выходной день. Экскурсия на пик Черского (2090 м) и ознакомление с его снежни-  |  |  |  |
| ком с северной стороны   |  |  |  |
| 12 день. Маршрут по Старо-Комарской дороге до пер. Чертовы Ворота                        |  |  |  |
| 13 день. Маршрут ко 2-му Гольцу и далее по хр. на юг до пика Чекановского (2068 м)       |  |  |  |
| 14 день. Самостоятельный маршрут по серпантиновому спуску к метеостанции                 |  |  |  |
| 15-16 день. Работа на опорном разрезе и крупномасштабном детальном участке «Посети-      |  |  |  |
| тельском»  |  |  |  |
| 17 день. Камеральный день  |  |  |  |
| 18 день. Выходной день. Поход по тропе руч. Посетительский на оз. Сердце и обратно (экс- |  |  |  |
| курсия по гляциальной геоморфологии)   |  |  |  |
| 19 день. Маршрут на водопады руч. Посетительского и р. Подкомарной                       |  |  |  |
| 20А день. Маршрут-переход до лагеря  | 20Б день. Маршрут-переход до лагеря «Мост Пе-    |  |  |
| «Комар (Колодец)»  | ремен»   |  |  |
| 21А день. Маршрут до Трубы   | 21Б день. Маршрут на Студенческое месторожде-    |  |  |
|  | ние пазурита                                     |  |  |

Table 2

| 22А день. Маршрут-переход до Бурутуй-                         | 22Б день. Маршрут-переход на Шаманский мыс   |  |
|---|--|--|
| ского месторождения   | на Байкале                                   |  |
| 23-24А день. Детальные геолого-карти-                         | 23-24Б день. Детальные геолого-картировочные |  |
| ровочные работы на Бурутуйском место-                         | работы в пределах култукской свиты на Шаман- |  |
| рождении в пределах слюдянской серии                          | ском мысе на Байкале                         |  |
| 25А день. Камеральный день                                    | 25Б день. Камеральный день                   |  |
| 26А день. Выход на тракт Монды —                              | 26Б день. Выход на тракт Слюдянка — Култук и |  |
| Култук и в 18-00 выезд в Иркутск                              | в 18-00 выезд в Иркутск                      |  |
| 27-28 день. Окончательное составление, печать и защита отчета |  |  |

Полевые работы по практике, в зависимости от возникающих обстоятельств (погоды, наличия транспортных средств и пр.), можно проводить в два варианта: начать работы с Шаманского мыса Байкала (вариант А) или же с Бурутуйского апатит-кварц-диопсидового карьера (вариант Б), что в итоге определяет характер заезда во второй день.

**3-4А** день — работа на детальном участке в районе мыса Шаманский по изучению култукской свиты, где в процессе детального картирования студенты знакомятся почти со всеми горными породами, известными в районе: мраморами (белыми, розовыми и желтыми), кристаллическими сланцами, чарнокитоидными гранитами и гранитогнейсами с включениями пироксена, флогопит-диопсидапатитовыми метасоматитами, тектонитами и т. д. **5**А день. — маршрут-переход по дороге по долине р. Слюдянка для изучения перевальной свиты. Длина перехода 15 км. По р. Слюдянке, на ее левом берегу, необходимо познакомиться со Слюдянский опорным разрезом<sup>2</sup>, прекрасно описанным в научной сводке-монографии Геологические памятники Байкала (1993, с. 26–31). Здесь же в долине р. Слюдянка, студенты знакомятся с результатами деятельности грозного и страшного явления природы — селями и средствами защиты от них.

От г. Слюдянки ход маршрута (х. м.) следует в пределах поймы реки по автомобильной дороге до отвалов карьера Перевал, где следует поискать (рис. 10) голубую сапфировую шпинель и жёлтый минерал быстрит.



**Рис. 10.** Так происходит изучение отвалов месторождения низкомагнезиальных мраморов «Перевал» — ежегодный поиск голубой шпинели (Коваленко и др., 2023), обнаруженной студентами-практикантами на полевой практике в 2017 г. Фото 0670.

маршрутный день, с организацией базового полевого лагеря вблизи него.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Прекрасный объект для учебного изучения опорного разреза в качестве примера не на один

**Fig. 10.** This is how the dumps of the Pereval low-magnesian marble deposit – the annual search for blue spinel (Kovalenko et al., 2023), discovered by student interns during field practice in 2017, are studied. Photo 0670.

**6А день.** Маршрут на месторождение лазурита Студенческое, где изучить и отобрать образцы лазурита, главколита, монмориллонита, вмещающих карбонатных пород, прорывающих магматических и контактово-метаморфических скарновых, а после обеда заняться первыми камеральными работами на этой практике: вынести маршруты на карты детального участка Шаманский и всего района практики охваченного работами в последнюю неделю, промаркировать и завернуть образцы эталонной коллекции.

7А день. Маршрут-переход (6.5 км) до метеостанции «Хамар-Дабан». По х. м. до конца автомобильной дороги в высыпках и окружающих скалах можно наблюдать различные карбонатные и гнейсовые породы безымянской свиты и прорывающие их граниты, микрограниты, гранит-пегматиты, часто с хоропроростками кварца и полевого ШИМИ шпата графического ИЛИ еврейского камня. А поднявшись на горку от конца автомобильной дороги вы попадете на горизонтальную площадку с вывалами горных пород относящихся к морене, конечный уступ которой фиксируется крутым подъемом тропы от конечного пункта автомобильной дороги. В связи с этим петрографический состав моренных обломков отличается чрезвычайным разнообразием в общем, отвечающим набору горных пород развитых в пределах безымянской свиты.

Далее по х. м. моренные отложения постепенно сменяться редкими коренными силикатных пород безымянской свиты, к которым добавятся мраморы лишь за 500–600 м до выхода тропы на Казачью Поляну.

На лагерной поляне, представленной осыпной мореной из крупных глыб пород безымянской свиты, следует подробно изучить и зарисовать (сфотографировать) их петрографические особенности, процессы метаморфизма и мигматизации, последовательхарактеристику внедрения, ность И минеральные и петрографические особенности состава, а также характер

взаимоотношений между собой всех жильных комплексов. Полученные материалы (зарисовки, фотоснимки, описания) послужат в дальнейшем при изучении геологии безымянской свиты, ее структуры в других маршрутах.

При втором варианте-Б начала полевого периода практики **3Б** день на Бурутуйском месторождении студенты посвящают детальному изучению и составлению крупномасштабной карты месторождения в окрестностях карьера в пределах низов перевальной свиты, для чего широко используют все многочисленные разведочные дороги (рис. 11).

**4Б** день. Маршрут вниз по дороге на расстояние 4 км для изучения пород верхней части култукской свиты.

5Б день. Маршрут-переход 6 км до базы партии по разведке нового месторождения низкомагнезиальных мраморов, по заявке сотрудников ИЗК СО РАН, открытого в 1975 г., благодаря подарку природы в виде гигантского селя, вскрывшего не менее гигантский пласт гигантокристаллических мраморов. «Мошность этого горизонта составляет около 800 м (против 100-200 м на известных месторождениях Перевал и Комарское), он весьма однороден по составу и строению, представлен гигантокристаллическими мраморами с весьма незначительной (доли процента) примесью кварца, белого диопсида и графита. Среднее содержание MgO составляет менее 1 % (по 18 пробам), что а 2-3 раза меньше, чем на известных» (Слюдянский кристаллический..., 1981, с. 180).

По х. м. в придорожных глыбах редких скальных коренных и канавах прошлых лет проходки изучить породы култукской, перевальной свит слюдянской серии и неогеновых базальтовых покровов. В одной из точек наблюдения необходимо изучить смену глыб базальтовой россыпи с хорошими пузыристыми полостями на подбазальтовые отложения (галечники Обручева и выходы подбазальтовых подземных вод.



Рис. 11. Карьер месторождения Бурутуйское апатит-кварц-диопсидовых пород с сетью разведочных дорог.

#### Fig. 11. Burutuyskoye apatite-quartz-diopside deposit quarry with a network of exploration roads.

После обеда студенты производят геологокартировочные работы на детальном участке «Перевал-2», расположенный на правом склоне Бол. Быстрой и по разведочным дорогам знакомятся с месторождением Перевал-2, по всем параметрам похожего на Перевал (рис. 12, тН 077-079), гигантозернистых кальцитовых низкомагнезиальных мраморов, используемых в настоящее время в качестве цементного сырья. Маршрут по изучению месторождения оставит у вас неизгладимое впечатление от гигантских возвышающихся на десятки метров над головой или низвергающихся вниз мраморных скал заросших зеленым мохом и столетними исполинскими кедрами. Между всем этим диким природным великолепием человеческий гений проложил бульдозерные дороги, резко опускающиеся в темные и сырые распадки-щели или круто взбегающие к яркому солнечному свету с

открытыми светлыми бруснично-черничными полянками.

6Б день. Маршрут по Старо-Комарской дороге от лагеря Комар до Трубы. Этот маршрут не сложен и выполняется на расстояние 3.5-3.8 км по поверхности базальтового плато представляющего из себя крупное месторождение базальта Комарское, подготовленное для добычи в 1982 г. Месторождение официально расположено на водоразделе р.р. Похабихи и Талой в 4.5 км к западу от западной окраины г. Слюдянки и в 1.5 км от цеха вторичного дробления карьера «Перевал». Географические координаты: 51°39′2.21″ с. ш. 103°31′0.75″ в. д. В конечной точке маршрута имеется хороший подбазальтовый источник чистейшей холодной родниковой воды оборудованный с 1971 г. буровой трубой и известный под названием Труба или Скважина.



**Рис. 12.** Перспективный космоснимок сервиса Google Earth месторождения Перевал-2 низкомагнезиальных мраморов на хр. Комар на правом склоне р. Бол. Быстрая, дата съёмки 07.05.2022. Числа — номера тН.

**Fig. 12.** Prospective Google Earth satellite image of the Pereval-2 deposit of low-magnesian marbles on the Komar Ridge on the right slope of the Bol. Komar Ridge on the right slope of the Bol. Bystraya River, imaging date 07.05.2022. The numbers are tN numbers.

После обеда необходимо, как и при варианте захода со Слюдянки, в 6Б-й день после обеда организовать камеральные работы и вынести все маршруты на карты детальных участков Бурутуйский и Перевал-2, а также на карту фактического материала 1 : 50 000 масштаба всего района охваченного на данный момент практикой, промаркировать и завернуть образцы эталонной коллекции, начать писать разделы отчета, касающиеся изученного в последних маршрутах материала разделов — Стратиграфия, Тектоника, Полезные ископаемые.

**7Б** день. В этот день необходимо совершить маршрут-переход (13 км) до метеостанции «Хамар-Дабан», где организовать новый базовый лагерь и детально ознакомиться с геологическим строением моренных глыб в районе лагеря (см. 7А день).

Во время перехода студенты фиксируют, где кончаются крупнозернистые кальцитовые мраморы месторождения Перевал-2 и начинаются породы, другой свиты и серии (название свиты и серии должны определить сами по характерному составу пород).

Примерно на 5.4 км от начала маршрута начнется подъем на новое плато базальтов. Это место будет отмечено прекрасным чистым высокодебетным ключем подбазальтовых вод, где рекомендуется пообедать или приготовить чай, т. к. это будет первая чистая прозрачная вода с начала практики, если не считать воду вчерашнего маршрута на Трубе. Тем более, что до метеостанции останется еще 7.5 км и побаловаться свежей питьевой водой придется только за 1.5 км до метеостанции.

**8-й день** Внимание, начиная с этого дня, описание совпадает для обоих вариантов практики. В этот день необходимо совершить маршрут на базальтовый покров, что возвышается над метеостанцией. Общая длина маршрута за день составит 5.5 км (4 км х. м. на покров и оконтурить его границы; 1.5 км посетить Казачью Поляну и изучить граниты, обнажающие в виде больших скал с западного края поляны).

Геология покрова прекрасно рассмотрена в монографии Байкал. Геология. Человек (2011, с. 59; и рис. 13). Оконтурить распространение базальтов надо вдоль Старо-Комарской дороги, где северный край покрова будет дешифрирован обильными вывалами гранитных и метаморфических пород, а также выходом подбазальтовых вод, каптаж которых осуществлён в виде приличного размера ванной.



**Рис. 13.** Зарисовка обнажения осадочно-вулканогенной толщи в районе метеостанции Хамар-Дабан (Байкал. Геология..., 2011).

#### **Fig. 13.** Sketch of sedimentary-volcanogenic outcrop in the vicinity of the Khamar-Daban meteorological station (Baikal. Geology..., 2011).

А после обеда организовать камеральный день и написать разделы отчета, касающиеся изученного в последних маршрутах материала разделов — Стратиграфия, Метаморфизм и магматизм, Тектоника и Полезные ископаемые. По каждому вещественному разделу необходимо подобрать эталонные образцы, а по структурному — построить структурные сферограммы.

**9-й день.** В этот день необходимо переехать на новое место работы. Длина перехода составляет 2.0–2.5 км, вначале необходимо его осуществить по Старо-Комарскому тракту с подъемом с высоты 1440 до 1740 м (300 м) а, после горизонтального участка дороги, спуск 80 м до высоты 1650 м. Время в пути 1 час 30 мин – 1 час 40 мин. Переход лучше всего осуществить без геологической документации, проведение которой необходимо будет оставить на один из самостоятельных маршрутов студентов в последующие дни (см. 14-й день).

Местность в районе лагеря, выровнена ледниками (рис. 14) и весма удобна для организации бивуаков с различным количеством людей: вода в ручье Посетительском, купание в ледниковых озерах, валежника в редколесье достаточно.

После обеда необходимо детально ознакомиться с геологией курчавых скал плеча трога, на котором стоит лагерь. Полученные данные оформить в качестве маршрута этого дня.



**Рис. 14.** Лагерь на курчавых скалах плеча древнего трога на ручье Посетительском. Фото 1476. **Fig. 14.** Camp on the mounding rocks of the shoulder of an ancient trail on Visitation Creek. Photo 1476.

10-й день. Работы этого дня заключаются в маршрутном исхаживании и ознакомлении с геологией курчавых скал плеча трога ледника, некогда спускавшегося вниз по долине. Широко развитые здесь граниты прорваны мелкими жилками гранитных пегматитов строгой ориентировки, статистический геометрический анализ ориентировок которых при помощи стереосеток позволит восстановить поле палеонапряжений при их внедрении. Статистический замер трещиноватости вдоль скальных обнажений правого борта трога вдоль руч. Посетительского вблизи лагеря позволит охарактеризовать трещиноватую структуру гранитного массива и определить ориентировку его юго-восточного конпрорывающего биотитовые такта. мигматизированные гнейсы безымянской свиты. При изучении геологии близлежащих курчавых скал, сложенных биотитовыми гнейсами безымянской свиты, необходимо замерить в них, гнейсовидность, полосчатость, изучить проявления метаморфизма и

мигматизации, а также зарисовать мелкую синметаморфическую складчатость (шарниры, осевые плоскости, элементы крыльев).

Параллельно с маршрутным исхаживанием вышеуказанной части территории детального участка необходимо произвести глазомерную разметку всего участка, т. е. определить на местности его ширину, длину и расставить главные опорные ориентиры-реперы (пикеты — ПК). Дополнительно на будущее (15 день) необходимо расставить через 20 м пикеты вдоль скальной гряды, идущей вдоль восточного края заболоченного берега озера Черемшанного.

11-й день. Выходной день. Студенты в этот день совершают поход на пик Черского (2090 м), где могут посетить большой снежник с северной стороны пика. Время восхождения 4–5 часов.

**12-й день.** Маршрут по Старо-Комарскому тракту до пер. Чертовы Ворота. Длина маршрута 3 км в одну сторону. Первые наблюдения следует провести в районе брода
через руч. Посетительский, где за 100 м до брода справа от х. м. начнут встречаться обнажения пород безымянской свиты с хорошими элементами залегания гнейсовидности и мелкими складками. Далее, перейдя вброд ручей, необходимо тщательно задокументировать хорошие обнажения бараньих лбов вокруг прекрасной туристической стоянки с отдельно лежащим вблизи тропы эрратическим валуном. Здесь также можно наблюдать хорошую гнейсовидность, мелкие складочки, мигматитовую полосчатость и др.

...Дойдя до хороших горизонтальных обнажений, отмытых рекой, с красивым водопадом и глубоким каньоном, названным нами в 2024 г. Разломным, т. к. именно на практике 2024 г. мы впервые связали многие явления этого маршрута с меридиональным разломом, простирающимся от детального участка Посетительского до пер. Чертовы Ворота. Здесь необходимо замерить в нескольких пунктах гнейсовидность пород, элементы залегания большой пегматитовой жилы, определить степень метаморфизма, восстановить напряжений жильного поле комплекса. Нельзя оставить без внимания и причину, по которой красивому и суровому каньону было присвоено собственное имя. Для этого необходимо привлечь данные замеров элементов его простирания и освежить в памяти данные маршрута 10-го дня в окрестностях лагеря Посетительского. Без решения этих вопросов и детальной фотодокументации уникального и красивого во всех отношениях обнажения покидать нельзя.

Далее по х. м. от каньона на интервалах 100, 150 м и на 250 м необходимо отметить родники, выходящие прямо в полотне дороги или непосредственной близости из-под основания коренного склона долины. Родники, как и каньон лежат на одной линии с простиранием разлома. На 250 м, кроме того, будут наблюдаться хорошие обнажения, в которых можно замерить гнейсовидность, а на 490 м вы выйдите на горизонтальную площадкуполяну протяжённостью по х. м. до 250 м, а влево и несколько вверх по склону от х. м. на все 300 м.

На 930–950 м будет наблюдаться довольно крутой поперечный к простиранию долины скальный хребтик — реликтовые остатки стенки кара, дно которого находилось в котловине, которую только что прошли. Этот кар был засыпан флювиогляциальными отложениями последующих более молодых ледников, располагавшихся выше по долине.

На 1010 и 1170 м будут выходы коренных. В точке наблюдения, находящейся на 1180 м, в гнейсе будет наблюдаться смятый в складку ксенолит. Необходимо сделать как минимум четыре замера контакта ксенолита, чтобы при геометрическом анализе замеров на стереосетке попытаться определить рисунок складчатости, шарнир о осевую поверхность.

Здесь же из-под скалы с ксенолитом бьет хороший ключ подземной воды, отметить который необходимо для оконтуривания все того же разлома, который мы, как и в предыдущих точках наблюдения, продолжаем прослеживать от руч. Посетительского.

Далее непрерывные коренные следуют до 1406 м. На 1210, 1260, 1376, 1394 и 1405 м необходимо замерить гнейсовидность, по которой в камеральный день произвести геометрический анализ складчатости на сферограмме.

На 1744 м находится пер. Чертовы Ворота (абс. высота 1570 м). Здесь в 60 м к западу расположен уникальный «Сад складок», наблюдаемых в основном в глыбах (рис. 15), но есть и небольшое коренное высотой чуть более 1 м, в котором необходимо для геометрического анализа замерить как минимум четыре замера гнейсовидности в одном большом крыле и два замера в других более мелкрыльях. В этом же небольшом ких обнаженьице наблюдается кварц-полевошпатовая жила мощностью 0.05-0.1 см и длиной 1.5 м, элементы залегания которой следует замерить, как и дополнительные (для статистической представительности) другие элементы залегания гнейсовидности вмещающей породы.



**Рис. 15.** Глыба из Сада складок в районе пер. Чертовы Ворота. **Fig. 15.** Block from the Garden of folds in the area of the Devil's Gate pass.

На остальных глыбах необходимо потренироваться со студентами в замерах элементов складок: шарниров, осевых плоскостей, крыльев, поупражняться в зарисовках этих складок, определении этапов складчатости, фотографировании. Размер глыб, в которых наблюдаются складки до 1.5–2 м в поперечнике и в них выветриванием прекрасно от препарированы формы складок, которые можно рассмотреть со всех сторон.

В заключении маршрута необходимо сфотографировать все складки Сада, сделать панораму оз. Чертового и долины р. Спусковой, которая отличается весной такой высокой лавинной активностью, что летом на склонах долгое время лежат кучи грязного снега и долго не зарастают поврежденные кусты и деревья.

Следует заметить, что только на пер. Чертовы Ворота вы впервые в районе практики встретите карликовую березку или ерник (Betula nana).

**13-й день.** Маршрут ко второму гольцу и далее по хребту до пика Чекановского (2068 м). Маршрут проходит по самой высокогорной части района практики и очень красив. Его следует начинать со Старо-Комарской дороги со сворота к пику Черского и вести по

тропе ко 2-му Гольцу и далее по хребту на юг к пику Чекановского или пер. Чертовы Ворота. Максимальная длина маршрута 20 км, минимальная 10 км — это в случае сворота с хребта к пер. Чертовы Ворота.

14-й день. День самостоятельного маршрута по серпантину к метеостанции и обратно. Длина маршрута 4 км. По х. м. в придорожных глыбах и редких коренных необзафиксировать гнейсовидность, ходимо гранитные жилки, определить степень метаморфизма, четко отметить интервалы развития гранитов. Детальность маршрута должна соответствовать масштабу съёмки 1:50 000. В конце маршрута в обязательном порядке необходимо сделать выводы о метаморфизме, стратиграфии, общем характере залегания и структуре, а также указать количество пройденных в маршруте пог. км, тН, отобранных образцов, проб, структурных замеров.

**15-й день.** Следует посвятить тщательной детальной работе на детальном участке Посетительском. Во-первых, произвести документацию опорного разреза (240 м) вдоль скальной стенки заболоченной, некогда озерной котловины Черемшанной. Длину разреза следует пропорционально разделить между

количеством практикантов. Во-вторых, разбить пикетаж и всего детального участка, чтобы завтра все смогли приступить к его геологическому и геоморфологическому картированию.

16-й день. В этот день необходимо произвести работу по геологическому и геоморфологическому картированию детального участка Посетительского, т. е. продолжить работы, начатые в десятый день.

17-й день. Камеральный день. Оформление для отчета опорного разреза и составление рабочих геологической и геоморфологической карт. Выполнение вышеуказанных графических работ непосредственно в поле позволяет оперативно на месте исправлять возникающие проблемы и ошибки, исправить которые в городе уже станет невозможно.

**18-й день.** Выходной день. Поход по тропе руч. Посетительского на оз. Сердце и обратно (экскурсия по гляциальной геоморфологии), где экскурсанты применяют свои знания по геоморфологии гляциальных форм рельефа.

19 день. Маршрут на водопады руч. Посетительского и р. Каменка следует начать от брода Старо-Комарской дороги через руч. Посетительский и вести вниз по его течению до устья и далее по р. Каменка до ее устья на р. Подкомарной. В процессе изучения геологии студенты решают вопросы: какими породами сложены уступы водопадов, причины возникновения, такие как физикомеханические, так и геоморфологические и тектонические. В геоморфологическом отношении водопадные уступы могут являться стенками каров палеоледников разного возраста. Кроме того, необходимо увязать петрографический состав водопадных гранитов с аналогичными гранитами детального участка Посетительского, тем более что простирание гранитных тел участка направлено в сторону водопадов.

**20** день. Начиная с этого дня вновь варианты маршрутов меняются. Практика с началом на Шаманском мысе (вариант А) территориально продолжается в направлении хр. Комар, а начавшаяся с Бурутуя (вариант Б) по р. Слюдянке до мыса Шаманского.

## Вариант А

Студенты этого варианта уходят в переход по хр. Комар, где по ходу маршрута последовательно изучают породы безымянской и харагольской свит, а в районе лагеря Комар породы перевальной свиты месторождения низкомагнезиальных мраморов Перевал-2. Кроме того, по х. м. они выявляют и картируют все базальтовые вершинные покровы по характерным признакам: уступы-обрывы с коллювиальными развалами хорошо видимых на космоснимках; современные выходы подземных подбазальтовых вод в более гипсометрически пониженных местах древних речных тальвегов, по которым двигались лавы (рис. 16).





При этом необходимо учитывать, что базальтовые покровы являются в настоящее время самыми древними (с возрастом 11–18 млн лет) рельефоформирующими, в основном бронирующего характера, геологическими объектами, при этом поверхность базальтовых покровов в начальный период являлась ареной осадочной аккумуляции, а в настоящее время продукты разрушения базальтов активно участвуют в формировании современных положительных форм, курумов и коллювиальных осыпей. Доказательством последнего тезиса служат прекрасные вершинные плато-покровы Маргасанской сопки и хр. Комар.

**21А день.** Маршрут этого дня по Комару в сторону Слюдянки до Трубы уже был подробно описан в шестой день варианта полевых работ со стороны Бурутуя. После обеда все студенты осуществляют картирование детального участка месторождения низкомагнезиальных мраморов Перевал-2 согласно описанию дня 5Б.

**22А** день. В этот день в шестикилометровом маршруте-переходе до Бурутуйского карьера изучаются породы перевальной и култукской свит, документируются разведочные канавы — памятники горнопроходческого искусства прошлого века, идущие вдоль дороги.

**23-24А дни.** Эти два дня посвящаются изучению Бурутуйского апатит-кварц-диопсидового месторождения (рис. 17) и картированию детального участка вокруг карьера.

25А день. Камеральный день. Составление карты фактического материала и рабочих геологических карт (общей по всем последним маршрутам 1 : 50 000 масштаба и по детальным участкам Перевал-2 и Бурутуйский 1 : 5 000 масштаба. Кроме того, следует не забыть составить структурные сферограммы и провести их анализ, а также продолжить написание соответствующих разделов итогового отчета.



Рис. 17. Панорама второй ступени карьера Бурутуйского месторождения сложенная кварц-диопсидовыми с апатитом породами. Фото 0382-83.

**Fig. 17.** Panorama of the second stage of the Burutuyskoye deposit quartz-diopside rocks with apatite. Photo 0382-83.

#### Вариант Б

**20Б** день. Студенты этого варианта уйдут в маршрут-переход по туристической тропе от лагеря Посетительского вначале до метеостанции, далее по долине р. Слюдянка, преодолеют 8.5 км пути и закартируют 5 пог. км маршрута. Маршрут начинается с Казачьей Поляны, т. к. до нее геология уже изучена ранее. Сразу с северного окончания поляны в небольшом ручье наблюдаются обильные вывалы карбонатных пород безымянской свиты, количество которых значительно уменьшится только через 550 м. Далее пойдут высыпки как карбонатных пород, так и силикатных, принадлежащих безымянской свите, перемежающиеся с не менее частыми вывалами гранитов, гранит-пегматитов.

На интервале маршрута в районе Горелой Поляны следует подняться к нескольким ближайшим скальным обнажениям чуть выше по склону в северо-западном направлении 100– 150 м) и описать тН, замерив элементы залегания гнейсовидности или полосчатости в биотит-гранатовых гнейсах или мигматитах, описать окружающий гляциальный рельеф.

Далее по тропе на всем интервале маршрута вам будут попадаться вывалы, иногда очень похожие на развалы коренных, разнообразных пород безымянской свиты, различных гранитоидов и редкие базальтовые обломки — все это будут моренные глыбы ледников некогда двигавшихся по долине Слюдянки. Эти моренные обломки закончатся только на крутом спуске тропы перед началом автомобильной дороги, находящемся в 170-180 м от хорошей ровной полянки с хорошо оборудованным бивуаком Беседка (кострище, беседка туалет, тропа к реке). Выровненная площадка представляет из себя своеобразную зандровую поляну, образовавшуюся за счет накопления флювиогляциальных наносов с более молодых ледников перед конечным или краевым уступом осыпной крупноглыбовой морены более древнего палеоледника.

От конца автомобильной дороги до конца маршрута в вывалах и окружающих скалах студенты наблюдают различные карбонатные и гнейсовые породы безымянской свиты и прорывающие их граниты, микрограниты, гранит-пегматиты слюдянского комплекса, часто с хорошими проростками кварца и полевого шпата — графического или еврейского камня. А через 200 м будет отворот к месторождению лазурита Студенческое, к небольшому карьеру которого с лазуритовой минерализацией идет довольно узкая горная тропа длиной 520 м. Строение месторождения следует изучить в завтрашнем маршруте.

21Б день. В этот день с утра студенты предпринимают маршрут на месторождение лазурита Студенческое, отворот тропы на которое находится в 400 м от лагеря. На месторождении изучают и отбирают образцы лазурита, главколита, монмориллонита, вмещающих карбонатных пород, прорывающих магматических и контактово-метаморфических и скарновых пород, а после обеда занимаются камеральными работами: выносят данные последних маршрутов на карту фактического материала 1 : 50 000 масштаба, маркируют и заворачивают в бумагу образцы эталонной коллекции, дописывают разделы отчета, касающиеся изученного в последних маршрутах материала разделов — Стратиграфия, Метаморфизм и магматизм, Тектоника и Полезные ископаемые. По каждому вещественному разделу необходимо подобрать эталонные образцы, а по структурному — построить структурные сферограммы.

**22Б** день. Маршрут-переход по дороге по долине р. Слюдянка до Шаманского мыса на Байкале для изучения харагольской и перевальной свит (15 км).

В отвалах карьера Перевал студенты ищут в белых мелкозернистых белоснежных кальцитовых разностях мраморов голубую сапфировую шпинель, и жёлтый минерал быстрит. А также по ходу маршрута в многочисречных ленных скальных прижимах подробно знакомятся с петрографическими разновидностями метаморфических пород перевальной свиты слюдянской серии, замеряют гнейсовидность, полосчатость и контакты многочисленных гранитных жил слюдянского комплекса гранит-пегматитов, изучают характер метаморфизма.

На всем интервале маршрута по руслу р. Слюдянка, студенты знакомятся с результатами деятельности грозного и страшного явления природы, известного у людей под названием «Черный каменный дракон», селями и средствами защиты от них. Обзор селевой активности в Прибайкалье см. монографию С.А. Макарова (Макаров, 2012).

**23-24Б** день. Работа на детальном участке Шаманском в районе мыса Шаманский по изучению култукской свиты. В результате двухдневных полевых исследований на участке необходимо решить проблему появления розовых мраморов и кальцифиров в районе, построить опорный разрез от крайней оконечности мыса на Байкале до автомобильного тракта и составить геологическую карту.

**25Б** день. Камеральный день. Составление карты фактического материала и рабочих геологических карт (общей по всем последним маршрутам 1 : 50 000 масштаба и по детальному участку Шаманский 1 : 5 000 масштаба.

**26-й день.** Сборы и выезд с полевых работ в г. Иркутск.

# Окончательное оформление и защита итогового отчета

27-й день. Составление окончательного варианта отчета по результатам геолого-

картировочных полевых работ. При составлении и оформлении отчета студенты используют имеющиеся на факультете компьютерные программы: MS Word (набор и редактирование текста), CorelDraw (создание и редактирование векторных карт, схем и рисунков), CorelPhotoPaint (редактирование растровых рисунков, копий и фотографий), GoogleEarth (для выноски материалов спутниковых навигаторов на космоснимки), Мар-Source (редактирование, анализ и получение данных со спутниковых навигаторов) и др.

28-й день. Окончательное оформление, распечатка и защита отчета.

#### Заключение

В процессе геокартирования студенты по ходу практики знакомятся с различными месторождениями полезных ископаемых, добываемых в настоящее время и в недалёком прошлом в Слюдянском районе. Это, прежде всего, многочисленные месторождения карбонатного сырья: Перевал в Слюдянке, многочисленные месторождения в окрестностях Слюдянки: флогопит, розовый мрамор, волластонит, диопсид, лазурит, лунный камень, амазонит и др. А собранный на практике в маршрутах материал, как правило, дополнительно обрабатывается в начале нового учебного года и делаются научные сообщения-доклады на студенческой и других конференциях. Предполагаемые темы сообщений: 1) Голубая сапфировая шпинель месторождения низкомагнезиальных мраморов «Перевал»; 2) Гляциальные формы рельефа северозападной части Хамар-Дабана; 3) Цветные и поделочные камни Слюдянского района; 4) Особенности организация и проведение практики по геокартированию на Хамар-Дабане; и т. п.

Кроме описанного в этой статье и приведенных в предыдущей статье (Коваленко и др., 2023) посвященным полевым практикам по геокартированию выявились дополнительные перспективные вырианты практики в виде научных исследований в многодневных маршрутах в окрестностях Хамар-Дабанского полигона (табл. 3).

Таблица З

Полигоны возможных тематических исследований в виде полевой учебной практики по геокартированию на Хамар-Дабане

Table 3

#### Polygons of possible case studies in the form of a field training practice on geomapping on Khamar-Daban

| №<br>п/п | Название полигона и<br>общая протяженность<br>маршрутов                                    | Маршруты  | Геологические объекты для изучения   |
|----------|--|---|--|
| 1.       | Научно-исследователь-<br>ский многодневный<br>маршрут, 55 пог. км                          | В район гор Хамар-Дабана<br>Вершина Босан (2275 м) 20<br>км от пер. Чертовы Ворота и<br>Вершина Маргасан (2278 м)<br>32 км от пер. Чертовы Ворота | Разрез хамар-дабанской серии нижнего<br>протерозоя, как продолжение разреза слю-<br>дянской и хангарульской серий, 2) выявле-<br>ние и описание более высоких уровней ка-<br>ров оледенения в Хамар-Дабане |
| 2.       | Камнесамоцветы При-<br>байкалья, 35 пог. км  | Хр. Комар, рр. Слюдянка, Та-<br>лая, Безымянная,  | Месторождения лазурита, амазонита, лун-<br>ного камня, розовой и голубой шпинели и<br>др.  |
| 3.       | Район месторождений<br>Малобыстринского ла-<br>зурита и щелочных си-<br>енитов, 20 пог. км | Карьеры месторождений,<br>маршрут по Мал. Быстрой и<br>водоразделу ее с Лазурской   | Лазуритовая ассоциация минералов, ще-<br>лочные сиениты, гондитовая минерализа-<br>ция   |
| 4.       | Зун-Мурино на базе<br>ИЗК СО РАН   | Прекрасные обнажения по<br>берегам р. Зун-Мурино  | Изучение разреза слюдянской и хангаруль-<br>ской серий в зоне низкого метаморфизма в<br>западной части хр. Хамар-Дабан   |

#### Литература

Абрамович Г.Я., Галимова Т.Ф., Примина С.П. Организация и проведение работ по геологическому картированию : учеб.-метод. пособие. Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. 79 с. Байкал. Геология. Человек / сост.: М.И. Грудинин, И.С. Чувашова. Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2011. 239 с.

Васильев Е.П. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (Юго-Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 78–87.

Геологическая документация при геологосъемочных и поисковых работах / А.И. Бурдэ, А.А. Высоцкий, А.Н. Олейников и др. Ленинград : Недра, 1984. 271 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 14. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Геологические памятники Байкала / сост.: Г.В. Рязанов. Новосибирск : ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 1993. 160 с.

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геологической съемке на Байкале : учеб. пособие. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2016. 183 с.

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геокартированию на геологическом факультете Иркутского университета / С.Н. Коваленко, И.К. Декабрев, А.А. Юрьев, И.А. Богданова // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 2. С. 132–164. <u>DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.132</u>.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. Иркутск : Изд-во Ин-та географии им. В.Б Сочавы СО РАН, 2012. 111 с.

Олюнин В.Н. Древнее оледенение Хамар-Дабана // География и геоморфология Азии. Москва : Наука, 1969. С. 174–191.

Полевая геология. Справочное руководство: В 2 кн. / под ред. В.В. Лаврова, А.С. Кумпана. Ленинград : Недра, 1989. Кн. 1: 400 с. Кн. 2: 455 с.

Рычагов Г.И. Общая геоморфология : учебник. 3-е изд., перераб. и доп. Москва : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. 416 с.

Слюдянский кристаллический комплекс / Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков, Е.А. Некрасова. Новосибирск : Наука, 1981. 197 с.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана (стратиграфия и метаморфизм). Москва : Изд-во Наука, 1970. 179 с.

Щукин И.С. Общая геоморфология. В 2-х томах. Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1960. Т. I: 615 с.

#### References

Abramovich G.Ya., Galimova T.F., Primina S.P. Organization and carrying out works on geological mapping : textbook. Irkutsk : Izd-vo Irkutsk State University, 2007. 79 p.

Baikal. Geology. Man / compiled by: M.I. Grudinin, I.S. Chuvashova. Irkutsk : Izd-vo Irkutsk State University, 2011. 239 p.

Vasiliev E.P. Analysis of cross folding of the Slyudyanka area (South-West Pribaikalye) // Geotectonics. 1973. No. 3. P. 78–87.

Geological documentation for geological survey and prospecting works / A.I. Burde, A.A. Vysotsky, A.N. Oleinikov et al. Leningrad : Nedra, 1984. 271 p. (Methodical manual on geologic survey on a scale of 1 : 50 000. Issue. 14. All-Union Scientific Research Geological Institute).

Geological monuments of Baikal / compiled by G.V. Ryazanov: G.V. Ryazanov. Novosibirsk : VO "Nauka", Siberian Publishing Company, 1993. 160 p.

Kovalenko S.N. Training field practice on geological survey on Baikal : textbook. Irkutsk : Izd-vo Irkutsk State University, 2016. 183 p.

Kovalenko S.N. Training field practice on geomapping at the Faculty of Geology of Irkutsk University / S.N. Kovalenko, I.K. Dekabrev, A.A. Yuryev, I.A. Bogdanova // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 2. P. 132– 164. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.132.

Makarov S.A. Selie Pribaikalya. Irkutsk : Izd-vo In-ta geografiya im. V.B Sochava SB RAS, 2012. 111 p.

Olyunin V.N. Ancient glaciation of Khamar-Daban // Geography and Geomorphology of Asia. Moscow : Nauka, 1969. P. 174–191.

Field geology. Reference Manual: In 2 books / ed. by V.V. Lavrov, A.S. Kumpan. Lavrov, A.S. Kumpan. Leningrad : Nedra, 1989. Book 1: 400 p. Book 2: 455 p.

Rychagov G.I. General geomorphology : textbook. 3rd ed., rev. and ext. Moscow : Izd-vo Mosk. un-ta : Nauka, 2006. 416 p.

Slyudyanka crystalline complex / E.P. Vasiliev, L.Z. Reznitsky, V.N. Vishnyakov, E.A. Nekrasova. Novosibirsk : Nauka, 1981. 197 p.

Shafeev A.A. Precambrian of the South-West Pribaikalia and Khamar-Daban (stratigraphy and metamorphism). Moscow : Izd-vo Nauka, 1970. 179 p.

Shchukin I.S. General geomorphology. In 2 volumes. Moscow : Izd-vo Mosk. un-ta, 1960. Vol. I: 615 p.

#### Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru. **Kovalenko Sergey Nikolaevich,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

#### Найданов Намсарай Дамбаевич,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент 3-го курса, тел.: 89960230337, электронная почта: namsarajnajdanov812@gmail.com. **Naidanov Namsarai Dambaevich,** 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3rd year student, tel.: 89960230337, email: namsarajnajdanov812@gmail.com.

#### Бондаренко Александр Михайлович,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент 3-го курса, тел.: 8904154585/ Bondarenko Alexander Mikhailovich, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology,

3rd year student, tel.: 8904154585.

#### Тугарёв Семен Денисович,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент 3-го курса, тел.: 89041500603, электронная почта: tugarevs1999@mail.ru. **Tugarev Semyon Denisovich,** 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3rd year student, tel.: 89041500603, email: tugarevs1999@mail.ru.

Ева Александровна Трубачева, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент 3-го курса, тел.: 89526160482, электронная почта: evatrubacheva@icloud.com. **Trubacheva Eva Aleksandrovna,** 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3rd year student, tel.: 89526160482, email: evatrubacheva@icloud.com.

#### Орлов Григорий Михайлович,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент 3-го курса, тел.: 89149570730, электронная почта: grigorij.orlov.2000@mail.ru. **Orlov Grigory Mikhailovich,** 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3rd year student, tel.: 89149570730,

email: grigorij.orlov.2000@mail.ru.

#### Богданова Ирина Анатольевна,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, старший преподаватель, email: irinairk@gmail.com. **Bogdanova Irina Anatolievna**, 664025, г. Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Senior Lecturer, email: irinairk@gmail.com.

# Экспедиции

УДК 55(571.53) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.190

# Дневник полевого этапа Международной школьной геологической экспедиции «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024» Россия-Кыргызстан

С.В. Липкина<sup>1</sup>, С.Н. Коваленко<sup>1</sup>, И.Б. Киселева<sup>2</sup>, Е.Б. Табдаев<sup>3</sup>, И.С. Даутов<sup>4</sup>, Т.Ф. Газизова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>МАОУ Лицей № 2, г. Альметьевск, Республика Татарстан, Россия <sup>3</sup>МБОУ Толтойская СОШ, у. Хурай-Хобок, Республика Бурятия, Россия <sup>4</sup>Общественный фонд «Жаш геолог», г. Бишкек, Республика Кыргызстан

Аннотация. Подводятся итоги и кратко освещаются четырехдневные полевые работы Международной школьной геологической экспедиции на оз. Байкал в районе пос. Бол. Голоустное, в рамках которых были проведены учебные геологические исследования магматических и метаморфических образований раннепротерозойского (приморский комплекс гранодиоритов и ольхонская серия), рифейского (байкальская серия: голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты) возраста, а также пролювиальных, речных и склоновых современных отложений. В процессе маршрутов дополнительно были освещены методические вопросы ведения маршрутов. В экспедиции приняли участие команды школьников из Татарстана, Бурятии, Иркутской области и Киргизии. Принимающая организующая сторона — Иркутский государственный университет, геологический факультет. По просьбе ООО Российское геологическое общество.

**Ключевые слова**: Байкал, геологические маршруты, юные геологи, протерозойские метаморфические и плутонические комплексы, современные и палеопролювиальные, аллювиальные отложения и формы рельефа.

# Diary of the Field Stage of the International School Geological Expedition Eastern Sayan Mountains – Lake Baikal 2024 Russia-Kyrgyzstan

S.V. Lipkina<sup>1</sup>, S.N. Kovalenko<sup>1</sup>, I.B. Kiseleva<sup>2</sup>, E.B. Tabdaev<sup>3</sup>, I.S. Dautov<sup>4</sup>, T.F. Gazizova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>MAOU Lyceum No. 2, Almetyevsk, Republic of Tatarstan, Russia
<sup>3</sup>MBOU Toltoy SOSH, Khurai-Khobok U., Republic of Buryatia, Russia
<sup>4</sup>Public Foundation "Jash Geologist", Bishkek, Republic of Kyrgyzstan

**Abstract.** The four-day field work of the International School Geological Expedition to Lake Baikal near the Bolshoi Goloustnoye settlement is summarized and briefly covered. Goloustnoye, within the framework of which educational geological studies of magmatic and metamorphic formations of Early Proterozoic (seaside complex of granodiorites and Olkhon series), Riphean (Baikal series: Golousten, Uluntu and Kachergat formations) age, as well as proluvial, fluvial and slope modern sediments were carried out. In the course of the routes, methodological issues of route maintenance were additionally highlighted. Teams of schoolchildren from Tatarstan, Buryatia, Irkutsk region and Kyrgyzstan took

part in the expedition. The host organizing party was Irkutsk State University, Department of Geology. At the request of the Russian Geological Society Ltd.

*Keywords*: Baikal, geological routes, young geologists, Proterozoic metamorphic and plutonic complexes, modern and paleoproluvial, alluvial deposits and landforms.

## Введение

Международная школьная геологическая экспедиция «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024» посвящённая 75-летию геологического факультета Иркутского государственного университета проведена при поддержке Федерального агентства по недропользованию РФ, отдела геологии и недропользования Иркутской области, территориальных фондов Иркутской области. Инициатором в проведении экспедиции является ОО Российского геологического общества.

Экспедиция была проведена в два этапа. На первом экскурсионном этапе 22-24 июля для участников были проведены ознакомительные экскурсии по значимым геологическим музеям и организацим г. Иркутска: 22 июля участники посетили Корпоративный музей ООО Иркутской нефтяной компании и самым ярким событием этого дня стало праздничное открытие экспедиции, которое состоялось в ботаническом саду Иркутского государственного университета. Был поднят флаг экспедиции, ну и конечно, по сибирской традиции участники и гости мероприятия пили чай с самоваром и пирогами; 23 июля осуществили выезд на Байкал в пос. Листвянка, где посетили Байкальский музей и произвели виртуальное погружение на дно Байкала и пеший подъем на Камень Черского, а по пути посетили Иркутский архитектурно-этнографический музей «Тальцы»; 24 июля съездили в музей Байкалкварцсамоцветы в пос. Смоленщина и прослушали на геологическом факультете ИГУ лекцию «Нефть и газ на Байкале», лекцию прочла старший преподаватель кафедры геологии нефти и газа геологического факультета Ю.С. Андреева.

На полевом этапе школьной геологической экспедиции на Байкале (рис. 1, 2 и 3) в районе пос. Бол. Голоустное на территории Прибайкальского национального парка с 25 по 29 июля 2024 г. участвовало 23 человека (рис. 4) из трех регионов России: Иркутской области, Бурятии и Татарстана. А также юные геологи Кыргызстана. Из руководителей были преподаватели геологического факультета Иркутского государственного университета: руководитель проекта «Школа юных геологов», руководитель экспедиции, заведующая научно-учебным геологическим музеем Светлана Владимировна Липкина, главный геолог экспедиции доцент Сергей Николаевич Коваленко; руководитель самой большой команды (9 человек) юных геологов из Татарстана (г. Альметьевск) Ирина Борисовна Киселева; руководитель команды из Бурятии (у. Хурай-Хобок) Евгений Баярович Табдаев и руководитель команды из Киргизии Ильшат Скандерович Даутов. Школьников, юных геологов, было 14: 9 Татарстан, 2 Кыргызстан, 2 Бурятия, 1 Иркутск. Это Виктория Анисахарова, Милана Комарова, Тимур Фазлыев, Никита Плотников, Булат Ситдиков, Искандер Нургатин, Эмиль Гатин, Камилла Апачаева, Арсений Рогальский, Лия Рогальская, Янжина Дагуева, Алина Ягудуева, Газизов Ренат.

Работа велась по следующим учебным научным проблемам:

1. Организация и ведение геологических маршрутов.

2. Процессы формирования рельефа.

3. Геологическая характеристика района, получаемая в процессе полевых маршрутных исследований.

Экспедиция размещалась на базе практик Педагогического института Иркутского государственного университета.



Район проведения экспедиции

**Рис. 1.** Региональная схема размещения полевого этапа Международной школьной геологической экспедиции «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024».

**Fig. 1.** Regional scheme of location of the field stage of the International School Geological Expedition "Eastern Sayan Mountains – Lake Baikal 2024".



**Рис. 2.** Маршруты Международной школьной геологической экспедиции «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024».

**Fig. 2.** Routes of the International School Geological Expedition "Eastern Sayan Mountains – Lake Baikal 2024".



Рис. 3. Поселок Бол. Голоустное. Фото 2059.

Fig. 3. Settlement Bol. Goloustnoe. Photo 2059.



**Рис. 4.** Полный состав Международной школьной геологической экспедиции «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024» на территории парка «Заповедное Прибайкалье». Фото 0736.

**Fig. 4.** Full composition of the International school geological expedition "Eastern Sayans – Lake Baikal 2024" on the territory of the Park "Zapovednoe Pribaikalye". Photo 0736.

## Методическая основа организации маршрутов юных геологов в экспедиции

Современная работа геолога в маршруте — это комплекс полевых геологических исследований в большом коллективе разнообразных специалистов геологов, производимых с различными целями. в том числе и выявления перспектив территорий в отношении полезных ископаемых. Работа в маршруте это, прежде всего, изучение естественных и искусственных обнажений (выходов на поверхность) горных пород, определение их состава, происхождения, возраста, форм залегания. Геологические маршруты в обязательном порядке сопровождаются сбором образцов и проб на различные виды лабораторных анализов пород, минералов и окаменелостей согласно инструкциям,

утвержденным министерством, отвечающим за геологию.

Помимо геологических данных по ходу маршрута необходимо фиксировать все геоморфологические и гидрогеологические особенности района работ: определение, описание и выяснение происхождения основных форм рельефа, а также установление их связи с геологическим строением; определять, опробовать, описывать, давая качественную характеристику и определять происхождение природных ключей и минеральных источников.

Хорошими примерами организации и проведения геологических маршрутов с подробным описанием характера, объемов, методов полевых и камеральных исследований являются учебно-методические пособия (Методика..., 1972; Полевые..., 2003; Абрамович и др., 2007; Коваленко, 2016; и др.).

# Картографические материалы, оборудование и снаряжение

В маршрутах каждый геолог должен иметь следующее необходимое снаряжение и оборудование: полевую сумку, в которой должны находиться геологический компас, топографическая карта, комплект азимутальных проекций (сеток), капельница с 10 % соляной кислотой, геологическая лупа, мешочки под образцы, 10-метровая рулетка. Каждый член бригады должен, кроме того, иметь: маршрутный рюкзак, полевой дневник, две шариковые ручки, карандаш, нож, спички в непромокаемом пакете, огниво, ветровку, полиэтиленовую накидку на случай неожиданного дождя, крепкую и легкую обувь, кепку с козырьком, перевязочный пакет, одеяло спасателя.

При работе в горно-таежных условиях обычно удобно иметь два рюкзака и полевую сумку: большой экспедиционный рюкзак для многодневных походов, небольшой, но достаточно вместительный и прочный, маршрутный рюкзак.

Мелкие предметы снаряжения: фарфоровую пластинку, медную монету, кусок стекла, а также лупу и бритвенное лезвие, завернутое в плотную глянцевую бумагу, носят в карманах пиджака или куртки (Барабанов, 1952).

## Методика сбора и описания фактического материала

К числу основных полевых документов геолога относятся:

1. Текстовой материал — записи в полевых дневниках, журналы документации горных выработок и опорных геологических разрезов, журналы документации проб, шлихового, литогеохимического, гидрохимического, радиометрического и др. опробования, зарисовки, небольшие схемы, в которых фиксируется вся геологосъемочная информация по описанию опорных профилей и стратиграфических колонок, делаются подробные описи каменного материала коллекций.

2. Графический материал на район практики: топокарты различного масштаба, космические снимки на район исследований, геологические, структурные схемывыкопировки и стратиграфические колонки из научных статей и отчетов, карта фактического материала, рабочая геологическая карта, сферограммы и розы-диаграммы структурных элементов и т. п.

# Работа на обнажении или в горной выработке

Обнажения представляют собой выход горных пород из-под почвы (педосферы) на земную поверхность. Горная выработка искусственно сделанное, в результате горных работ, обнажение (задирка, закопушка, шурф, канава, траншея, штольня, карьер и т. п.). Работа на обнажении или в точке наблюдения (тН) заключается в следующем:

1. Определение местоположения изучаемого обнажения и привязка тН. При наличии прибора спутниковой навигации (навигатора) обнажение отмечается в виде точки и в нем.

2. Замер размеров обнажения: длины, ширины, высоты, азимута простирания.

3. Определение состава горных пород обнажения и составление стратиграфической или структурной схемы.

4. Замер залегания структурных элементов и мощности слоев.

5. Зарисовка и фотографирование обнажения и его интересных геологических деталей.

6. Отбор образцов горных пород и палеонтологических остатков.

Все собранные данные на обнажении аккуратно записываются в дневник или, в случае документации горной выработки, — в Журнал документации.

## Проведение маршрутов с использованием спутникового навигатора

Уже стало аксиомой, что у каждого участника полевых работ должен быть спутниковый навигационный прибор с достаточным количеством памяти в размере достаточном, чтобы разместить в нем до 500 точек наблюдения и до 30–50 маршрутов. При этом желательно иметь прибор с барометрическим контролем абсолютных отметок рельефа (необходимо для построения гипсометрических профилей).

При работе на детальных разрезах в конце работы необходимо делать безостановочный

проход с включенным навигатором от начальной до конечной точки. Это позволяет прибору наиболее точно (как показывает опыт с точностью до метра) обрисовать гипсометрический профиль местности. Если есть возможность установить вручную значение начальной точки профиля, то обязательно это сделайте, тогда ваш профиль получится наиболее точным.

## Геология полевого этапа

Общая схема стратиграфии отложений, описанных в маршрутах экспедиции, может быть представлена в следующем виде (от современных к древним):

## Четвертичная система (квартер) Q

Верхнеплиоценовый подотдел-нижнечетвертичное звено N2<sup>3</sup>–Q1

# Средне-верхнерифейская эратема RF<sub>2-3</sub> — байкальская серия

**RF**<sub>3</sub>*kč* — качергатская свита **RF**<sub>2-3</sub>*ul* — улунтуйская свита **RF**<sub>2</sub>*gl* — голоустенская свита

## Нижнепротерозойские (карельские) образования KR — ольхонская серия

С представителями пород ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ (гнейсы, плагиогнейсы, сланцы различного состава, амфиболиты и кварциты) юные геологи познакомились в скальных обнажениях вдоль берега Байкала вблизи устья р. Голоустной и в районе мыса Ушканий.

Возраст БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ согласно серийной легенде, определяется как средне-верхнерифейский (Государственная геологическая... 2009). Общая мощность серии достигает 3500 м.

Голоустенская свита сложена светлыми известняками, доломитами и кварцитами породами более метаморфизованными, чем породы в других свитах серии. Слои свиты в районе экспедиции прослеживаются узкой прерывистой полосой вдоль западного края выходов на поверхность пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, при этом они часто полностью выклиниваются и тектонически перекрываются гранитами (по надвигам). Породы свиты представлены (снизу вверх): кремовыми доломитами, мергелями, хлоритовыми сланцами. Участками в основании подсвиты залегают базальные конгломераты. Средняя часть свиты сложена кварцитовидными и карбонатно-кварцевыми песчаниками, доломитами, кварцитами, известняками. Ближе к кровле (190–400 м) наблюдаются оолитовые известняки, доломиты, песчаники, глинистые сланцы. В ее верхней части присутствуют оталькованные доломиты, талькиты (р. Голоустная). Мощность свиты 340–1030 м.

В палеогеографическом отношении, осадки свиты накапливались при трасгрессии моря в условиях мелководья.

Улунтуйская свита относится к терригенно-карбонатной формации и сложена глинистыми, алевритовыми, песчано-алевритовыми сланцами, строматолитовыми, битуминозными известняками, доломитами, известковистыми доломитами. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, фосфоритоносные песчанистые и глинистые сланцы, талькиты, углеродисто-глинистые сланцы, мергели образуют редкие маломощные (5–20 м) прослои.

Породы смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания, с падением на крыльях в пределах 7–70°.

Мощность свиты колеблется в пределах 280–2600 м. В породах улунтуйской свиты определены микрофитолиты: Osagia tenuilamellata Reitl, Osagia tchaica Yarsch, Vesicularites flexuosus Reitl; строматолиты Conophyton cf. garganics Korol., на основании чего датируется средним-верхним рифеем.

В ее разрезе локализуются проявления фосфоритов и талькитов.

Судя по составу и структурно-текстурным признакам пород в улунтуйское время произошла смена характера осадконакопления, на фоне регрессивно-трансгрессивного этапа, изменился рельеф дна, произошло увеличение глубины палеобассейна и прогрессивное уменьшение привноса обломочного материала.

Верхний, третий член байкальской серии качергатская свита (**RF**3kč), представлена флишоидной толщей переслаивания песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, реже конгломератов, известняков, углистых

сланцев, аргиллитов, распросранена севернее территории исследований и члены экспедиции видели ее скальные обнажении из окна автобуса в районе пос. Мал. Голоустное.

Все породы свиты отличаются темно-серым с зеленоватым оттенком цвета, наличием волноприбойных знаков, знаков ряби, трещин усыхания, обильной слюдоносности по слоистости. Песчаники, образующие в разрезе горизонты (50-200 м), имеют мелко-, среднезернистые, алевро-песчанистые, участками грубозернистые, косослоистые текстуры. Структура их бластопсаммитовая, микрогранобластовая. В составе обломочной части кварцевых песчаников преобладает кварц (90 %), в полимиктовых песчаниках присутствуют (%): кварц (30-50), полевые шпаты (10-20), обломки пород (20), обломочная часть слабо окатана. Цемент глинистокварцево-слюдистый, контактово-поровый. Черные песчаники отличаются кварцитовид-Алевролиты ным обликом. отличаются микро-, тонкослоистой текстурой, обусловленной тонким чередованием слоев различной зернистости. Сложены хлоритом, серицитом, реликтами глинистого вещества. Алевритовая составляющая представлена кварцем, слюдой, полевыми шпатами. Горизонты сланцев глинисто-гидрослюдистого состава (80-100 м) имеют слоистую текстуру, образующуюся чередованием участков пелитового, алевритового и псаммитового материала. В углистых (аспидных) сланцах присутствует тонкораспыленное органическое вещество.

Разрез свиты фациально однороден и выдержан по простиранию. На фоне моноклинального погружения на северо-северо-запад породы дислоцированы в крупные линейные складки северо-восточного простирания с невыдержанными углами падения (крутые и пологие) на крыльях. Мощность свиты 1500– 1600 м.

В верхней части разреза свиты по р. Голоустная установлен комплекс акритарх: Cramomarginata prima Naum., Cr. sguamacea Volk., Bailirania antigua Trestch., Bailirania faveolata, на основании чего свита датирована поздним рифеем.

Широко распространенные на участке проведения маршрутов экспедиции

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ представлены разнообразными по происхождению комплексами пород. Самыми древними отложениями являются породы верхнего плиоцена – эоплейстоцена: аллювиальные песчано-галечные породы манзурской свиты (N2-3-QE mn), которые распространены несколько в стороне от ниток маршрутов экспедиции. С ними можно было познакомиться при заезде или выезде на автобусе в большом придорожном карьере на водоразделе руч. Сухой – Илга и в районе горы Подкаменной (952 м), что в 5 км строго на северовосток от базы. Описанию геологии этих отложений в последнее время посвящено несколько научных статей доступных в Интернете (Источник..., 2022; Сходство..., 2023; Рассказов и др., 2023).

К средне-верхне неоплейстоценовым нерасчлененным флювио-гляциальным образованиям с большой долей условности предположительно можно отнести в районе проведения экспедиции породы высоких террас 4-го (fg<sub>1</sub>Qп-ш) и 3-го (fg<sub>2</sub>Qп-ш) уровней в районе «кварцитовой» гривы (см. рис. 14) представленые маломощными валунно-галечнопесчаными, песчано-галечными отложениями, с песчано-сутлинистым, глинистым, с примесью щебня заполнителем. Образование этих террас, наверное, следует связать с выдвижением самых древних ледников региона.

К среднему неоплейстоцену – голоцену отнесены озерные отложения байкальских террас ( $1Q_{II-H}$ ), выделенных на побережье оз. Байкал, высотой до 12 м, сложеных галечни-ками, иногда с валунами, песками с гальками, глинами, песчанистыми глинами, супесями, илами; отмечаются сингенетичные криогенные нарушения, торфяники лагун. Мощность отложений до 90 м. В верхах разреза одной из террас определен радиологический возраст торфяников: в верхах разреза  ${}^{14}C - 4560 \pm 5$ лет; в средней части  ${}^{14}C - 5490 \pm 65$ лет; спорово-пыльцевой состав растительности отвечает березово-сосновым лесам (Государственная геологическая..., 2009).

Верхне неоплейстоцен–голоценовые отложения развитые по бортам Байкальской впадины (2-я терраса на рис. 14) состоят из следующих образований: 1) аллювиальнопролювиальные (ар<sub>1</sub>Q<sub>III–H</sub>) конусов выноса: галечно-песчано-валунные, глины, илы мощностью до 170 м, слагающие крупные конуса выноса и дельты водотоков образованные из гляциального и флювиогляциального материала ледники с возрастом 12-8 тыс лет, имевшихся в их истоках и, которые быстро растаяли с началом гипертермального периода 7.5 тыс лет назад, что привело к катастрофическим селям по всем водотокам, крупным рекам и формированию их дельт и конусов выноса на Байкале. В прибрежной полосе озера они уходят под воду и перекрываются современными аллювиальными отложениями; 2) современные коллювиально-делювиально-пролювиальные (cdp<sub>2</sub>Q<sub>III-H</sub>) подгорных шлейфов, конусов выноса мелких водотоков, впадающих в оз. Байкал. Осадки представлены несортированным глыбово-валунно-щебнистым с плохоокатанной галькой материалом с песчано-глинистым заполнителем. Мощность отложений до 5-7 м. Отложения также перекрываются современными аллювиальными отложениями.

Современное геолого-геоморфологическое состояние и природа долины р. Голоустной хорошо освещены в монографии С.А. Макарова (2012, с. 10–21). Так в строении верхней части разреза пойменно-русловой части р. Голоустной участвуют **современные** аллювиальные отложения низкой поймы (a<sub>1</sub>QIv) высотой 0.5–1.0 м над уровнем воды, высокой поймы (a<sub>2</sub>QIv) — до 2.0 м (до 470 горизонтали) и первой надпойменной террасы (боровая) (a<sub>3</sub>QIv) — в пределах от 470 до 480 горизонталей.

Коренные склоны сложены скальными и делювиально-десперсными (dQiv) рыхлыми отложениями (см. рис. 12).

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ** раннего протерозоя, с которыми были ознакомлены участники экспедиции при прохождении маршрутов в районе экспедиции, относятся протокластические, плагиомикроклиновые, лейкократовые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, реже рапакивиподобные порфировидные, нередко очковые аляскитовые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранитогнейсы. Наибольшее распространение имеют **рапакивиподобные граниты приморского комплекса** (у**РR**<sub>1</sub>*p*). Они

наблюдаются в виде довольно узкой полосы (2-25 км), но протяженной (свыше 300 км) на западном берегу озера Байкал от пос. Большие Коты на юге до пос. Онгурены на северовостоке. На интервале маршрутов экспедиции первичные массивные, равномернозернистые, порфировидные и овоидные граниты не сохранились, а были представлены чаще всего гнейсовидными, тонкополосчатыми и линзовидно-полосчатыми гранитогнейсами и неравномернозернистыми лейкократовыми разновидностями. Граниты и гранитогнейсы имеют розоватую, красноватую, иногда серую окраску. Они крупно- и мелкозернистые, массивные, часто с крупными включениями полевого шпата («очковые» гнейсы А.Д. Чекановского в районе пос. Бол. Голоустное и в пади Семениха). «Очковые» гнейсы имеют порфиробластическую структуру и сланцеватую текстуру. Порфиробластами являются крупные вытянутые зерна полевых шпатов. Обволакивающая эти зерна чешуйчатозернистая масса представлена серицитом, биотитом, хлоритом; в ней встречаются: карбонат, рудные минералы, апатит, эпидот, сфен. В мелкозернистых гранитах очень большую роль играет роговая обманка, придающая породе зеленоватый оттенок.

В районе поселка Бол. Голоустное граниты тектонизированы и превращены в хлоритовые милониты и катаклазиты, по которым развивается вторичный бластез микроклина.

Рифейский чайский габбро-долеритовый комплекс ( $\nu\beta RF_1 \check{c}$ ) распространен в Западном Прибайкалье в пределах краевого шва Сибирской платформы, вдоль зоны глубинного Приморского разлома, и образует секущие крутопадающие дайки небольшой мощности в раннепротерозойских образованиях. В маршрутах экспедиции представлен габбро-долеритами, долеритами, кварцевыми долеритами. Тела долеритов однородны, без признаков дифференциации. Верхний возраст комплекса определяется налеганием на кору выветривания комплекса голоустенской свиты среднего рифея (Дольник и др., 1970).

Описание полевой работы экспедиции

| <u>База практик ПИ ИГУ, 470 м</u> |                                 |                  |                         |                   |  |  |  |  |  |
|-----------------------------------|---------------------------------|------------------|-------------------------|-------------------|--|--|--|--|--|
| Время                             | 14 <sup>00</sup>                | 17 <sup>00</sup> | <b>20</b> <sup>00</sup> | 23 <sup>00</sup>  |  |  |  |  |  |
| t °C                              | 20                              | 20 21 18         |                         | 17                |  |  |  |  |  |
| АД, гПа                           | 953.5                           | 954.3            | 954.5                   | 954.8             |  |  |  |  |  |
| Ветер                             | Слабый                          | Í                | Тихо                    |                   |  |  |  |  |  |
| Атм. явления                      | Обл. 95 %. Ку-<br>чево-дождевые | Пасмурно         | Дождь                   | Обл. 100 %, туман |  |  |  |  |  |
| Комфорт                           | +                               | +                | +/                      | _                 |  |  |  |  |  |

## 25.07.2024, первый день, заезд и обустройство

 $t^{\circ}_{max} = 23 \ ^{\circ}C$ 

С Иркутска выехали в 9<sup>52</sup>, в 11<sup>45</sup> были в Бол. Голоустном, в 12<sup>30</sup> все устроились в домиках, приготовили обед и к 16<sup>00</sup> пообедали. С 17<sup>00</sup> до 19<sup>00</sup> команды показали свои визитки в виде кратких сценических миниатюр о своем регионе. В заключении команда из Бурятии научила всех танцевать национальный танец Ехор.

После ужина вечер посиделок с гитарой в столовой, как бы «у костра», и в 23<sup>00</sup> отбой, завтра тяжелый маршрутный день.

26.07.2024, второй день

| База п | рактик | ПИ ИІ | `У, 47 | 70 м |
|--------|--------|-------|--------|------|
|        |        |       |        |      |

| Время             | 2 <sup>00</sup> | 5 <sup>00</sup>   | 8 <sup>00</sup> | $11^{00}$         | 14 <sup>00</sup> | 1700 | 2000  | <b>23</b> <sup>00</sup> |
|-------------------|-----------------|-------------------|-----------------|-------------------|------------------|------|-------|-------------------------|
| t °C              | 17              | 15                | 17              | 19                | 20               | 21   | 19    | 17                      |
| АД, гПа           | 954.8           | 955.4             | 956.5           |                   |                  |      | 957.0 | 957.5                   |
| Ветер             | Слаб            | Слабый Тихо Средн |                 | едний             | Слабый Т         |      | Тихо  |                         |
| Атм. явле-<br>ния | Пас-<br>мурно   | Дождь             | Пас             | асмурно Обл. 50 % |                  | Обл. | 25 %  | Обл. 25 %,<br>туман     |
| Комфорт           | +               | —                 | _               | +                 | +                | +    | +/    | —                       |

t°min= 17 °C, в 2<sup>30</sup> подул ветер и в 3<sup>40</sup> пошел дождь.

Утром подъем, туалет, завтрак. С 9<sup>00</sup> до 10<sup>00</sup> организационное собрание-лекция по особенностям ТБ при работе на Байкале (Правила безопасности..., 1979; Правила техники..., 2005; Техника безопасности..., 2001), ведению маршрута и полевого дневника (Коваленко, 2016), отбора образцов (Барабанов, 1952), получение снаряжения.

#### Маршрут № 1 в падь Озерко

В маршруте до руч. пади Озерко (Семениха) и обратно пройдено 20 пог. км из них 6.5 км геологического маршрута и 14 км подхода (см. рис. 2). Вышли с базы в 10<sup>25</sup> и долго шли по дороге через современный ухоженный пос. Бол. Голоустное с небольшим количеством жителей, состоящим в основном из многочисленных турбаз, магазинов и кафе, есть церковь, пекарня, метеостанция, современная школа.

На Озерке (тН 146) были в 12<sup>40</sup>. Оно в этом году, как и в прошлом, заполнено водой (рис. 5), хотя по преданиям заполняется только раз в четыре года. История и геоморфология этого подпрудного озера известна с 1915 года и прекрасно описана С.А. Макаровым (Макаров, 2012, с. 63-71). На озере посетили и описали обнажение сланца голоустенской свиты (тН 147), выдаваемого для туристов в качестве Женского камня (Падь Семёниха..., 2024), далее прошли на 375 м по тропе вверх по ручью и описали Мужской камень (тН 148), представленный большой скалой из черной углеродистой карбонатной породы. Геологическое строение района пади Озерко приведено на рис. 6 и подробно описано геологами Института земной коры СО РАН (Комплексы индикаторы..., 2001), которое полностью приведено в учебном пособии (Коваленко, 2016, с. 129–138).

Обратно шли опять долго, по ходу маршрута описали большое обнажение

бластомилонитов (тН 149) по порфировидным гранитам приморского комплекса (рис. 7), что в 3.7 км от пади Озерко перед въездом в поселок, а на горе Саган-Хадан, что западнее поселка (тН 150), посетили и задокументировали надвигание осадочного чехла Сибирской древней платформы на породы фундамента (рис. 8). Тектонический характер контакта подтверждается развитием милонита мощностью 5–10 см по подошве доломита.

Залегание гнейсовидности в породах фундамента составляет 105–110∠75–85, текстура местами приобретает линейный характер с правосторонней составляющей смещения материала (линейность – 180/23). Залегание контакта: 50/17. По элементам залегания контакта в тН 150 с использованием заложения можно построить выход контакта в рельефе на карте 1:25 000 масштаба и определить его местоположение на водораздельном хребте и в соседней пади Тарахаиха.

Дальнейший ход маршрута следовал по западной границе пос. Бол. Голоустное до небольшого карьера на его северной окраине.



Рис. 5. Сухое Озерко, заполненное водой, 26.07.2024. Фото 0738-39. Fig. 5. Dry Lake filled with water, 07/26/2024. Photo 0738-39.



Рис. 6. Геологическое строение района пади Озерко (по Мазукабзов, Сизых, 1987).

1 – современные осадки; 2–6 – верхний рифей: 2 – песчаники, алевролиты с прослоями онколитовых известняков улунтуйской свиты, 3 – доломиты средней подсвиты голоустенской свиты, 4 – глинистокарбонатные пестрые сланцы низов голоустенской свиты, 5 – базальные кремовые доломиты и алевролиты голоустенской свиты, 6 – гнейсограниты; 7– элементы залегания (а – слоистости, *б* – кливажа, *в* – полосчатости); 8 – ориентировка шарниров мелких складок; 9 – надвиги; 10 – точки наблюдения авторов статьи.

#### Fig. 6. Geological structure of the Ozerko Pad area (by Mazukabzov, Sizykh, 1987).

1 – modern sediments; 2-6 – Upper Riphean: 2 – sandstones, siltstones with interbeds of oncolithic limestones of the Uluntu Formation, 3 – dolomites of the middle sub-formation of the Holoustenskaya Formation, 4 – clay-carbonate mottled shales of the lower part of the Holoustenskaya Formation, 5 – basal creamy dolomites and siltstones of the Holoustenskaya Formation, 6 – gneissogranites; 7 – elements of occurrence (a – layering,  $\delta$  – cleavage, e – banding); 8 – orientation of joints of minor folds; 9 – thrusts; 10 – observation points of the authors of the article.



**Рис. 7.** Бластомилониты по порфировидным гранодиоритам приморского комплекса. **Fig. 7.** Blastomylonites on porphyritic granodiorites of the seaside complex.



**Рис. 8.** Надвигание осадочного чехла, представленного кремовыми доломитами голоустенской свиты (верхняя, скальная часть обнажения) на нижнепротерозойские бластомилонитизированные граниты (нижняя часть обнажения) вблизи западной окраины пос. Бол. Голоустное.

**Fig. 8.** Overthrusting of the sedimentary cover represented by creamy dolomites of the Holoustensky Formation (upper, rocky part of the outcrop) over Lower Proterozoic blastomylonitized granites (lower part of the outcrop) near the western edge of Bol. Goloustnoye settlement.

| <u>База пра</u>   | <u>База практик ПИ ИГУ, 470 м</u> |          |                 |           |                  |           |       |                  |  |  |  |
|-------------------|-----------------------------------|----------|-----------------|-----------|------------------|-----------|-------|------------------|--|--|--|
| Время             | 200                               | 500      | 8 <sup>00</sup> | $11^{00}$ | 14 <sup>00</sup> | $17^{00}$ | 2000  | 23 <sup>00</sup> |  |  |  |
| t °C              | 17                                | 17       | 17              | 22        | 23               | 25        | 20    | 19               |  |  |  |
| АД, гПа           | 958.2                             | 958.1    | 958.0           |           |                  |           | 955.6 | 955.4            |  |  |  |
| Ветер             | Тихо                              | Слаб     | ый              | Средний   |                  | Слабый Ті |       | іхо              |  |  |  |
| Атм. явле-<br>ния | Обл.<br>25 %                      | Пасмурно | Обл. 98<br>%    | Ясно      |                  | Обл 25 %  |       | Ясно             |  |  |  |
| Комфорт           | +                                 | +        | +               | +         | +                | +         | +     | +                |  |  |  |

## 27.07.2024, третий день

 $t^{\circ}_{min} = 16 \ ^{\circ}C.$ 

Подъем в 7<sup>00</sup>, завтрак в 8<sup>00</sup>: рис отварной с морковной поджаркой, мед, рулеты с черемухой и маком испеченные в местной пекарне, хлеб 2–3-х видов, сыр двух сортов, котлетки, кофе, чай, молоко и пр.

#### Маршрут № 2 на мыс Ушканий

На интервале маршрута до мыса Ушканий на Байкале пройдено 13 пог. км из них с геологической документацией 6 км (см. рис. 2). В маршрут вышли в 9<sup>45</sup> и в 10<sup>00</sup> присту-

В маршрут вышли в 9<sup>45</sup> и в 10<sup>00</sup> приступили к изучению геологии. Вначале нитка маршрута проходила по дороге, потом по лесу по-над подошвой коренного склона конуса выноса р. Голоустной в восточном направлении. До 1.3 км от базы в свалах и редких коренных на склоне следовали светло-серые и кремовые доломиты и свалы пестрых сланцев (рис. 9), которые один раз перемежались с развалами коренных бластомилонитизированных порфировидных гранитов, что может указывать на пересечение ниткой маршрута одной из аллохтонных чешуй сложенных как и в районе пади Озерко во время вчерашнего маршрута породами голоустенской свиты байкальской серии.



**Рис. 9.** Пестрые сланцы голоустенской свиты. Фото 0746. **Fig. 9.** Variegated shales of the Holoustensky Formation. Photo 0746.

201



**Рис. 10.** Обнажения раннепротерозойских среднезернистых лейкократовых гранитов с жилами гранит-пегматитов на мысе Ушканий на Бай-кале. Фото 1289.

**Fig. 10.** Outcrops of Early Proterozoic mediumgrained leucocratic granites with veins of granitepegmatites at Ushkaniy Cape on Baikal. Photo 1289.

С 1.6 км от базы начались обильные вывалы, а вблизи м. Ушканий в 4.4 км от базы и коренные (рис. 10) лейкократовых среднезернистых раннепротерозойских гранитов с жилами гранит-пегматитов с постепенными взаимопереходами. Последние через 80-100 м от мыса Ушканий по ходу маршрута сменились полосчатыми гранитогнейсами и плагиогнейсами нижнепротерозойской ольхонской серии (рис. 11), которые удалось проследить по берегу Байкала от м. Ушканий до непроходимого прижима на 715 м. На начальном интервале распространения гранитогнейсов в них встречаются линзовидные ксенолиты амфиболитов размером не превышающем 30-50 см по длинной оси. Здесь же в гранитогнейсе наблюдали жилу к/з гранитизированного (амфиболизированного) габбро (К – 110∠33) мощностью чуть более одного метра, без каких-либо контактовых изменений, полого секущей полосчатость гранитогнейса. Полосчатость последнего смята в интенсивные мелкие складки с элементами залегания крыльев: 130∠35 →



**Рис. 11.** Нижнепротерозойский биотит-амфиболовый полосчатый гранитогнейс ольхонской серии вблизи мыса Ушканий. Фото 3527.

**Fig. 11.** Lower Proterozoic biotite-amphibole banded granitogneiss of the Olkhon series near Ushkaniy Cape. Photo 3527.

356∠86 → 110∠36. Здесь же в начале распространения гранитогнейсов наблюдалась довольно мощная дайка долерита раннерифейского чайского габбро-долеритового комплекса с элементами залегания активных контактов: лежачего — 310∠35 и висячего — 10∠69.

Таким образом выявленные в маршруте геологические факты подтверждают, что в

изученном районе могло иметь место тектоническое соприкосновение Сибирского континента и Ольхонского микроконтинента в раннерифейском эоне с возникновением активной континентальной окраины.

На обратном пути юным геологам представилась возможность ознакомиться с типичными современными склоновыми отложениями коренных склонов Байкала (рис. 12).



**Рис. 12.** Современные рыхлые отложения коренного склона дельты р. Голоустной и Байкала: A и B – делювиально-десперсные (dQ<sub>IV</sub>); B – пролювиального конуса выноса (cdp<sub>2</sub>Q<sub>III-H</sub>);  $\Gamma$  – аллювиальные дельты р. Голоустной (a<sub>1-3</sub>Q<sub>IV</sub>). Следует подумать о происхождении тропинчатости на поверхности склона E.

**Fig. 12.** Modern loose sediments of the bedrock slope of the Goloustnaya River and Baikal River delta: A and E – deluvial-desperous (d $\mathbf{Q}_{IV}$ ); B – proluvial outcrop cone (cdp<sub>2</sub> $\mathbf{Q}_{III-H}$ );  $\Gamma$  – alluvial delta of the Goloustnaya River (a<sub>1-3</sub> $\mathbf{Q}_{IV}$ ). It is necessary to think about the origin of tropicularity on the surface of the slope E.

| , <b>,</b> | 28.07.2024, | четвертый | день |
|------------|-------------|-----------|------|
|------------|-------------|-----------|------|

| Время                      | 200   | 500       | 8 <sup>00</sup> | 11 <sup>00</sup> | 14 <sup>00</sup>                  | 17 <sup>00</sup> | <b>20</b> <sup>00</sup> | 23 <sup>00</sup> |
|----------------------------|-------|-----------|-----------------|------------------|-----------------------------------|------------------|-------------------------|------------------|
| t °C                       | 18    | 17        | 17              | 19               | 21                                | 22               | 20                      | 18               |
| АД, гПа                    | 954.5 | 954.2     | 953.9           |                  |                                   | 951.8            | 952.3                   | 952.4            |
| Ветер                      | Cpe   | дний      | Тихо            | Cr               | Средний Сла                       |                  | бый                     | Тихо             |
| Атм. явле-<br>ния Пасмурно |       | Обл. 75 % | Обл.<br>50 %    | Обл. 25 %        | Обл. 50<br>%,<br>грозовые<br>тучи | Обл. 25<br>%     | Ясно                    |                  |
| Комфорт                    | +     | +         | +               | +                | +                                 | +                | +/                      | +                |

#### База практик ПИ ИГУ, 470 м

 $t^{\circ}_{min} = 17 \, {}^{\circ}\text{C}$ , с  $0^{10}$  до  $0^{20}$ шел дождь, с  $0^{30}$  — сильный ветер,  $t^{\circ}_{max} = 24 \, {}^{\circ}\text{C}$ .

Подъем в  $7^{40}$ , завтрак (перловая каша, чай), выход в маршрут в  $9^{00}$ .

## Маршрут № 3 по скальной кварцитовой гриве

Красивая скальная грива (рис. 13), по которой был совершен маршрут, расположена всего в 1.1 км к северо-западу от базы (см. рис. 2).



**Рис. 13.** Долина р. Голоустной и скальная кварцитовая грива. Фото 2074-75. **Fig. 13.** Goloustnaya River valley and rocky quartzite mane. Photo 2074-75.

На начальном интервале маршрута по коренным обнажениям верхних частей стратиграфического разреза, юные геологи ознакомились с кварцевыми песчаниками с включенебольших линз м/з кварцевых нием песчаников с карбонатным (кальцитовым) цементом, что может указывать на их морское происхождение, а не на формирование в континентальных условиях коры выветривания. Этот вывод подтверждает ранее сделанные заключения во время студенческих практик (Коваленко и др., 2023, с. 154–155). Далее по Большой Байкальской тропе до выхода на скальную гряду описано несколько коренных обнажений кварцевых песчаников, в которых были замерены элементы залегания слоистости (аз. пад от 90 до 175°, угол падения от 13 до 50°), зарисована мелкая синседиментационная складчатость (рис. 15) и многочисленные разноориентированные кварцевые прожилки (рис. 16) — результат литификации первичного кремнисто-карбонатного

окраинно-морского осадка или хрупкой деформации частично окаменевшего осадка при сползании по континентальному склону.

Из геоморфологических особенностей этого интервала маршрута было отмечено строение долины р. Голоустной: низкая пойма высотой 0.5-1.0 м над уровнем воды, высокая пойма — до 2.0 м (до 470 горизонтали), первая аллювиальная боровая терраса — в пределах от 470 до 480 горизонталей, вторая пролювиальная псевдотерраса — от 480 до 500 горизонтали, третья псевдотерраса — от 500 до 530 и четвертая псевдотерраса — от 530 до 580 горизонтали (рис. 14). Структуры до первой боровой террасы были сформированы рекой Голоустной, вторая сложена отложениями, скорее всего катастрофических селей, пронесшихся по всем долинам рек, имевших в верховьях ледники с возрастом более 7.5-8 тыс лет и другими современными пролювиальными отложениями частных ручьев и распадков. Эти отложения,

как и в случае формирования конуса выноса пади Озерко, сформировали, скорее всего, основную стратиграфически более нижнюю часть отложений дельты. Последние две псевдотеррасы связаны, скорее всего, с ледниковыми процессами с возрастом более 7.5 тыс. лет. (см. раздел статьи по геологии).

Ближе к концу маршрута по «кварцитовой» гриве в породах более глубоких стратиграфических уровней начинает исчезать хрупкая деформация, а преобладать слоистая дифференциация осадочного вещества, т. е. разделение пород по составу на линзы, прослойки и слои мощностью до 1.1–1.5 и более метров (рис. 17).

На заключительных метрах маршрута при спуске с гривы школьники познакомились с методикой документации поисково-разведочных шурфов и канав.



Рис. 14. Геоморфологическое строение устьевой части долины р. Голоустной.

1 – Современные русловая, пойменная (высокая и низкая) и дельтовая части долины (a<sub>1-2</sub>**Q**<sub>IV</sub>), 2 – Первая современная аллювиальная терраса (a<sub>3</sub>**Q**<sub>IV</sub>), 3 – Вторая псевдотерраса коллювиально-делювиально-

пролювиальных конусов выноса (cdp<sub>2</sub>Q<sub>III-H</sub>), 4–5 – Псевдотеррасы сформированные, скорее всего, древними ледниками: 4 – Третьего уровня (fg<sub>2</sub>Q<sub>II-III</sub>), 5 – Четвертого уровня (fg<sub>1</sub>Q<sub>II-III</sub>), 6 – Коренные склоны, сложенные скальными и делювиально-десперсными рыхлыми отложениями (dQ<sub>IV</sub>) (см. рис. 12).

## Fig. 14. Geomorphologic structure of the mouth of the Goloustnaya River valley.

1 – Modern channel, floodplain (high and low) and delta parts of the valley  $(a_{1-2}\mathbf{Q}_{IV})$ , 2 – First modern alluvial terrace  $(a_3\mathbf{Q}_{IV})$ , 3 – Second pseudo terrace of proluvial cones of export  $(cdp_2\mathbf{Q}_{III-H})$ , 4–5 – Pseudo terraces formed, most likely, by ancient glaciers: 4 – Third level  $(fg_2\mathbf{Q}_{II-III})$ , 5 – Fourth level  $(fg_1\mathbf{Q}_{II-III})$ , 6 – Root slopes composed of rocky and deluvial-desperous loose sediments  $(d\mathbf{Q}_{IV})$  (see Fig. 12).



Рис. 15. Синседиментационная мелкая складчатость в кварц-карбонатных песчаниках голоустенской свиты. Фото 0785.

**Fig. 15.** Synsedimentary shallow folding in quartz-carbonate sandstones of the Holoustian Formation. Photo 0785.



**Рис. 16**. Кварцевые хаотические прожилки в кварц-карбонатном песчанике. Фото 0779. **Fig. 16.** Quartz chaotic veins in quartz-carbonate sandstone. Photo 0779.



**Рис. 17**. Линзовидная и слоистая дифференциация вещества пород. Фото 0795 и 0793. **Fig. 17.** Lenticular and layered differentiation of rock substance. Photo 0795 and 0793.

С открывшегося вида с максимальной высоты гряды следует обратить внимание на геоморфологическое строение вершинного пояса Приморского хребта. Это пологовыпуклые вершинные поверхности гор, в совокупности образующие субгоризонтальный уровень (абсолютные отметки всех вершин лежат в пределах 950–1100 м), которые считаются остатками древней доорогенной (добайкальской) поверхности выравнивания, существовавшая здесь до того времени, как сформировался Байкал, до того, как началось поднятие Приморского хребта. Для дополнительных доказательств можно внимательно изучить топографическую карту 1:100 000 масштаба.

В итоге в маршруте было пройдено 6 пог. км через высоты 738.0 и 583.6 м с изучением геологии, геоморфологических наблюдений, описано 8 точек наблюдения, в том числе произведена учебная документация поискоразведочных канав.

| $2^{00}$ | 500  |
|----------|--|
| 18       | 17   |
| 951.8    | 952.2  |
| Тихо     | Слабый   |
| Ясно     | Ясно   |
| +        | +  |
|          | <u>200</u><br>18<br>951.8<br>Тихо<br>Ясно<br>+ |

#### 29.07.2024, пятый день. Отъезд в Иркутск

 $t^{\circ}_{min} = 16 \circ C, t^{\circ}_{max} = 24 \circ C.$ 

#### Результаты экспедиции

1. Отработано пять дней, совершено три маршрута (60 пог. км), в которых описано более 20 точек наблюдения.

2. Отснято (23.5 Гб) 78 снимков формата .RAW с разрешением 9568х6376 (8.43 Гб), из них 37 научных 47 бытовых. После обработки и отбраковки снимков RAW и сохранения их в JPG-формате, получилось 74 снимка и изготовлено 5 фотопанорам; 12 видео .MP4 с разрешением HD (15.1 Гб).

3. Проводился мониторинг погоды. С 25 по 29 июля было взято в 16 метеосроков.

#### Благодарности

Международная школьная геологическая экспедиция «Восточные Саяны – оз. Байкал 2024» проведена при финансовой поддержке ООО «Иркутская нефтяная компания», ПАО «Высочайший» (GV Gold), ПАО «Татнефть».

#### Литература

Абрамович Г.Я., Галимова Т.Ф., Примина С.П. Организация и проведение работ по геологическому картированию : учеб.-метод. пособие. Иркутск : изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. 79 с. Барабанов В. Как собирать минералы и горные породы. Москва-Ленинград : Детская литература, 1952. 27 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48. Иркутск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 574 с.

Дольник Т.А., Никольский Ф.В., Бойтман Ф.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-49-XX. Серия Бодайбинская. Объяснительная записка. Москва : Недра, 1970. 58 с.

Источник трахидацит-риолитовых галек среднеюрских конгломератов на северо-западном берегу Байкала: сопоставление галек с породами магматических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя Забайкалья / Р.В. Олиферовский, Е.А. Седунова, И.Б. Шаметова, А.В. Башкирцев, Д.А. Данилин, А.Р. Монгуш и др. // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 53–79. <u>DOI</u> 10.26516/2541-9641.2022.4.53

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геологической съемке на Байкале : учеб. пособие. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2016. 183 с.

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геокартированию на геологическом факультете Иркутского университета / С.Н. Коваленко, И.К. Декабрев, А.А. Юрьев, И.А. Богданова // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 2. С. 132–164. <u>DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.132</u>

Комплексы-индикаторы распада суперконтинента Родиния в структурах южного фланга Сибирского кратона (путеводитель геологической экскурсии научного совещания «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия») / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов и др. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2001. 78 с.

Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 87–90.

Макаров С.А. Речные долины юга Восточной Сибири в голоцене. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2012. 86 с.

Методика полевых физико-географических исследований : учеб. пособие для университетов и педвузов / А.М. Архангельский, В.Г. Васильев, Т.Н. Гордеева и др. Москва : Высш. школа, 1972. 304 с.

Падь Семёниха – оз. Сухое – падь Ушканья – падь Семениха // сайт Экотуризм в России —

путешествия по особо охраняемым территориям. Mapшруты https://naturerussia.travel/routes/padsemyenikha-ozero-sukhoe-pad-ushkanya-padsemyenikha/ (дата обращения 23.09.2024)

Полевые исследования при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000. Российский металлогенический словарь. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.

Правила безопасности при геологоразведочных работах. Москва : Недра, 1979. 249 с.

Правила техники безопасности при геологоразведочных работах / гл. ред. А.И. Оседский. Санкт-Петербург : ФГУ МПП «Геологоразведка», 2005. 219 с.

Рассказов С.В. Отложения верхнего миоценаплиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину / С.В. Рассказов, С.А. Решетова, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Е.В. Саранина, М.Н. Рубцова, А. Аль Хамуд, А. Хассан. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.82 // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 4. С. 82–107.

Сходство и различие состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки / А.Р. Монгуш, А.А. Бокарева, А.Н. Подлинов, В.В. Прокопчик, В.С. Риттер и др. // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 4. С. 51– 81. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.51

Техника безопасности, гигиена и санитария при проведении учебных геологических практик : метод. указания / сост. Г.Я. Абрамович. Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2001. 57 с.

#### References

Abramovich G.Ya., Galimova T.F., Primina S.P. Organization and carrying out works on geological mapping : textbook. Irkutsk : Izd-vo Irkutsk State University, 2007. 79 p.

Barabanov V. How to collect minerals and rocks. Moscow-Leningrad : Children's Literature, 1952. 27 p.

Complexes-indicators of the breakup of the supercontinent Rodinia in the structures of the southern flank of the Siberian Craton (Guidebook of the geological excursion of the scientific meeting "Supercontinents in the geologic development of the Precambrian") / E.V. Sklyarov, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov et al. Irkutsk : IZK SB RAS, 2001. 78 p.

Dolnik T.A., Nikolskiy F.V., Boitman F.F. Geological map of the USSR at a scale of 1 : 200 000. Sheet O-49-XX. Bodaiba series. Explanatory note. Moscow : Nedra, 1970. 58 p.

Field studies during geologic survey works on the scale of 1 : 200 000. Russian metallogenic dictionary. Saint-Petersburg : VSEGEI Publishing House, 2003. 320 p.

Kovalenko S.N. Training field practice on geological surveying in Baikal : textbook. Irkutsk : Izd-vo IGU, 2016. 183 p.

Kovalenko S.N. Training field practice on geomapping at the Faculty of Geology of Irkutsk University / S.N. Kovalenko, I.K. Dekabrev, A.A. Yuryev, I.A. Bogdanova // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 2. P. 132– 164. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.132

Makarov S.A. River valleys of the south of East Siberia in the Holocene. Novosibirsk : Academic Publishing House "Geo", 2012. 86 p.

Mazukabzov A.M., Sizykh V.I. About the coverchessy structure of the Western Pribaikalye // Geotectonics. 1987. No. 3. P. 87–90.

Methods of field physiographic research : textbook for universities and pedagogical universities / A.M. Arkhangelsky, V.G. Vasiliev, T.N. Gordeeva et al. Moscow : Vysh. school, 1972. 304 p.

Rasskazov S.V. Upper Miocene-Pliocene deposits of the Pra-Anosovka as a source of the Pra-Manzurka alluvium: Dobaikal transport of clastic material through the South Baikal depression / S.V. Rasskazov, S.A. Reshetova, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova, E.V. Saranina, M.N. Rubtsova, A. Al Hamud, A. Hassan. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.82 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 82– 107.

#### Липкина Светлана Владимировна,

заведующая научно-учебным геологическим музеем, руководитель проекта «Школа юных геологов», 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса 1, Иркутский государственный университет, тел.: 89086631955, email: svetlana-lipkina@mail.ru. Lipkina Svetlana Vladimirovna, Head of Scientific and Educational Geological Museum, Head of the project "School of Young Geologists", 664003, Irkutsk, Karl Marks st. 1, Irkutsk State University,

Safety rules for geological exploration works / ed. by A.I. Ocedskiy. Saint-Petersburg : FGU MPP "Geologorazvedka", 2005. 219 p.

Safety Rules for Geological Exploration Works. Moscow : Nedra, 1979. 249 p.

Safety, hygiene and sanitation in the course of geological practices : methodical instructions / compiled by G.Y. Abramovich. G.Y. Abramovich. Irkutsk : Izd-vo Irkutsk State University, 2001. 57 p.

Semenikha Pad – Lake Sukhoye – Ushkanya Pad – Semenikha Pad // site Ecotourism in Russia-travels in specially protected areas. Routes https://naturerus-sia.travel/routes/pad-semyenikha-ozero-sukhoe-pad-ushkanya-pad-semyenikha/ (date of circulation 23.09.2024)

Similarity and Differences in the Composition of Middle Jurassic and Lower Pliocene Sediments on the North-West Shore of Lake Baikal: Assessment of the Contribution of Clastic Material from the Primorsky Ridge to the Alluvium of the Middle Part of the Pra-Manzurka Valley / A.R. Mongush, A.A. Bokareva, A.N. Podlinov, V.V. Prokopchik, V.S. Ritter et al. // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 51–81. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.51

Source of trachidacite-rhyolite pebbles of Middle Jurassic conglomerates on the northwestern shore of Baikal: comparison of pebbles with rocks of magmatic complexes of the Upper Paleozoic and Mesozoic of Transbaikalia / R.V. Oliferovsky, E.A. Sedunova, I.B. Shametova, A.V. Bashkirtsev, D.A. Danilin, A.R. Mongush et al. // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 53–79. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.53

State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Angara-Yenisei series. Sheet N-48. Irkutsk. Explanatory note. Saint-Petersburg : Kartfabrika VSEGEI. 2009. 574 p. tel.: 89086631955, email: svetlana-lipkina@mail.ru.

#### Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса 1, Иркутский государственный университет, доцент кафедры динамической геологии геологического факультета, meл.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru. **Kovalenko Sergey Nikolaevich,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664003, Irkutsk, Karl Marks st. 1, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

## Киселева Ирина Борисовна,

руководитель команды «Девон», учитель географии, МАОУ Лицей № 2, 423455, Республика Татарстан, Альметьевский р-н, г. Альметьевск, пр-т Строителей, д. 14.

#### Kiseleva Irina Borisovna,

Devon" team leader, geography teacher, Lyceum No. 2, 423455, Republic of Tatarstan, Almetyevsk district, Almetyevsk district, 14, Stroiteley Ave. Almetyevsk, 14, Stroiteley Ave.

#### Табдаев Евгений Баярович,

заместитель директора по воспитательной работе, учитель истории и обществознания, MEOV «Толтойская СОШ имени Героя Советского Союза Ж.Е. Тулаева», 671001, Республика Бурятия, Тункинский район, у. Хурай-Хобок, ул. Школьная, 1a, https://toltoy.gosuslugi.ru/ofitsialno/osnovnye-svedeniya. **Tabdaev Evgeny Bayarovich,** Deputy Director for Educational Work, teacher of history and social studies, MBOU "Toltoy SOSH named after the Hero of the Soviet Union J.E. Tulaev", 671001, Republic of Buryatia, Tunkinsky district, Khurai-Khobok, ul. Khurai-Khobok, Shkolnaya st. 1a, https://toltoy.gosuslugi.ru/ofitsialno/osnovnye-svedeniya.

## Даутов Ильшат Скандерович,

директор общественного фонда «Жаш геолог», вице-президент Федерации спортивного туризма Республики Кыргызстан, член Республиканской МКК ФСТ КР, руководитель кружка Республиканского детско-юношеского центра экологии, краеведения, туризма, г. Бишкек, Первомайский р-н. Пр-т.Эркиндик, д. 2, офис 236, meл.: 996550268330, email: tss\_kg@vail.ru. Dautov Ilshat Skanderovich, Director of the public fund "Zhash Geologist", Vice-President of the Federation of Sports Tourism of the Republic of Kyrgyzstan, member of the Republican ICC FST KR, instructor of school and mountain tourism, Bishkek, Pervomayskiy district. Bishkek, Pervomaisky district. Erkindik Ave. 2, office 236.

#### Газизова Татьяна Фаизовна,

заместитель декана по молодёжной политике и воспитательной деятельности, 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса 1, Иркутский государственный университет, стариший преподаватель кафедры геологии нефти и газа геологического факультета, тел.: 8 (3952) 24-32-80, email: gazizova@list.ru. **Gazizova Tatyana Fayizovna,** Deputy Dean for Youth Policy and Educational Activities, 664003, Irkutsk, Karl Marx st. 1, Irkutsk State University, senior lecturer, Department of Oil and Gas, tel: 8 (3952) 24-32-80, email: gazizova@list.ru.

## УДК 910.2(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.212

## Двадцать вторая весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко<sup>1</sup>, А.Д. Китов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги и кратко освещаются полевые работы весенней экспедиции 2024 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные географические исследования нивально-гляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, а также традиционно проводился мониторинг погоды.

**Ключевые слова**: хребет Мунку-Сардык, наледи, снежники, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, погода.

## Twenty-second Spring Expedition of the Portulan Club to the Munku-Sardyk Area

S.N. Kovalenko<sup>1</sup>, A.D. Kitov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Sochava Institute of Geography, CO RAS, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The results are summarized and the field work of the spring expedition 2024 of the student-teaching club "Portulan" together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences to the area of Munku-Sardyk Mountain, within the framework of which field scientific geographical studies of nival-glacial formations, river and near-slope glaciers, slope relief forms and processes forming them in the valleys of the rivers Bely Irkut, Bugovek, Muguvek were conducted: regime surveys of high-mountainous glaciers, and weather monitoring was traditionally conducted.

*Keywords*: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, nival-glacial formations, research work, regime observations of aufeis, weather monitoring.

#### Введение

В 2024 г. к горе Мунку-Сардык были традиционно предприняты две экспедиции при участии членов клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: с 26 апреля по 5 мая двадцать вторая весенняя экспедиция и с 19 июля по 1 августа 2024 г. двадцать третья летняя (см. следующую статью в этом номере журнала). В первой экспедиции участвовало 22 человека из них 7 членов клуба Портулан, два сотрудника Института географии. Большая часть научной информации по экспедиции опубликована в предыдущем номере журнала (Коваленко, 2024), с подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцать вторая..., 2024).

Во второй экспедиции приняли участие члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с. н.

с., кандидат технических наук А.Д. Китов, и научный сотрудник, кандидат географических наук Е.Н. Иванов, студент 3-го курса Педагогического института ИГУ И.И. Гергенов. С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцать третья..., 2024).

Работа велась по следующим научным проблемам:

1. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года.

2. Склоновый рельеф и процессы его формирующие.

3. Геологическая характеристика района исследований.

4. Режимные наблюдения нивально гляциальных объектов: ледников, гляциальных озер, высокогорных наледей, каменных глетчеров и мерзлотно-каменных горных потоков.

В этой статье дается обзор XXII весенней экспедиции студенческо-преподавательского клуба Портулан.

#### Дневник экспедиции

Пагерь Портулан 1800 м

#### 26 апреля, день заезда

Заезжали и выезжали, как и в предыдущие весенние экспедиции, на Истане с Антоном Цяцька.

Сбор и отъезд в 8<sup>01</sup> от Центра по охране и изучению снежного барса ИрГАУ на ул. Пролетарской 9. Чуть раньше нас из Иркутска в 8<sup>00</sup> выехали на Ленд Крузере сотрудники Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН.

В этом году на устье Белого Иркута работают два кафе, один старый, второй новый, работает второй или третий год. В первом кафе работают старые знакомые, которые помнять нас еще с 2015 года.

Путь по Бел. Иркуту от моста до Стрелки в этом году в ледовом отношении очень благоприятен для захода и выхода. Зима, видимо, в этом году была теплой. Наледи хорошо развиты, особенно в своих нижних частях, а в верхних почти отсутствуют. Талая вода шла сплошным потоком в начале апреля, а в 20-х числах выпал снег и прикрыл голый лёд небольшим слоем. Поверхность наледей в этом году ровная без бугров. Воды нет совсем, идти можно даже в кроссовках. Можно воспользоваться волокушами и санками, но мы, помятую о трудностях с санками в прошлом году, их в этом году не взяли. Квадроциклы и даже легковые автомобили свободно доезжают до Стрелки.

Остановились на своем месте. Вокруг живут туристы из разных уголков Сибири и Дальнего Востока (Сахалин, Забайкалье и др.).

Мы же свои палатки расставили как обычно: вблизи нашего обычного места под молодым кедром, за кишечной палаткой спортсменов-лыжников с Иркутска поставили свои палатки сотрудники Института географии, на солнечном удобном месте над обрывом реки разместили трёхместную палатку студенты. Вечером, после ужина, у костра совместно с коммерческими туристами до 23<sup>00</sup>вели беседы.

В 23<sup>00</sup> температура (t °C) была –3.9 °C, атмосферное давление (АД) 819.9 гПа, барометрическое давление (БД) 1013.5 гПа, звездно и тихо.

| Jui opb 110p | 1 ystall, 1000 . | 171             |                 |                  |                  |                  |
|--------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|
| Время        | $2^{00}$         | 5 <sup>00</sup> | 8 <sup>00</sup> | 11 <sup>00</sup> | 20 <sup>00</sup> | 23 <sup>00</sup> |
| t °C         | -6.7             | -8.6            | -2.8            | 0                | -3.4             | -1               |
| АД, гПа      | 821.2            | 821.5           | 822.3           | 822.2            | 820.6            | 821.9            |
| БД, гПа      | 1018.8           | 1018.8          | 1021.5          | 1022.7           | 1022.4           | 1021.9           |
| Ветер        |                  | Штиль           |                 | Средний          | Тихий            | Штиль            |
| Атм. явления | Ясно             | Ясно            | Ясно            | Обл. 30 %        | 20 %             | Ясно             |
| Комфорт      | _                | _               | _               | _                | _                | +                |

27.04.2024 г., второй день

Ночью температура опускалась до -8.6 °C, утро обычное, солнечное и морозное (-2.8 °C). Спали до 8-9 часов. В 9<sup>00</sup> завтрак:

молочный вермишелевый суп с сырными и колбасными бутербродами, чай, цикорий, кофе с печеньем и сухариками.

## Маршруты второго дня по долине Бел. Иркута

Первый маршрут проходил от лагеря вниз по долине Бел. Иркута до живой осыпи Белоиркутной и обратно (фотографирование наледей Ближней, Архаров, Лесной); изучение пролювиальных отложений о-ва Лесников; дважды, до обеда в 11<sup>30</sup> и вечером в 17<sup>00</sup> при разной освещенности и, как следствие, разной детальности изображения, фотографировали живую осыпь Белоиркутную с выдвигающимся в верхней части блоком мерзлых горных пород МКГП Активный (Коваленко, 2024б).

Вблизи лагеря в источнике, бьющем изпод отложений пролювиального конуса выноса портулановской поляны, наблюдаются водорослевые маты черного цвета мощностью до 1–3 см (рис. 1), что говорит о круглогодичном постоянном притоке воды уже несколько лет.



**Рис. 1.** Ключ, бьющий из пролювиального конуса выноса в районе лагеря Портулан. Наблюдаются водоросли. Отобрана проба воды № 1 на уран, фото 0076 от 27.04.2024.

**Fig. 1.** Key discharging from a proluvial outwash cone near Camp Portulan. Algae are observed. Water sample No. 1 was taken for uranium, photo 0076 dated 04/27/2024.

Во втором маршруте А. Китов, Е. Иванов, В. Загорский ходили снимать данные с термохронов, установленных в долине Бел. Иркута. До обеда они успели сбегать вверх до границы леса, где, как всегда, им пришлось искать датчики по глубокому снегу, и вниз до устья руч. Ледяного.

Погода на маршруте выдалась солнечная, но с холодным ветром, из-за чего работать

приходилось во всех теплых вещах (кроме пуховиков), а временами даже в перчатках.

Туристов сегодня не так много, как в предыдущие годы, идут отдельными

группками по 4–5 человек, изредка гудят, трещат квадроциклы.

| <br>о ідоприяни |             |
|-----------------|-------------|
| 28.04.2024 г.,  | третий день |

| 1001 000 1100 | 1 /0100119 10000 |        |        |         |        |        |
|---------------|------------------|--------|--------|---------|--------|--------|
| Время         | 200              | 500    | 800    | 1100    | 2000   | 2300   |
| t °C          | -6.4             | -7.9   | -0.3   | 3.3     | 0.4    | -0.6   |
| АД, гПа       | 822.4            | 822.3  | 822.9  | 822.0   | 815.5  | 819.2  |
| БД, гПа       | 1021.4           | 1021.9 | 1021.3 | 1022.5  | 1019.5 | 1016.0 |
| Ветер         |                  | Штиль  |        | Средний | Тихий  | Штиль  |
| Атм. явления  | Ясно             | Ясно   | Ясно   | Ясно    | Ясно   | Ясно   |
| Комфорт       | _                | _      | _      | —       | _      | +/     |

Лагерь Портулан, 1800 м

В  $6^{30}$  ушли на гору два человека, в  $7^{00}$  и  $7^{20}$  пошли к горе еще шесть портуланцев.

## Маршруты № 2 вверх по течению Бел. Иркута и Мугувека

Научные группы сегодня совершили маршруты вверх по Белому Иркуту до

Нашего камня и обратно, и по Мугувеку до границы леса и далее до озера.

По ходу маршрута по Мугувеку были сняты показания термохронов установленных в долине в районе границы леса (абс. высота 2100 м) и поднялись до оз. Эхой.

## 29.04.2024 г., четвертый день

| Лагерь Портулан, 1800 м |        |                 |                 |                  |                     |                  |  |  |  |
|-------------------------|--------|-----------------|-----------------|------------------|---------------------|------------------|--|--|--|
| Время                   | 200    | 5 <sup>00</sup> | 8 <sup>00</sup> | 11 <sup>00</sup> | 14 <sup>00</sup>    | 23 <sup>00</sup> |  |  |  |
| t °C                    | -1.1   | -4.4            | -2.1            | 5.5              | 9.8                 | 3.5-4.0          |  |  |  |
| АД, гПа                 | 819.0  | 818.7           | 818.7           | 817.6            | 815.5               | 812.9            |  |  |  |
| БД, гПа                 | 1018.6 | 1017.4          | 1018.1          | 1015.3           | 1014.9              | 1009.4           |  |  |  |
| Ветер                   | Шт     | ИЛЬ             | Слабый          |                  |                     |                  |  |  |  |
| Атм. явления            | Ясно   | Ясно            | Обл. 10 %       | Ясно             | Обл. 70 %,<br>дымка | Ясно             |  |  |  |
| Комфорт                 | _      | _               | _               | +                | +                   | +                |  |  |  |

Солнце вышло в  $8^{40}$ . Ясно,  $t^{\circ} = +2,2^{\circ}$ , в палатке  $+12^{\circ}$ , тепло и комфортно. На лагерях шум и суета туристских масс.

Сегодня после 11-ти часового метеорологического срока в маршруте № 3 в окрестностях Стрелки, изучали боковые наледи Разломная, Домашняя, обнаружили новую наледь выше Домашней и назвали 2024-1.

Вторая часть маршрута состоялась после обеда в районе 17 часов вниз по долине Бел. Иркута с целью фотографирования в пасмурную погоду живой осыпи Белоиркутной и новых осыпей, по которым обломочный материал начал активно осыпаться только в этом году (см. маршрут от 30 апреля).

Еще одной группой сегодня был совершен туристический маршрут по р. Буговеку до ледопада Каменный Мешок, из-за ранней весны водопад покрылся красивой наледью (см. рис. 18 в статье Коваленко, 2024).

Студенты Мария и Игорь ходили к пер. Ну-Ху, чтобы по интернету принять участие Лагерь Портулан, 1800 м во Всероссийской географической олимпиаде.

Сегодня был первый довольно теплый день (до 10–12 °C) и по наледям потекли ручьи и образовывались лужи-подпруды, стал сходит снег, на живой осыпи усилился процесс падения камней.

Весь день по реке идут и едут на квадроциклах туристы.

Вечером до 23<sup>30</sup> Евгений пел песни, пока не возмутились коммерческие туристы, которые стали требовать тишины, что якобы они устали и хотят отдыхать. Евгений пошел им навстречу и спел колыбельную, тихую и красивую песню, и мы разошлись по палаткам, покинув догорающий прекрасный жаркий костер.

#### 30.04.2024 г., пятый день

| Время        | $2^{00}$ | $5^{00}$ | $8^{00}$         | 11 <sup>00</sup> | 17 <sup>00</sup> | 20 <sup>00</sup> | 23 <sup>00</sup> |
|--------------|----------|----------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| t °C         | 1.6      | 0.6      | 4.1              | 12.3             | 10.9             | -1.9             | -1.4             |
| АД, гПа      | 811.9    | 810.7    | 809.3            | 807.4            | 805.2            | 811.0            | 810.1            |
| БД, гПа      | 1109.6   | 1009.9   | 1010.9           | 1004.5           | 1002.5           | 1007.7           | 1006.8           |
| Ветер        | Штиль    |          |                  | CJ               | табый            | Средний          |                  |
| Атм. явления | Дымка    | Ясно     | Обл. 40-<br>50 % | 5-10 %           | Обл. 60 %        | Снег             | Пасм.            |
| Комфорт      | _        | _        | +                | +                | +                | _                | _                |

К 17<sup>00</sup> на небе появляется все больше и больше кучево-дождевых облаков, давление значительно упало. Когда приехали было 822–823, а сегодня вечером — 805.2 гПа.

В 18<sup>30</sup> подул сильный ветер, сразу резко похолодало и до 20<sup>30</sup> шел снег.

29 и 30 апреля в районе Стрелки туристами с Улан-Удэ был проведен Х горный фестиваль Мунку-Сардык, посвященный Дню Победы в ВОВ, в рамках которого состоялся забег до оз. Эхой и подъем на гору. Участникам, кто заранее записался на эти мероприятия в Интернете за скоростной забег дали медали участников (рис. 2), а за подъем на гору — грамоты.



Рис. 2. Медаль участника забега до оз. Эхой на Х горном фестивале Мунку-Сардык.

Fig. 2. Medal of a participant of the race to Lake Ekhoy at the X Munku-Sardyk Mountain Festival.

Сегодняшний маршрут № 4, после взятия 11-часового метеосрока, был совершен вниз по Бел. Иркуту на руч. Ледяной для изучения режимных наледей (фотографирование, режимное описание, снятие данных с маркеров) и наблюдения за живой осыпью Белоиркутной. Сегодня наблюдается массовый выход туристов, уезжающих домой. На КПП у пограничников горячая пора.

Вечером после ужина, не смотря на ветер и холод, состоялся концерт под гитару Евгения Косогорова.

| Лагерь Портулан, 1800 м |                |          |        |        |                  |                  |        |        |
|-------------------------|----------------|----------|--------|--------|------------------|------------------|--------|--------|
| Время                   | $\hat{2}^{00}$ | $5^{00}$ | 800    | 1100   | 14 <sup>00</sup> | 17 <sup>00</sup> | 2000   | 2300   |
| t °C                    | -6.1           | -6.1     | -4.6   | -2     | 0.9-1.2          | 3.6              | 0.9    | -3.4   |
| АД, гПа                 | 811.1          | 810.4    | 810.1  | 808.9  | 808.3            | 807.9            | 808.7  | 809.1  |
| БД, гПа                 | 1008.8         | 1009.1   | 1008.9 | 1007.3 | 1004.6           | 1004.7           | 1005.7 | 1005.2 |
| Ветер                   | Шти            | иль      |        | ]      | Гихий            |                  | Ш'     | ТИЛЬ   |
| Атм. явле-              |                | Пинико   |        | Снег   | 25 %             | 50.%             | 80     | ) 04   |
| ния                     | дымка          |          | редкий |        | 30 %             | 80 %             |        |        |
| Комфорт                 | _              | _        | _      | _      | +                | _                | _      | _      |

| 1.05.2024 г., | шестой день, | , холодный и | снежный |
|---------------|--------------|--------------|---------|
|---------------|--------------|--------------|---------|

До полуночи дул и шумел где-то далеко в кронах деревьев холодный с порывами ветер. Температура опускалась до –6.1°, утром в 8<sup>00</sup> была –4.6, а в 11<sup>00</sup> –2°. Давление с 805 поднялось до 810 гПа, слабый ветер, изредка стало проглядывать солнышко, но временами продолжал летать редкими белыми мухами пушистый снег.
Утром мороз. Спим до 8<sup>00</sup>, сегодня уезжает большая часть экспедиции (завтра начинается рабочая неделя), в связи с этим фотографируемся всем Портуланом (рис. 3). На

лагере остается всего четыре человека и масса продуктов и общественного снаряжения (тент, котелки и ведра, топор, бензопила, свой и чужой мусор и т. п.).



**Рис. 3.** Общее фото участников экспедиции, слева направо: А. Китов, Н. Хамина, М. Верещагина, Е. Иванов, И. Гергенов, Ф. Коваленко, В. Загорский, П. Волков, Е. Косогоров, А. Прокопьев, С. Коваленко, фото 0227.

**Fig. 3.** General photo of the expedition participants, from left to right: A. Kitov, N. Khamina, M. Vereshchagina, E. Ivanov, I. Gergenov, F. Kovalenko, V. Zagorsky, P. Volkov, E. Kosogorov, A. Prokopyev, S. Kovalenko, photo 0227.

После грустных проводов, оставшиеся члены клуба предприняли несколько маршрутов в разных направлениях и с решением различных задач: маршрут № 5, на р. Буговек до ледопада Каменный Мешок, где попутно отобрали пробу № 1 воды на уран из источника подземных вод с обильными водорослевыми матами у Красной Скалы.

В маршруте № 5 вниз по долине Бел. Иркута бала отобрана проба № 2 воды на уран из источника бьющего из-под обрыва пролювиальных отложений портулановской поляны, в котором появились водорослевые маты черного цвета (см. рис. 1); вблизи лагеря Лесников в левом борту протоки обнаружили ствол дерева придавленный скатившимся со склона большим перлювиальным камнем (сделано фото) при его подмыве гиганскими селевыми потоками, сформировавшими

В конце маршрута наблюдали за 5-ю горными козлами, которые пытались осторожно перейти с правого берега на левый вблизи нашего лагеря. Вначале они неспеша с внимательным изучением окружающей обстановки двигались на высоте 20-15 м по осыпи Первых Бакалавров ЕГФ и, дойдя до лагерей на правой террасе реки (напротив нашего лагеря), начали переход по льду на левый берег. Мы осторожно вышли из своего укрытия и хотели их сфотографировать, но вожак, идущий впереди, увилев нас, резко прыгнул с наледи в лес на левый берег, а идущие за ним взрослая самка и трое молодых козлят, увидев как их вожак испугался нас, также резво в несколько прыжков скрылись в противоположном направлении, т. е. в лесу на правом берегу. Так вожак лишился своей семьи, т. к. в последующие дни мы видели только самку с тремя довольно взрослыми козлятами. А может самец таким образом, наконец, избавился от своей семьи, или самка сама бросила такого трусливого самца! Если бы глава семьи вел себя как подобает опытному и уважающему себя вожаку, более разумно в создавшейся ситуации, то сохранил бы свою семью. Мы были довольно далеко и никакой опасности для них не представляли.

Ему надо было, увидев нас, спокойно посмотреть на своих подопечных и медленно, не спеша, всем своим видом источая спокойствие, закончить переход на левый берег. Тогда вся его семья спокойно последовала бы за ним, а мы бы сделали прекрасные снимки его счастливой семьи.

Туристов в этом году в общем не много, нет того ранешного столпотворения, когда даже на портулановской поляне некуда было втиснуть палатку, да и на Стрелке в этом году лагеря стоят далеко друг от друга.

Зато во́роны обнаглели, прилетают утром аж в 6–7–8 часов и летают по-над лагерями прямо днем, грабят продуктовые склады. Приходиться кому-нибудь всегда сидеть весь день на лагере. Но все равно только отвлечешься за водой, за дровами или в туалет они тут как тут, конфеты будут разбросаны, некоторые пластиковые банки пробиты, пакеты разбросаны... И бурундуков в этом году почти нет, как нет совсем мышей.

Непогода, начавшаяся вчера в  $18^{30}$  с сильного ветра, небольшого снега (1–2 см) и резкого похолодания с 10.9 °С в  $17^{00}$  до –2 °С в  $20^{00}$ , сегодня продолжилась холодной погодой с отрицательной температурой (–2 °С), редкими порывами холодного ветра со снежной порошей, в общем-то не помешала настоящей работе.

### 2.05.2024 г., седьмой день

| Лагерь Портулан, 1800 м |        |        |              |                  |  |                  |   |   |
|-------------------------|--------|--------|--------------|------------------|--|------------------|---|---|
| Время                   | 200    | 500    | 800          | 11 <sup>00</sup> | 14 <sup>00</sup>                                 | 17 <sup>00</sup> | 2000                                    | 23 <sup>00</sup>                        |
| t °C                    | -3     | -1.8   | 4.4          | 8.1              | 5.5  | 7.3              | 2.4                                     | -0.9                                    |
| АД, гПа                 | 807.8  | 805.8  | 806.2        | 808.3            | 811.1  | 811.2            | 812.7                                   | 813.5                                   |
| БД, гПа                 | 1004.7 | 1001.2 | 1002.4       | 1002.1           | 1005.8   | 1010.2           | 1014.1                                  | 1013.7                                  |
| Ветер                   | Шт     | иль    | Сла          | бый              | Средн  | ий               | Ти                                      | хий                                     |
| Атм. яв-<br>ления       | Дымка  | Дымка  | Обл. 25<br>% | Обл.<br>90 %     | Обл. 100<br>%,<br>временами<br>снежная<br>пороша | Обл.<br>75 %     | Пасмурно,<br>мокрый<br>снег<br>хлопьями | Пасмурно,<br>мокрый<br>снег<br>хлопьями |
| Комфорт                 | _      | _      | _            | _                | _  | _                | _                                       | _                                       |

Утро было солнечное, ночью температура опускалась до -3 °C, в  $8^{00}$  поднялась до  $4.5^{\circ}$ , а в  $11^{00}$  небо затянуло тучами и усилились порывы ветра. Днем было довольно прохладно и временами сыпала с неба снежная пороша, а вечером мокрый снег.



**Рис. 4.** Показания биметаллического термометра: срочная или текущая температура в  $11^{11}$  составила 13 °C, максимальная температура с 9 августа 2023 г. достигала 29 °C, а минимальная минус 45 °C.

**Fig. 4.** Bimetallic thermometer readings: the urgent or current temperature at 11<sup>11</sup> was 13 Uarept Hoptyman 1800 M

°C, the maximum temperature from August 9, 2023 reached 29 °C, and the minimum temperature was minus 45 °C.

В моменты захода солнца за облаками или тучками произвели с фТ 12 фотографирование ледовой обстановки на реке и весенней наледи по ручью, что напротив лагеря (см. рис. 1 в статье Коваленко, 2024) и сняли показания с биметаллического термометра (рис. 4), установленного на верху портулановской поляны. К вечеру похолодало до –0.9 °C, временами ночью шел снег в виде больших хлопьев.

### 3.05.2024 г., восьмой день

| лагерь портулан, 1800 м |          |        |        |                  |                  |                  |                  |  |
|-------------------------|----------|--------|--------|------------------|------------------|------------------|------------------|--|
| Время                   | $2^{00}$ | 500    | 800    | 11 <sup>00</sup> | 14 <sup>00</sup> | 17 <sup>00</sup> | 23 <sup>00</sup> |  |
| t °C                    | -1.6     | -4.2   | -1.8   | 6.1-7.1          | 10-11            | 9.7-10           | 2                |  |
| АД, гПа                 | 814.0    | 815.0  | 815.4  | 815.3            | 815.0            | 814.9            | 814.7            |  |
| БД, гПа                 | 1011.7   | 1012.1 | 1015.1 | 1014.4           | 1011.7           | 1012.0           | 1012.3           |  |
| Ветер                   | Штиль    |        |        | Слабый           | Ш                | ТИЛЬ             |                  |  |

| Атм. явления | Звезд не<br>видно | Ясно | Ясно | Обл. 75<br>% | Обл. 5-10 % | Ясно | Ясно |
|--------------|-------------------|------|------|--------------|-------------|------|------|
| Комфорт      | _                 | _    | +    | +            | +           | +    | +    |

С утра яркое слепящее солнце. Вокруг все украшено снежной живописной белой бахромой из больших снежных кристаллических хлопьев, быстро тающих под лучами утреннего солнца.

Утренний маршрут на живую осыпь Белоиркутную, где из-за выпавшего ночью рыхлого снега, который в момент наблюдения начал таять под лучами утреннего солнца, характер движение осыпающихся на осыпи камней напоминает движение водноселевого каменного потока, только роль воды здесь выполняет рыхлый мягкий тающий снег.

По перлювиальным глыбам из морен в речном аллювии в окрестностях лагеря со студентами геологами Иркутского университета определили последовательность образования метаморфических, мигматитовых и магматических жильных образований главного хребта (рис. 5 и 6).



**Рис. 5.** Геологическое строение ориентировочного камня вблизи заходной тропы к лагерю Портулан. Фото 0252. Изучение камня позволяет говорить о следующей последовательности процессов: 1-й этап образование гранитогнейсов (гранитизация), 2-й мигматизация с образованием птигматитов, 3-й внедрение мелкозернистых гранитов с небольшой мигматизацией, 4-й внедрение мощных пегматитов биотит-кварц-полевошпатового состава.

**Fig. 5.** Geologic structure of the orientation stone near the approach trail to Portulan Camp. Photo 0252. The study of the stone allows us to speak about the following sequence of processes: 1st stage of granitegneiss formation (granitization), 2nd migmatization with formation of ptygmatites, 3rd introduction of fine-grained granites with small migmatization, 4th introduction of powerful pegmatites of biotite-quartz-feldspar composition.



**Рис. 6.** Последовательность образования жильного комплекса гранитогнейсов в два этапа: 1-й образование маломощных гранитных жилок мигматитов, 2-й внедрение более мощных квар-полевошпатовых жилок двух ориентировок, позволяющие определить поле напряжений при их образовании, 3-й внедрение серых мелкозернистых гранитов, фото 0256.

**Fig. 6.** Sequence of formation of the granite-gneiss vein complex in two stages: 1st formation of low-power granite veins of migmatites, 2nd introduction of more powerful quar-feldspar veins of two orientations, allowing to define the field of stresses at their formation, 3rd introduction of gray fine-grained granites, photo 0256.

| Лагерь Портулан, 1800 м с 1700 лагерь Белоиркутный, 1550 м |          |         |   |              |               |                  |              |        |
|--|----------|---------|---|--------------|---------------|------------------|--------------|--------|
| Время  | $2^{00}$ | 500     | 800   | 1100         | 1400          | 17 <sup>00</sup> | 2000         | 2300   |
| t °C   | 0.9-1.7  | 0       | 4.4-5   | 10.9         | 10.2          | 13               | 7.6-7.9      | 3.7-4  |
| АД, гПа  | 813.9    | 813.1.4 | 813.3   | 812.4        | 812.6         | 836.2            | 836.8        | 813.2  |
| БД, гПа  | 1010.8   | 1011.0  | 1010.8  | 1011.1       | 1009.6        | 1009.3           | 1014.5       | 1010.6 |
| Ветер  |          | Штиль   |   | Слабый       | Средний       | Ти               | хий          | Штиль  |
| Атм. явле-<br>ния  | ?        | Дымка   | Дымка,<br>сквоз<br>которую<br>видно<br>солнце | Обл. 90<br>% | Обл. 100<br>% | Обл. 50<br>%     | Обл. 20<br>% | Ясно   |
| Комфорт  | _        | _       | +   | +            | +             | +                | +            | +      |

| 4.05.2024 a | г., девятый | і день |
|-------------|-------------|--------|
|             | ,           |        |

Погода практически ничем не отличалась от вчерашнего дня.

1 -00

Позавтракав и понежившись у костра под лучами редкого теплого утреннего солнца и прикинув количество необходимого для выноса снаряжения и остатков продуктов, решили сегодня переехать поближе к кафе, чтобы завтра за один раз суметь доставить все вещи до машины. Мужики решили сделали, собрали палатки, личные вещи и, после обеда (гречневая каша с маслом, чай, цикорий, кофе, конфеты, печенье и пр. сладости) в 16<sup>00</sup> вышли вниз к тракту, а в 17<sup>30</sup> были на месте. По ходу неспешного движения даже произвели кое-какие научные наблюдения, зафиксировав уровень Белоиркутной наледи в районе ущелья Кривое Колено, и запаслись сухими наколотыми дровами. Ближе к ночи прошел хороший летний дождь.

| <u>Лагерь Белоиркутный, 1550 м</u> |          |          |          |  |  |  |  |  |
|------------------------------------|----------|----------|----------|--|--|--|--|--|
| Время                              | $2^{00}$ | $5^{00}$ | $8^{00}$ |  |  |  |  |  |
| t °C                               | -0.4     | -2.2     | -0.9     |  |  |  |  |  |
| АД, гПа                            | 839.7    | 839.4    | 839.8    |  |  |  |  |  |
| БД, гПа                            | 1014.6   | 1015.5   | 1016.1   |  |  |  |  |  |
| Ветер                              | Штиль    | Слабый   | Штиль    |  |  |  |  |  |
| Атм. явления                       | Ясно     | Ясно     | Ясно     |  |  |  |  |  |
| Комфорт                            | +        | +        | +        |  |  |  |  |  |

### 5.05.2024 г., десятый день, выезд в Иркутск

t°min= -2.2 °C До отъезда и на всем пути была хорошая ясная погода.

.. . . . . .

Утром от вчерашнего дождя сапоги примерзли к земле. Перед сборами сфотографировали ледовую обстановку на Бел. Иркуте в районе автомобильного моста.

Собрались и вышли к кафе к 11<sup>00</sup>, в 11<sup>24</sup> отъехали от кафе, в 17<sup>00</sup> были дома. XXII весенняя экспедиция клуба Портулан 2024 года успешно завершилась.

### Научные достижения

1. Во время экспедиции совершено 52 пог. км научных маршрутов, из них пройдено С. Коваленко — 20, А. Китовым — 32.

2. Сняты показания термохронов по долинам рек Бел. Иркут, Мугувек (А. Китов, Е. Иванов, В. Загорский). Карта установки термохронов, по которым ведётся температурный мониторинг, была представлена в описании весенней экспедиции 2022 г.

Ряд термохронов установлен в труднодоступных в данное время местах. Эти термохроны имеют большой объем память и позволяют накапливать информацию в течение года. Поэтому их показания будут сняты во время летней экспедиции. В этой экспедиции считаны температуры с термохронов с малым объёмом памяти, находящиеся в доступных местах под номерами (см. карту экспедиции 2022 г.): 1, 2, 3, 4 и 11.

3. Описаны три новых боковых наледи (Загорского, 2024 и 2024-1), открыт секрет возникновения временных весенних живых осыпей, на живой осыпи Белоиркутной впервые наблюдали снежно-глыбовые селевые потоки (Коваленко, 2024).

4. Произведены ежегодные режимные наблюдения следующих высокогорных наледей: по долине р. Бел. Иркут — Большая Белоиркутная, Белоиркутная, Детская, Ручья Наледного, Лесная, Портулановская, Архаров, Ближняя, Домашняя (Коваленко, 2024). 5. Сделана ежегодная фотопанорама живой осыпи Белоиркутной, причиной обильного скатывания камней по которой является движение мерзлотно-каменного горного потока «Активный». Скатывание камней довольно внушительных размеров угрожает безопасности проезда и прохода туристов по реке (см. рис. 22 в статье Коваленко, 2024).

6. Почти в каждом маршруте наблюдали группу двух взрослых и трех молодых горных козлов, которые кружились по долине Бел. Иркута в районе осыпи Первых Бакалавров ЕГФ.

7. Всеми участниками экспедиции отснято 1357 фотоснимков и 175 видеофрагментов: С. Коваленко снято 223 снимков формата RAW разрешением 9568х6376 общим объёмом 26 Гб, из них 168 научных (19.3 Гб) и 55 жанровых, изготовлено 30 фотопанорам и три жанровых видеофрагмента (580 Мб); Н. Хаминой и М. Верещагиной отснято 309 видовых и жанровых фотоснимков разрешением 6000х4000 и 168 видеофрагментов жанровой тематики, общим объёмом 8.92 Гб, из них фото 2.55 Гб, видео 6.37 Гб; Е. Косогоровым отснято 352 фото разрешением 4000х1840 и 4 кинофрагмента нашей экспедиционной жизни, общим объёмом 1.0 Гб; А. Китовым отснято 438 снимков разрешением 4896х3672: из них 33 научных и 405 жанровых, общим объёмом 2.64 Гб; Е. Ивановым отснято 35 снимков разрешением 4032х3024, общим объёмом 52 Мб. Экспедиция прошла в период наиболее благоприятного фотографирования ландшафтных и геоморфологических объектов, т. к. в нижних частях долин почти не было снега. Последний стаял во время двух оттепелей в первой половине апреля.

8. За десять дней взято 62 срока метеонаблюдений (С. Коваленко). Было довольно холодно, ночью температура опускалась до минимальной температуры до -6.1 и -8.6 °C (в ночь с 26 на 27 и 28 апреля и 1 мая), а в теплые дни поднималась до 10 и 13.5 °C. Теплые дни были 29 апреля и 2–3 мая, холодные дни были 27–28 апреля и 1 мая. Снега в районе лагеря было немного, а выше в горах в достаточных количествах, чтобы было легко без кошек подниматься на вершину.

### Спортивно-досуговые достижения

1. 12 портуланцев приняли участие в традиционном ежегодном уже 10-м горном спортивном фестивале по восхождению на вершину Мунку-Сардык 3491 м, И. Гергенов, кроме того, еще участвовал в скоростном забеге до оз. Эхой и получил медаль участника (см. рис. 2).

2. Совершены туристические маршруты по долинам рек Бел. Иркут, Мугувек, Буговек, на пик Обзорный, перевалы — Нуху-Дабан, Контрастов, Архаров, на оз. Эхой и др.

3. Несколько вечеров у костра пел свои песни наш бард Евгений Косогоров.

### Выводы

XXII экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык весной 2024 г. прошла довольно успешно.

Стоимость поездки на одного человека составила 5000 руб. (3 тыс транспорт, 2 тыс. продукты).

Продуктов, как и в предыдущие годы было много, часть пришлось опять увезти домой.

Из недостатков следует отметить недружелюбное отношение к нам инструктора коммерческих туристов иркутского турклуба «Катон» Виктора Попова.

### Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru. **Kovalenko Sergey Nikolaevich,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664025, г. Irkutsk, Lenin st., 3, Рано «уехавшие» ветераны и члены клуба. Не смогли поехать: Евгений Горбунов душа компании; около 250 ветеранов Портулана, в разные годы ездившие с нами см. сайт https://munku-sardyk.ru/category/our-blog/expedition/<u>.</u>

### Литература

Двадцать вторая весенняя экспедиция с 26 апреля по 5 мая 2024 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munku-sardyk.ru/spring2024 (дата обращения 14.09.2024).

Двадцать третья летняя экспедиция с 19 июля по 1 августа 2024 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munku-sardyk.ru/sammer2024 (дата обращения 14.09.2024).

Коваленко С.Н. Некоторые вопросы динамики наледных и осыпных склоновых процессов в высокогорном районе горного массива Мунку-Сардык. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.128 // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2024. Т. 4, № 2. С. 128–150.

### References

Kovalenko S.N. Some issues of dynamics of aufeis and scree slope processes in the high-mountain area of the Munku-Sardyk mountain massif DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.128 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 128–150.

Twenty-second spring expedition from April 26 to May 5, 2024 // Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munku-sardyk.ru/spring2024 (accessed 14.09.2024).

Twenty-third summer expedition from July 19 to August 1, 2024 // Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munku-sardyk.ru/summer2024 (date of address 14.09.2024).

Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

### Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42–74–72, email: kitov@irigs.irk.ru. **Kitov Aleksandr Danilovich,** Candidate of Technical Sciences, 664033, Irkutsk, Ulaanbaatarskaya st., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Senior Research Fellow, tel.: (3952) 42–74–72, email: kitov@irigs.irk.ru.

### УДК 910.2(079.3)

https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.224

### Двадцать третья летняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык

А.Д. Китов<sup>1</sup>, И.И. Гергенов<sup>2</sup>, Е.Н. Иванов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги летней экспедиции 2024 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» и Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которой были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, речных наледей, опасных процессов по долинам рек Белый Иркут, Мугувек; традиционно проводился мониторинг погоды и температурного режима на всём вертикальном размахе рельефа, снимались показания термохронов, обследовался каменный поток «Активный», оценивалось летнее состояние ледников Перетолчина и Радде, а также снежников, брались пробы воды для оценки доли вносимой ледниками, подземными и поверхностными водами.

**Ключевые слова**: хребет Мунку-Сардык, наледи, снежники, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы, наблюдения погоды, оценка опасных мест маршрута, пробы воды.

### Twenty-third Summer Research Expedition of the Portulan Club to the Munku-Sardyk Area

A.D. Kitov<sup>1</sup>, I.I. Gergenov<sup>2</sup>, E.N. Ivanov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sochava Institute of Geography, CO RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** Summarizes the results of the summer expeditions 2024 of the student-teaching club "Portulan" and the Institute of Geography named after V.B. Gubkin. V.B.Sochava SB RAS to the Munku-Sardyk mountain area, which included field research of nival and glacial formations, river ice, slope relief forms and hazardous processes in the valleys of the Bely Irkut and Muguvek rivers: weather and temperature regime were traditionally monitored over the entire vertical relief span, thermochron readings were taken, the stone stream "Active" was surveyed, summer condition of Peretolchina and Radde glaciers and snowfields was assessed, water samples were taken to assess the share of glacier, ground and surface water inputs.

*Keywords*: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, snowfields, nival-glacial formations, research works, weather observations, assessment of dangerous places on the route, water samples.

В этой экспедиции участвовало три члена клуба Портулан.

**Руководитель**: Александр Данилович Китов, ст. науч. сотр. ИГ СО РАН).

**Члены** экспедиции: Егор Николаевич Иванов, науч. сотр. ИГ СО РАН; Игорь Гергенов, ст-т 3 курса ПИ ИГУ (география и БЖ).

Водитель: Валукин Вадим Николаевич, новый водитель ИГ СО РАН.

Цель экспедиции. Это плановая экспедиция, проводимая примерно в данные сроки, в период максимальной абляции нивально-гляциальных образований, в основном ледников. Необходимо исследовать ледники Перетолчина и Радде, оценить их динамику, степень покрытия моренным чехлом, смещение верхней и нижней границ открытой части ледников. Также необходимо оценить состояние наледей (если в апреле-мае

регистрируется наибольший размер наледей, то в июле оценивается степень их стаивания) (Коваленко и др., 2021), провести мониторинг каменного потока «Активный» (Коваленко и др., 2013), оценить опасные процессы и участки опасных мест по маршруту экспедиции (это основная тема работы Игоря Гергенова). Один из основных пунктов работы – снятие показаний с самописцев температуры (термохронов). В данном районе установлена одна из самых обширных (территориально) и продолжительных (по времени наблюдения) сетей темохронов в стране в районе современного оледенения. Один из участников данной экспедиции Е. Иванов доложил на конференции гляциологов в МГУ о такой сети, где получил положительную оценку, что это чуть ли не единственный такой проект по температурной регистрации погоды в районе оледенения. Расстановка термохронов учитывает ступенчатую структуру данной местности и особенности прошлых оледенений – средневысотные уровни каров (СВУК) (Коваленко, 2011, 2011а, 2013), и определяет ландшафтную структуру района (Kitov et. al., 2015). Дополнительно по согласованию с коллегами из ИЗК СО РАН необходимо было взять пробы льда и воды для анализа на изотопы газов H<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>: фоновый показатель – атмосферные осадки; лед с ледников Перетолчина и Радде, воды из стоков

этих ледников, из ледниковых озер, и рек Мугувек и Бел. Иркут до их слияния. Это позволит определить долю воды ледников, подземных и поверхностных вод.

Работать будем одной группой по маршруту: лагерь Буговек-1 – лагерь Рязановского (выше по р. Ледяной – пережидали дождь 5 дней) – лагерь Портулан (обед) – лагерь Геологический – лагерь Дом-2 – лагерь Портулан – лагерь Буговек-1.

### 19 июля, день заезда

Выехали на машине УАЗ- «буханка» в  $8^{30}$ ;  $13^{30}$ - $14^{00}$  были в Кырене, встали на учет на сайте МЧС в Интернете, дополнительно зарегистрировались в спасотряде; при въезде в поселок Монды на КП прошли пропускной пограничный контроль; в  $14^{50}$  были на устье р. Буговек;  $14^{50}$ - $15^{20}$  — переход 700 м от автомобильного моста Буговек до лагеря Буговек-1 (река мутная, желтая, но перейти можно) – перекусили, уложили и распределили вещи (вес рюкзаков: Игорь 31 кг, Александр 30 кг, Егор 22 кг);  $14^{50}$ - $19^{45}$  – переход лагерь Буговек-1 – лагерь Рязановского (2 км), что выше устья р. Ледяной в 300 м по правому берегу.

Дров в этом месте много и еще добавились – упало ранней весной несколько огромных кедров (рис. 1).



# **Рис. 1.** Один из упавших столетних кедров. **Fig. 1.** One of the fallen hundred-year-old cedars.

В 23<sup>00</sup> температура воздуха была 13 °С, атмосферное давление (АД) падает с 18<sup>50</sup>,

ночью была сильная гроза, дождь переходящий в ливень.

### 20.07.2024 г., второй день, лагерь Рязановского (1770 м), дневка из-за дождя

9<sup>00</sup> t°=15 °C (в палатке), всю ночь шел дождь, гроза. Бел. Иркут и р. Ледяной сильно шумят, видимо вода хорошо поднялась.

11<sup>00</sup>-12<sup>35</sup> костер, завтрак: лапша с соевым сублиматом, хлеб, чай с сухим молоком, печенье. Традиционных утренних посетителей — воронов даже не слышно, видимо дождь на долго.

12<sup>55</sup>-14<sup>00</sup> разведка состояния переправы через Бел. Иркут в районе устья руч. Ледяного. Иркут бурный и мутный. Нашли места, где можно построить мост.

15<sup>30</sup>-15<sup>40</sup> АД 608.5 мм рт. ст., t°=15 °С.

В 19<sup>00</sup> выглядывало солнышко, стало веселее и появилась надежда. Решили утром строить мост.

Ручей Ледяной поднялся, он стал почти как Бел. Иркут в хорошую погоду (рис. 2), а на Бел. Иркут и смотреть страшно, над ним даже стоит водяная дымка (рис. 3).



Рис. 2. Место выхода тропы на руч. Ледяной. Вид в верх по течению в верхней части ручья видна наледь. 20.07.2024, фото 07961.

**Fig. 2.** The place where the trail enters the stream. Icy. Upstream view, ice is visible in the upper part of the stream. 20.07.2024, photo 07961.



Рис. 3. Поводок на Бел. Иркуте в районе устья руч. Ледяного. 20.07.2024, фото 07968.

### Fig. 3. Leash on The Bel. Irkut in the area of the mouth of the stream Ice. 20.07.2024, photo 07968.

Ночью сильный дождь, гроза, слышны большие горные обвалы.

### 21.07.2024 г., третий день, дневка изза дождя

 $8^{00}$ - $8^{30}$  Егор встал рано, его палатку подтопило. Сильный дождь, t°=12°С; АД 609.5 мм рт.ст., барометрическое давление (БД) 755.6 мм рт. ст., давление падало с  $18^{05}$  19.07.

9<sup>05</sup>-12<sup>00</sup> костер, завтрак: суп с лапшой и соей, хлеб, цикорий со сгущенкой. Идет сильный дождь, это удачное время для сбора первой, фоновой, пробы воды — атмосферных осадков — проба № 1.

12<sup>00</sup>-12<sup>15</sup> t°= 13°С. БД 759.8 мм рт. ст., АД 609.8 мм рт. ст., дождь перешел в морось.

12<sup>15</sup>-15<sup>00</sup> БД 755.4 мм рт. ст., АД 610.2 мм рт. ст.

16<sup>15</sup>-17<sup>30</sup> сборы к выходу на Бел. Иркут, разведка и проверка термохрона над верхом ущелья (устье Ледяного).

 $16^{50}$ - $16^{55}$  снятие данных с термохрона,  $t^{\circ}_{\text{тек}}$ =12 °C.

Будку пограничников вблизи устья на довольно высоком уровне поймы снесло, ходили вдоль берега, но даже обломков и признаков не смогли найти. Белый Иркут сильно поднялся, бурный поток, на перекатах буруны до 1.5 м. Страшно смотреть, не только пытаться перейти, о строительстве моста не может идти и речи (рис. 4).



**Рис. 4.** Паводок на Бел. Иркуте перед входом в ущелье. Фото А. Китова 08021 от 21.07.2024. **Fig. 4.** Flood on Bel. Irkut in front of the entrance to the gorge. Photo by A. Kitov, 21.07.2024, photo 08021.

21<sup>10</sup> t°= 12 °С (в палатке), БД 755.4 мм рт. ст. (1014 гПа), АД 610.3 мм рт. ст.

### 22 июля, понедельник, лагерь Рязановского, дневка из-за дождя

8<sup>00</sup>-9<sup>15</sup> t°= 12 °С. БД 736.1 мм рт. ст., АД 609.4 мм рт. ст., дождь. Завтрак: манка, чай с караганой и дазифорой, конфеты, вафли.

Поход Егора и Александра на берег Бел. Иркута. Река по-прежнему не преодолима.

В 14<sup>00</sup> появилось солнце.

 $16^{10}$  t°= 14 °C. БД с 750.9 до 752.5 мм рт. ст., (608.2), максимально барометрическое давление достигало 755.75 мм рт. ст., в  $12^{00}$ ; наблюдался рост давления с  $16^{00}$ ; абсолютная высота по спутниковому навигатору 1774 м.

### 23 июля, вторник, лагерь Рязановского, маршрут на каменный поток Активный

7<sup>30</sup>-7<sup>45</sup> подъём. t°= 11 °С. БД 755.6 мм рт. ст., АД 609 мм рт. ст., дождя нет.

8<sup>40</sup>-11<sup>15</sup> костер, завтрак (какао, хлеб, сыр, чай со смородиновым листом, сахар), сборы.

11<sup>15</sup>-12<sup>55</sup> поход 2 км к Бел. Иркуту и обратно, обсуждение постройки мостов, выбор места.

12<sup>55</sup>-14<sup>00</sup> костер, обед (соя, лапша, хлеб, цикорий, сахар).

 $14^{00}$ - $14^{30}$  сборы,  $14^{30}$ - $15^{00}$  подъем по крутому склону на поток, пересекли две старых осыпи. Заходили с руч. Ледяной, как обычно (рис. 5).



**Рис. 5.** Преодоление осыпи по пути к каменному потоку. Фото А. Китова 08082 от 23.07.2024. **Fig. 5.** Overcoming the scree on the way to the stone stream. Photo by A. Kitov. 23.07.2024, photo 08082.

В 16<sup>00</sup>, вышли к помеченному дереву, от которого ставили вешки на каменном потоке. тН 1387, высота 1899 м, конечная вешка с 27.07. 2021 г. сместилась ниже по потоку; тН 1388 высота 1900 м — поставили конечную

новую вешку; тН 1389 высота 1906 м — поставили среднюю новую вешку. Методом визирования установили шесть вешек от дерева с меткой 2021 г. (рис. 6).



**Рис. 6.** Установка новых вешек 2024 г. для определения динамики движения потока. Фото А. Китова 08097 от 23.07.2024.

**Fig. 6.** Installation of new poles in 2024 to determine the dynamics of the flow movement. Photo by A. Kitov. 23.07.2024, photo 08097.

Вешка, установленная в 2021 году, за три года сдвинулась на 13.8 м по склону в сторону живой осыпи. Кроме того, по кулуару между основным склоном и левой боковой движущейся осыпи сходили сели. Видимо сначала произошел сдвиг потока, образовалась трещина чуть выше конечной вешки, установленной 2021 г., а потом в эту трещину сошел сель и образовал ровную площадку, засыпав трещину. Установленная конечная вешка оказалась не тронутой, она просто с грунтом сползла ниже почти на 14 м. Вероятно уже в этом году сошел еще один сель меньшей мощности, он вышел на эту засыпанную площадку в верхней части (рис. 7).



Рис. 7. Выход селя на поверхность каменного потока в 2024 г. Фото А. Китова 08096 от 23.07.2024.

### Fig 7. Mudflow exit to the surface of the stone flow in 2024. 23.07.2024, photo 08096.

16<sup>00</sup>-16<sup>30</sup> тН 1390, высота 1841 м. Спуск на край потока (верх осыпи) (рис. 8), в верху осыпи виден выход льда каменного потока толщиной около 10 м.



**Рис. 8.** Верх осыпи каменного потока. Егор видит лед. Фото А. Китова 08106 от 23.07.2024.

**Fig. 8.** The top of the scree of a stone stream. Yegor sees ice. Photo by A. Kitov. 23.07.2024, photo 08106.

16<sup>30</sup>-17<sup>15</sup> спуск в лагерь, тН 1391, высота 1756 м.

17<sup>25</sup>-19<sup>30</sup> костер, ужин: чечевица с горохом, хлеб, лук, чеснок, цикорий, печенье, сахар.

20<sup>30</sup> отбой.

### 24 июля, шестой день, среда. Переход: лагерь Рязановского – Портулан – Геологический

 $6^{00}$ - $6^{50}$  подъем. Сборы. t°=11 °C; БД 758.1 мм рт. ст., АД 611.5 мм рт. ст., давление растет, дождя нет.  $7^{25}$ - $8^{30}$  поход 2 км на Бел. Иркут, разведка обстановки. Вода спала, можно строить мост, наметили место и где брать стройматериал.

<sup>8<sup>30</sup>-10<sup>20</sup></sup> костер, завтрак (геркулес, чай, конфеты), сбор лагеря. Рюкзаки: у Игоря 28 кг, Александра 26.7 кг, Егора 19 кг.

10<sup>40</sup>-12<sup>10</sup> строительство мостов. Решили построить у прижима ближе к осыпи, там река разливается и разбивается на 3 протоки. тН 1392, 1718 м, берег Бел. Иркута, мост. Сначала решили проложить мост и перейти через 1-ю протоку, перенести бревна на 2-ю и перейти дальше, а потом использовать их для 3-й, меньшей протоки. Но в итоге вышло так, что через 1-ю самую бурную и большую протоку мост получился крепкий из 4-х бревен. Жалко стало разбирать, решили его оставить, может и на обратном пути понадобится. Так и получилось. Для моста использовали несколько упавших деревьев, а остальные спилили уже подточенные водой и наклоненные тополя. Эти деревья и так уже почти погибали. Для 3-й протоки использовали уже готовое бревно на левом берегу (Игорь и Егор перепрыгнули) и частично разобрали средний мост. Хотя он получился вроде ненадёжным, всего 2 хлипких бревнышка, но все перешли. С 3-й и 2-й протоки бревна спрятали на левом берегу, для использования на обратном пути (рис. 9).



**Рис. 9.** Строительство мостов и переправа (3-я протока). На первой протоке Игорь. Фото Е. Иванова 08190 от 24.07.2024.

**Fig. 9.** Construction of bridges and crossings (3rd channel). On the first channel is Igor. Photo by E. Ivanov. 24.07.2024, photo 08190.

12<sup>10</sup>-13<sup>10</sup> переход в лагерь Портулан. 20 мин. задержались напротив осыпи, падение камней завораживает. Сделали снимки. По левому краю осыпи сошло три больших селя. На осыпи остались глубокие рвы, а вверху нависающий лед толщиной около 10 м (рис. 10). Сели продолжали сходить малыми порциями и в момент наблюдения, поэтому до осыпи вода прозрачная, а после осыпи мутная. Видимо ночью с 20 на 21 июля, когда дождь был особенно сильный, огромные сели сошли и перекрыли русло реки, выше осыпи образовалось озеро (остались выравненные площадки, указывающие уровень реки выше осыпи) (рис. 11). Потом «плотину» прорвало, и волна селя ниже по течению смыла домик пограничников.



**Рис. 10.** Осыпь, рвы от действующих еще селей. Фото А. Китова 08207 от 24.07.2024. **Fig. 10.** Scree, ditches from still active mudflows. Photo by A. Kitov. 24.07.2024, photo 08207



**Рис. 11.** Прижим выше осыпи. Дальше от прижима виден уровень выровненной площадки, до которого поднималась вода после перекрытия русла селевыми отложениями. Вода выше осыпи прозрачная. Фото А. Китова 08226 от 24.07.2024.

**Fig. 11.** Pressure above the scree. The level of the leveled area, to which the water rose after the channel was blocked by mudflow deposits, can be seen further from the clamp. The water above the scree is transparent. Photo by A. Kitov. 24.07.2024, photo 08226.

13<sup>10</sup> тН 1393, 1790 м, пришли в лагерь Портулан, отдых.

Биметаллический максимально-минимальный термометр за период с 4 мая 2024 г. зафиксировал:  $t^{\circ}_{\text{мин}} = -1 \, {}^{\circ}\text{C}$  и  $t^{\circ}_{\text{макс}} = 20 \, {}^{\circ}\text{C}$ . 15<sup>10</sup>-19<sup>40</sup> переход дальше в лагерь Геологический. В традиционном месте между прижимами не стали переходить, высокая вода. Пролезли по левому берегу по скале дальше, там, где когда-то перебредали, было глубоко. Прошли дальше, но следующий прижим не преодолимый, пришлось перебредать в сандалиях до него.

В  $18^{40}$  на лагерь пришли Егор и Игорь, в  $19^{40}$  Александр, переход составил 3.6 км.  $19^{40}$ - $21^{05}$  установка лагеря, костер, ужин (лапша ролтон, хлеб, кисель).

тН 1395, высота 2116 м, лагерь Геологический. t°=12 °C, БД 760.2 мм рт. ст., АД 588 мм рт. ст.

### 25 июля, седьмой день, четверг, маршрут на ледник Радде

 $6^{00}\text{-}6^{30}$ подъём. День ясный, небольшая облачность. t°= 8 °C; БД 614 мм рт. ст., АД 588.2

мм рт. ст., высота по спутниковому навигатору 2111 м, по барометру 2124 м.

7<sup>00</sup>-8<sup>00</sup> костер, завтрак (манка с изюмом, чай, печенье, конфеты), сборы (термос с чаем, шоколад, сухофрукты, конфеты).

8<sup>35</sup>-8<sup>45</sup> вышли за границу леса, на бугре, тН 1396, высота 2191 м.

9<sup>05</sup>-9<sup>25</sup> тН 1397, 2212 м. Отдых на скамейке у камня с колокольчиками у брода через Бел. Иркут.

<sup>9<sup>25</sup>-10<sup>10</sup> тН 1398, 2500 м, кар Уютный, 11<sup>25</sup>-11<sup>35</sup> тН 1399, 2734 м, ледниковое оз. Озерко Радде под конечной мореной у перевала XXVI Партсъезда. Взяли из него пробу воды № 2. t°= 21 °C, БД 761.7 мм рт. ст., АД 545.1 мм рт. ст.</sup>

В  $11^{50}$  поднялись на конечную морену тН 1400, 2767 м с огромными камнями (рис. 12). Спустились с огромных камней на моренное поле (рис. 13) и  $12^{00}$ - $12^{15}$  тН 1401, 2784 м, термохрон А70000007877F0541. t°<sub>тек</sub>=+5.9 °C.



**Рис. 12.** Камни конечной морены ледника Радде. Фото А. Китова 08267 от 25.07.2024. **Fig. 12.** Rocks of the terminal moraine of the Radde glacier. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08267.



**Рис. 13.** Моренное поле ледника Радде и далее виден заморенинный язык ледника и его открытая часть (белый лед). Фото А. Китова 08270 от 25.07.2024.

**Fig. 13.** Moraine field of the Radde glacier and further on you can see the moraine tongue of the glacier and its exposed part (white ice). Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08270.

12<sup>50</sup>-12<sup>55</sup> т1402, 2770 м, нижний край ледника Радде (рис. 14). Проба № 3 льда, лед кажется грязный, но, когда его ополоснешь в

воде, он чистый прозрачный. От термохрона 50 м.



**Рис. 14.** Нижний край языка, с которого взяли пробу льда. Фото А. Китова 08279 от 25.07.2024. **Fig. 14.** The lower edge of the tongue, from this edge we took a sample of ice. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08279.

13<sup>25</sup> тН 1403, 2925 м. Поднялись по поверхностной морене как по ступеням лестницы до низа открытой части ледника (рис. 15), t°=20 °C; БД 763.1 мм рт. ст., АД 533.2 мм рт. ст. Камни поверхностной морены с

2019 г. засыпали язык выше вверх вдоль языка на 50 м. А по высоте на 20 м, было 2919 м н. у. м., стало 2939 (по снимку Google Earth).



Рис. 15. Низ открытой части ледника, но под камнями ниже большая толща льда. Фото А. Китова 08290 от 25.07.2024.

**Fig. 15.** The bottom of the open part of the glacier, but there is a large ice thickness under the rocks below. Photo by A. Kitov 08290 dated 25.07.2024.

тН 1404, 2955 м. Верх ледника над оз. Верхнем, перевальная точка, но теперь здесь трещина и край ледника обвалился в озеро (рис. 16). По Google Earth высота 2970 м.

Современный вид основной части озера представлен на рис. 17. Оно было размером от берега до края обвалившихся льдин.

тН 1405, 2967 м. Другой край, обвалившейся части, по ширине озера, отметка на берегу, по Google Earth 2970 м. Ширина этого края озера была 32 м в 2019 г. В 14<sup>35</sup> взяли пробу воды № 4 из этого озера и проверили термохрон: 04000000787D2C41, t°<sub>тек</sub>=22 °C; тН 1406, 2967 м.

В 15<sup>15</sup> пошли обратно с ледника. На моренном поле есть оз. Провальное (рис. 18). Оно появляется, когда грунт (дно) озера еще замерзшее и нет стока. Если дно протаивает, то озеро просачивается через моренные отложения и исчезает.



**Рис. 16.** Край ледника протаил и обвалился, на эту часть расширилось озеро. Фото А. Китова 08319 от 25.07.2024.

**Fig. 16.** The edge of the glacier thawed and collapsed, and the lake expanded to this part. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08319.



**Рис. 17.** Современный вид основной части озера. Фото А. Китова 08309 от 25.07.2024. **Fig. 17.** A modern view of the main part of the lake. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08309.



**Рис. 18.** Озеро Провальное на моренном поле ледника Радде. На дальнем плане долина р. Жохой. Фото А. Китова 08332 от 25.07.2024.

**Fig. 18.** Lake Failure on the moraine field of the Radde glacier. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08332.

В 15<sup>27</sup> спустились к краю открытой части ледника, тН 1407, 2925 м.

16<sup>35</sup> тН 1408, 2739 м — выход нового водопада из исторической морены. Он образовался примерно на уровне Озерка Радде, но с другого края долины (правый сток ледника). Это еще один феномен, кроме того, что оз. Верхнее на леднике увеличилось почти в 2 раза.

Раньше сток с низа ледника уходил справа на лево и в левой части моренного поля и конечной морены просачивался в Озерко Радде. Из него подземным стоком выходил уже по основной долине, временами появляясь на поверхности. А с правого края по оврагу между основным склоном отрога и боковой и конечной моренами, тек ручеёк, которого почти не было заметно, над ним лежал снежник. Обычно туда сыпались камни со склона, на морене камни с лишайником и неподвижны (рис. 19). Теперь и основной сток не уходит под камни, а на крутых склонах превратился в небольшие водопады.

В этом году снежника нет.

17<sup>43</sup> тН 1409, 2471 м. Спуск с травянистой поляны кара Уютного.

19<sup>00</sup>-19<sup>30</sup> – обследование Бол. Белоиркутной наледи (рис. 20а, б, в).

В этом году наледи Усть-Бугувекская и Бол. Мугувекская полностью стаяли, а Бол. Белоиркутная наледь хоть и фрагментировалась, но сохранилась. На рис. 20а показан вид верхней ее части, а на рис. 20б – нижней. На некоторых фрагментах льда вдоль берега имеется наледный аллювий этого года (рис. 20в).



**Рис. 19.** Правый сток с конечной морены, теперь водопад. Фото А. Китова 08260 от 25.07.2024. **Fig. 19.** Right drainage from the terminal moraine, now a waterfall. Photo by A. Kitov. 25.07.2024, photo 08260.



**Рис. 20а.** Общий вид остатков льда нижней части Бол. Белоиркутной наледи. Фото И. Гергенова 1124 от 25.07.2024.

**Fig. 20a.** General view of ice remnants of the lower part of the Bol. Beloirkutnaya aufeis. Photo by I. Gergenov. 25.07.2024, photo 1124.



Рис. 20б. Общий вид верхней части остатков льда Бол. Белоиркутной наледи. Фото И. Гергенова 1122 от 25.07.2024.

Fig. 20b. General view of the upper part of the aufeis Bol. Belairkutnaya ice remnants. Photo by I. Gergenov. 25.07.2024, photo 1122.



Рис. 20в. Фрагменты льда Бол. Белоиркутной наледи. Фото И. Гергенова 1147 от 25.07.2024. Fig. 20v. Fragments of ice of the Bol.Beloirkutnaya aufeis. Photo by I. Gergenov. 25.07.2024, photo 1147.

 $19^{40}$ -19<sup>45</sup> тН 1410, 2162 м, термохрон на границе леса Бел. Иркута 218F31310000092. t°<sub>тек</sub>=16,5 °С.

В 20<sup>00</sup> пришли в лагерь Геологический.

20<sup>10</sup>-21<sup>00</sup> костер, ужин (суп вермишелевый, чай, кисель), сушка вещей.

### 26 июля, восьмой день, пятница, переход лагерь Геологический – Дом-2

 $7^{00}$ -8<sup>40</sup> подъем: БД 762.4 мм рт. ст., 1023 гПа, АД 590 мм рт. ст., давление растет,  $t^{\circ}_{\text{нав}}$ =29 °С; ясно.

8<sup>40</sup>-9<sup>45</sup> костер, завтрак (манка с изюмом, чай с караганой, чеснок, печенье), чай с караганой.

10<sup>15</sup>-12<sup>50</sup> сбор лагеря, сушка вещей. Костер. Обед (рис, соя, чай).

12<sup>50</sup>-17<sup>00</sup> переход лагерь Геологический – Дом-2. Эти лагеря находятся примерно на одной высоте, один у границы леса Бел. Иркута, другой у границы леса Мугувека, но приходится подниматься выше этой границы для обхода громадного оврага.

## 27 июля, девятый день, суббота, маршрут на вершину

6<sup>00</sup>-6<sup>20</sup> подъем, костер, сборы, завтрак (какао, геркулес, вафли, сгущенка) t°=13 °С; 763.1 мм рт. ст., 590.8 мм рт. ст., 1024.7 гПа, ясно.

7<sup>35</sup>-8<sup>30</sup> переход до ригеля с видом на Мунку-Сардык, тН 1417, 2330 м.

9<sup>25</sup>-9<sup>30</sup> тН 1418, 2645 м. Перевал над оз. Эхой. t°=20 °С, БД 764.3 мм рт. ст., АД 553.2 мм рт. ст.

К 10<sup>55</sup> вышли на «Подушку» тН 1419, 2939 м. Это место действительно опасно летом, когда груда камней пополняется новыми экземплярами, которые летят по кулуару, поэтому лучше быстрее пересечь кулуар и выйти на осыпной склон и подниматься к заметному большому жандарму на хребте. Зимой же это нагромождение камней менее опасно, его заносит снегом и получается выровненная площадка, на которой во время массового восхождения туристы одевают кошки.

На вершину вышли к 13<sup>00</sup> тН 1421, 3491 м.

Но нам нужно пройти дальше к термохрону. 13<sup>45</sup> тН 1422, 3480 м. Восточная предвершина, термохрон: 7200000078858A41, t°<sub>тек</sub>=7.8 °C. Возвращаемся с Егором обратно на вершину и быстро уходим вниз от приближающейся грозы. Главное пройти тросы, спускающиеся с вершины. Они очень помогают спускаться, но в грозу представляют опасность, по ним распространяется разряд молнии.

К 15<sup>08</sup> тН 1423, 3166 м, успели спуститься на перевал перед спуском с хребта по каменистой ложбине, обычно по ней мы поднимаемся и спускаемся, но сегодня поднялись традиционным путем, а спускаться решили здесь. При спуске нужно держаться ближе к скалам, так как осыпь живая и по ней иногда летят камни.

ТН 1424, 2862 м, термометр Перетолчина, термохрон 0800000078861D41. На термометре Перетолчина в  $16^{37}$  t°<sub>тек</sub>=14.5 °C, t°<sub>мин</sub> = -32.7 °C.

ТН 1425, 2862 м, отбор пробы № 5 льда с ледника Перетолчина.

К 17<sup>45</sup> тН 1427, 2666 м подошли к помеченному пирамидкой камню ниже конечной морены и немного выше оз. Эхой, термохрон: А900000078836841, t°<sub>тек</sub>=12.2 °С. Здесь же взяли пробу воды № 6 из стока с ледника изпод конечной морены.

Спустились на травянистую поляну у озера: 17<sup>50</sup>-18<sup>40</sup> тН 1428, 2622 м. Перед спуском заметили убегающих горных козлов, но снять не успели.

19<sup>00</sup> тН 1429, 2611 м. Другой берег оз. Эхой, перед подъемом на перевал над озером. Взяли пробу № 7 воды из озера.

ТН 1430, 2503 м, под пер. Горный, термохрон: F8000000788CA041, t°<sub>тек</sub>=16 °C, БД 762.5 мм рт. ст., АД 561.8 мм рт. ст.

 $20^{22}$  тН 1431, 2323 м, на ригеле, вид на Мунку, термохрон E100000078814441,  $t^{\circ}_{\text{тек}}=15.8$  °С.

21<sup>00</sup> тН 1432, 2185 м, граница леса по Мугувеку, термохрон C5000000788CFE41, t°<sub>тек</sub>=14.95 °C.

21<sup>23</sup> тН 1433, 2110 м, лагерь Дом-2.

21<sup>25</sup>-23<sup>00</sup> костер, ужин. t°<sub>нав</sub>=13 °C, БД 762.4.

### 28 июля, десятый день, воскресенье, переход лагерь Дом-2 – Портулан

9<sup>00</sup>-10<sup>50</sup> подъем, лагерь Дом-2, 2112 м, t°=18 °C; БД 1022.4 гПа, 761.7 мм рт. ст., АД

588.9 мм рт. ст. Костер, завтрак (рис, чай, сахар, какао).

10<sup>50</sup>-11<sup>05</sup> тН 1434, 2131 м, снятие данных с термохрона 21В00431000000D, t°<sub>тек</sub>=13 °С, сборы.

12<sup>50</sup>-14<sup>30</sup> спуск на Стрелку. На стрелке Бел. Иркута и Мугувека удобно взять две последние пробы после водопадов: № 8 из р. Мугувек и № 9 из р. Бел. Иркут. Также здесь сняли данные с термохрона 212D1A32000000A0, t°<sub>тек</sub>=19 °C. тН 1435, 1854 м. 14<sup>40</sup>-15<sup>00</sup> переход к лагерю Портулан.

15<sup>00</sup>-15<sup>30</sup> установка палаток, тента над кострищем. Костер, обед (гречка, растительное масло, сгущенка, сухари, чай).

В 16<sup>15</sup> Игорь ходил вверх на плато, с двух точек снять каменный поток Активный. Это позволит построить цифровую модель местности. Но на верх ему подняться не удалось, гроза его настигла значительно раньше, сильно вымок.

В 19<sup>00</sup> дождь кончился. Костер, ужин (гречка, макароны, растительное масло, кисель).

21<sup>05</sup>-22<sup>00</sup> снова пришла гроза, дождь. БД 759.4 мм рт. ст., 1017.3 гПа; АД 614.2 мм рт. ст.

### 29 июля, одиннадцатый день, понедельник, переход лагерь Портулан – Буговек

 $7^{30}$ - $9^{00}$  подъем, дневниковые записи, сборы в палатке, на улице сыро после дождя. t°=14 °C; БД 759.6 мм рт. ст., АД 610.9 мм рт. ст.

9<sup>00</sup>-10<sup>00</sup> костер, завтрак (ячка, цикорий, карагана, сгущенка, конфеты) и сбор лагеря. Рюкзаки: Игорь 27.1 кг (шел до Буговека 2 ч. 10 мин.); Александр 26 кг (шел 3 ч.); Егор 20.6 кг (шел 4 ч., помогал Александру челночить с рюкзаками).

Мост через Бел. Иркут сохранился через протоку у правого берега). Через протоку левого берега перепрыгнули, среднюю протоку усилили бревнами с левой протоки и спрятанными на берегу.

Пока мы ходили весь маршрут до лагеря Геологического, на ледник Радде, до лагеря Дом-2, на вершину и к лагерю Портулан туристов не было, так как в этом году прогноз был явно неблагоприятный для походов. 16<sup>10</sup>-17<sup>15</sup> костер, ужин (гречка, кисель, сухари).

В палатке t°<sub>нав</sub>=20 °С, БД 1015 гПа; 756.6 мм рт. ст., АД 624.2 мм рт. ст.

20<sup>55</sup>-21<sup>55</sup> ужин (доширак, чернослив, чай с караганой, сахар, сухари).

### 30 июля, двенадцатый день, вторник, дневка лагерь Буговек-1

9<sup>30</sup>-10<sup>00</sup> подъем, t°=14 °C; БД 1014.7 гПа (758.6 мм рт. ст.), АД 624.4 мм рт. ст. Последний рабочий день.

10<sup>00</sup>-11<sup>15</sup> костер, завтрак (ячка, сухари, чай карагана, чернослив).

11<sup>15</sup>-11<sup>50</sup> проверка термохрона чуть выше лагеря Буговек-1.

ТН 1436, 1620 м, термохрон 21620Е310000001А, t°<sub>тек</sub>=22.5 °C

12<sup>15</sup>-14<sup>55</sup> ходили проверять термохроны в воротах Бел. Иркута и в устье Ср. Иркута (выход из ущелья Бел. Иркута).

Ворота Речки Бел. Иркута тН 1438, 1557 м, термохрон 21СВ0F310000001D, t°<sub>тек</sub>=21 °С, БД 755.8 мм рт. ст., АД 626.2 мм рт. ст.

В 13<sup>50</sup> тН 1439, 1604 м, термохрон переместили на правый берег, склон перед ущельем на дерево: 21D70631000000C8,  $t^{\circ}_{TeK}$ =19.5 °C.

17<sup>45</sup>-19<sup>45</sup> костер, ужин (макароны с соевым сублиматом, растительное масло, кисель, сухари, чернослив, чеснок, лук.

21<sup>00</sup> отбой.

### 31 июля, тринадцатый день, среда, лагерь Буговек-1, отъезд группы гляциологов

7<sup>30</sup>-8<sup>00</sup> подъем, сбор в палатке, t°=12 °C; БД 758 мм рт. ст., АД 624.4 мм рт. ст., пасмурно, моросит дождь.

8<sup>00</sup>-9<sup>15</sup> сбор лагеря.

9<sup>15</sup>-9<sup>25</sup> переход к кафе. 9<sup>25</sup>-12<sup>25</sup> ожидание у кафе попутного транспорта. Завтрак и обед в кафе (салат из корейской моркови, других нет, хлеб, чай с лимоном, сахар, блины со сгущенкой).

Егор и Игорь попеременно дежурят на дороге. Маршрутка из Орлика в 11<sup>00</sup> хотя и остановилась, но не взяла, нет мест.

В кафе есть телефон с усилителем (надежная связь через Теле-2, только этот оператор действует) 89085940304, хотя там есть и

Мегафон, и МТС, но они уже который день не работают.

Егор и Игорь уехали с попутными туристами, а Александр в  $12^{25}$ - $15^{25}$  проводил коллег, пообедал в кафе (салат свекольный, блины, хлеб, чай с молоком) и в  $15^{25}$ - $15^{40}$  возвратился в лагерь Буговек-1.

15<sup>40</sup>-18<sup>40</sup> снова дождь, морось. БД 1015.1 гПа (758 мм рт. ст.), АД 627.5 мм рт. ст., t°=13 °С, пасмурно.

18<sup>40</sup>-21<sup>00</sup> костер, ужин (ячка, соя, чернослив, геркулес, чай со смородиной и караганой, сухари).

21<sup>00</sup> отбой.

### 1 августа, четверг, лагерь Буговек-1, ожидание приезда гидрогеологов и отъезд до Черного Иркута

7<sup>30</sup>-8<sup>10</sup> подъем, t°=10 °С, БД 1015 гПа (758.4 мм рт. ст.), АД 625.4 мм рт. ст. 8<sup>10</sup>-12<sup>10</sup> костер, завтрак (ячка с соей, сухари, чай с караганой, сахар, шоколад).

 $12^{10}$ - $12^{40}$  сбор и поход к кафе. Обед в кафе (салат, все салаты есть, овощной, помидорный, огурцы; хлеб, блины со сгущенкой, чай с молоком, сахар). Бадминов выехал из Иркутска в  $11^{00}$ , в  $16^{00}$ - $17^{00}$  можно ожидать у кафе.

13<sup>15</sup>-16<sup>15</sup> возвращение в лагерь. Сбор лагеря. Носил вещи челноком к кафе.

16<sup>15</sup>-19<sup>30</sup> ожидание. Приехали: Бадминов Прокопий Сократович (гидрогеолог из ИЗК СО РАН) и Белобородов Евгений Николаевич (бывший геоморфолог из ИГУ).

19<sup>30</sup>-19<sup>40</sup> загрузка. Переехали выше ущелья, туда, где песчаный берег и Чёрный Иркут бьёт в скалу.

20<sup>00</sup>-22<sup>00</sup> установка лагеря. Костер, ужин (каша гречневая, хлеб черный, растительное масло, чай, конфеты, сухари).

22<sup>20</sup>-22<sup>30</sup> тН 1440, 1609 м. Отбой. t°= 14 °C; БД 1018 гПа (растёт); (759 мм рт. ст.), АД 625 мм рт. ст. Первая экспедиция закончилась, началась вторая.

### Литература

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011. № 1. С. 38–62. Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 2. Формы локального оледенения долин рек Бугота, Буговек, Средний Иркут и Жохой // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011а. № 2. С. 48–59.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 3. Статистический геоинформационный анализ форм локального оледенения // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 1–2. С. 47–62.

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Мункоева Э.В., Зацепина Н.А. «Каменный глетчер» Белого Иркута // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 1–2 (7). С. 29–37.

Коваленко С.Н., Лихтарович Э.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян). Геология и окружающая среда, 2021. Т. 1, № 1. С. 80–93. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80.

Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. Suvorov E.G. Modern changes of the high-mountain landscapes and glaciation in Southern Siberia (Russia) by the example of the Eastern Sayan mountains. Environ Earth Science, 2015. V. 74. P. 1931–1946. DOI 10.1007/s12665-015-4455-y

#### References

Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. Suvorov E.G. Modern changes of the high-mountain landscapes and glaciation in Southern Siberia (Russia) by the example of the Eastern Sayan mountains. Environ Earth Science, 2015. V. 74. P. 1931–1946. DOI 10.1007/s12665-015-4455-y

Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 1. Forms of local glaciation of the valleys of the Muguvek and White Irkut rivers // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2011. No. 1. P. 38–62.

Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 2. Forms of local glaciation of the valleys of the Bugota, Bugovek, Sredny Irkut and Zhokhoi rivers // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2011a. No. 2. P. 48–59.

Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 3. Statistical geoinformation analysis of local glaciation forms // Bulletin of the Department of Geography VSGAO. 2013. No. 1-2. P. 47–62.

Kovalenko S.N., Kitov A.D., Munkoeva E.V., Zatsepina N.A. "Stone glacier" of the White Irkut // Bulletin of the Department of Geography VSGAO. 2013. No. 1-2 (7). P. 29–37.

Kovalenko S.N., Likhtarovich E.V. Geological activity of aufeis in the area of Munchu-Sardyk

### Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42–74–72, email: kitov@irigs.irk.ru.

#### Kitov Aleksandr Danilovich,

Candidate of Technical Sciences, 664033, Irkutsk, Ulaanbaatarskaya st., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Senior Research Fellow, tel.: (3952) 42–74–72, email: kitov@irigs.irk.ru.

#### Гергенов Игорь Иванович,

664011, г. Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6, Педагогический институт ИГУ, студент 4 курса, тел.: 89016680809, Mountain (Eastern Sayan). Geology and Environment, 2021. Vol. 1, No. 1. P. 80–93. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80.

электронная noчma: tantal14igor@mail.ru. Gergenov Igor Ivanovich, 664011, Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya st., 6, Pedagogical Institute of ISU, 4th year student, tel: 89016680809, email: tantal14igor@mail.ru.

#### Иванов Егор Николаевич,

кандидат географических наук, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, научный сотрудник, тел.: (3952) 42–74–72, 89021734413, email: egoryo@bk.ru. **Ivanov Egor Nikolaevich,** PhD in Geography, 664033, Irkutsk, Ulaanbaatarskaya st., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Research Associate, tel: (3952) 42-74-72, 89021734413, email: egoryo@bk.ru.

### Юбилеи

УДК 551.248.2 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.243

### Научная школа «Кайнозойский континентальный рифтогенез»: от основания к развитию (к 95-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева)

С.В. Рассказов1,2

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия <sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье, подготовленной в связи с 95-летием со дня рождения академика Н.А. Логачева, освящается его роль в развитии представлений Н.А. Флоренсова о кайнозойском континентальном рифтогенезе на примере Байкальской рифтовой зоны. Приводится авторское видение его пути ученого, состоявшегося в молодости и объединившего в зрелом возрасте специалистов разного профиля в новое научное направление «Кайнозойский континентальный рифтогенез», в рамках которого были получены систематические знания о Байкальской и других кайнозойских континентальных рифтовых системах.

**Ключевые слова**: рифтогенез, кайнозой, осадконакопление, вулканизм, неотектоника, геодинамика, глубинное строение Азии.

### Scientific School Cenozoic Continental Rifting: from Foundation to Development (to the 95th Anniversary of the Birth of the Academician N.A. Logatchev)

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The article, prepared in connection with the 95th anniversary of N.A. Logatchev's birth, highlights his role in the development of N.A. Florensov's ideas about Cenozoic continental rifting in the Baikal area. The author's vision of his path as a scientist is given, having established himself in his youth and uniting specialists of various profiles in his mature age into a new scientific direction "Cenozoic Continental Rifting", within the framework of which systematic knowledge about the Baikal and other Cenozoic continental rift systems was obtained.

Keywords: Rifting, Cenozoic, sedimentation, volcanism, neotectonics, geodynamics, deep structure of Asia.

### Введение

7 октября 2024 г. исполняется 95 лет со дня рождения Николая Алексеевича Логачева – основателя научной школы «Кайнозойский континентальный рифтогенез», в которой осуществлялось комплексное изучение процессов рифтогенеза специалистами разного профиля (рис. 1). Основной результат работы научной школы – создание интегрированной модели кайнозойского континентального рифтогенеза. Научная школа получила признание в виде специального гранта Российского фонда фундаментальных исследований в 2000–2002 гг.



Рис. 1. Блок-диаграмма направлений научной школы Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (грант РФФИ 00-15-98574).

**Fig. 1.** Flow-chart of scientific directions in the Logatchev's school for studies of the Cenozoic continental rifting (RFBR grant 00-15-98574).

В книге «Иркутские научные школы геологии, геоморфологии, палеогеографии и геодинамики кайнозоя» (Лопатин, Томилов, 2011) эта школа отсутствует, но обозначены направления, в которых Н.А. Логачев признан региональным лидером: структурная и региональная эволюционная геоморфология, геология кайнозоя, новейшая тектоника и палеогеография (в 1980–1990-х гг. как ученик и последователь Н.А. Флоренсова) (Фото 1), Он обозначен как организатор направления по палеоботанике и палеонтологии кайнозоя и направления по изучению внутриконтинентального кайнозойского базальтового

магматизма и вулканического рельефообразования (вместе с Н.А. Флоренсовым).

В такой классификации научных направлений заложены методы, а суть геологических выводов так и остается за кадром. Между тем, научная школа подразумевает, прежде всего, создание ядра нового знания. Такое знание о кайнозойском континентальном рифтогенезе действительно создано. Н.А. Флоренсов и Н.А. Логачев стояли у истоков всестороннего изучения Байкальской рифтовой зоны как классической кайнозойской континентальной структуры растяжения (Рассказов и др., 2013, 2022, 2023).



Февраль 1999г.

**Фото 1.** Н.А. Логачев у портрета Н.А. Флоренсова. **Photo 1.** N.A. Logatchev in front of the N.A. Florensov portrait.

За многие годы работы по тому или иному вопросу рифтовой тематики я полагался на мнение и опыт. Н.А. В декабре 1975 г. я пришел работать в лабораторию неотектоники и геоморфологии, которой он руководил долгие годы. Николай Адександрович Флоренсов к этому времени уже отошел от активных научных исследований и, хотя он присутствовал на ученых советах института и лабораторных семинарах, живого общения у меня с ним не получилось, но нашлись точки соприкосновения с Н.А. Логачевым. Под его руководством я даже закончил заочную аспирантуру. Руководство большим институтом и Иркутским научным центром, разумеется, не способствовало занятиям Н.А. мелочной

опекой меня, только начинающего путь в науке. Чему он меня научил? Какими были наши взаимоотношения? Какие точки соприкосновения привели к совместным работам? Эти вопросы вставали предо мной, когда я пытался определить свою роль в научной школе «Кайнозойский континентальный рифтогенез»<sup>3</sup>.

### Начало

Думается, что только по-настоящему увлеченный человек может вызвать интерес к области своих занятий. С такой стороны и открылся первоначально для меня Николай Алексеевич Логачев.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> В текст настоящей статьи включены фрагменты очерка Рассказова С.В. Мой Учитель из книги Николай Алексеевич Логачев, 2007.

Впервые я увидел Н.А в 1973 г., будучи студентом геологического факультета Иркутского госуниверситета. Он только что вернулся из экспедиции в Исландию. На одном из островов Северной Атлантики произошло извержение вулкана Хэймаэй. Под вулканическим пеплом и лавами оказался погребенным небольшой городок Вестманейяр. Лекция об экспедиции была блестящей. Красочные слайды вулканического извержения, спасающихся жителей городка, пожарных, пытающихся остановить водой из мощных помп лавовые потоки. Это была и трагедия, и живая геология. Затем последовали слайды и комментарии о вулканизме Исландии. До сих пор стоит у меня перед глазами слайд сверкающих на солнце мокрых от дождя черных базальтов трещинного вулкана Аски. И, наконец, Африка с неповторимыми красками, вулканами, экзотическими африканцами и африканками.

Н.А., в дорогом голубоватом костюме, в белой рубашке с галстуком, подтянутый, высокий, говорил уверенно, с расстановкой опытного лектора, часто вставлял шутки, вызывавшие оживление аудитории. Лекция явно выбивалась из ряда обычных рутинных университетских занятий, была заразительной и по сути материала, и по необыкновенно любовному отношению к предмету повествования. Нужно иметь в виду, что демонстрационные возможности лекторов ограничивались в то время плакатами, доской и мелом, а каскад цветных слайдов буквально ошеломил и захватил внимание студенческо-преподавательской аудитории.

Двумя годами позже, в декабре 1975 г., Марат Ерофеевич Медведев пригласил меня на работу в лабораторию неотектоники и геоморфологии Института земной коры «смотреть шлифы кайнозойских базальтов» и привел в кабинет № 405 для знакомства с заведующим лабораторией. Н.А. уже не был похож на того жизнерадостного лектора, каким он предстал в университете, а был сосредоточен, углублен в ворох бумаг, разбросанных на столе. Его вопросы были формальными. Где я бывал на практике? Приходилось ли мне видеть где-либо вулканические постройки? Беседа длилась не более 10 минут.

В монографии «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» (1974 г.), удостоенной Государственной премии СССР, Н.А. Логачев сначала эпизодически использовал материалы М.Е. Медведева, а на странице 103 был вынужден сделать подстрочное примечание: «Дальнейшее изложение в значительной мере базируется на данных этого исследователя». Марат Ерофеевич проработал в 1960-1970-х гг. во многих труднодоступных районах юга Восточной Сибири на конях или оленях и как геоморфолог собрал обширную информацию по кайнозойским базальтам, существенно продвинув и обобщив разрозненные сведения производственных организаций. В 1978 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1979 г. ушел из жизни, оставив о себе память как о добросовестном и вдумчивом исследователе, добром и отзывчивом человеке. В начале моей работы в институте мы с женой долго скитались по квартирам, пока однажды не оказались на улице. Н.А. пристроил нас на полгода в крохотную комнатенку академической гостиницы, за которую пришлось платить больше половины моей нищенской лаборантской зарплаты, а когда и в гостинице нам отказали, Марат Ерофеевич поселил нас у себя в проходной комнате «хрущевки». У него мы прожили почти год.

Особенность Николая Алексеевича заключалась в том, что он резко разделял свои административные возможности как директора и заботы руководителя лаборатории. Как директор он воспринимал любого сотрудника лаборатории неотектоники и геоморфологии (фото 2) абсолютно на равных с сотрудниками других лабораторий, без каких-либо предпочтений и привилегий.



**Фото 2.** Лаборатория неотектоники и геоморфологии в 1976 г. Верхний ряд (слева направо): С.С. Осадчий, С.В. Рассказов, Л.В. Войнаровская, К.Г. Леви, Г.А. Владимирова, М.Е. Медведев, А.М. Сизиков, С.А. Борняков, Б.П. Агафонов. Нижний ряд (слева направо): А.С. Ендрихинский, Н. Тирских, Н.А. Логачев, Л.А. Зубаренкова, С.И. Шерман, А.А. Кульчицкий.

**Photo 2.** Laboratory of neotectonics and geomorphology in 1976. Top row (from left to right): S.S. Osadchiy, S.V. Rasskazov, L.V. Voinarovskaya, K.G. Levy, G.A. Vladimirova, M.E. Medvedev, A.M. Sizikov, S.A. Bornyakov, B.P. Agafonov. Bottom row (from left to right): A.S. Endrikhinsky, N. Tirskikh, N.A. Logatchev, L.A. Zubarenkova, S.I. Sherman, A.A. Kulchitsky.

Мы с женой смогли получить комнату в общежитии только после того, как у нас родился сын, и бюро комсомольской организации обратилось к директору с просьбой предоставить нам жилье. С годами этот подход Н.А. не изменился. В 1994 г. встал вопрос о кандидатурах вселения в квартиру нового дома. Кроме моей семьи, на ее получение претендовала семья В.В. Чечельницкого. Н.А. отказался поддерживать чью-либо сторону и оставил право распределения квартиры местному комитету. Этого не случилось только потому, что возникли непреодолимые сложности с распределением квартир в других институтах. Решение о вселении тех или иных семей в конечном итоге было принято на Президиуме Иркутского научного центра. Я получил квартиру, поскольку уже имел ученую степень доктора наук.

Как руководитель лаборатории неотектоники и геоморфологии Н.А. проявлял принципиальность и высокую требовательность к сотрудникам. Иногда был резок и категоричен. Показательна ситуация, возникшая в 1980 г. на одном из лабораторных семинаров. Арлеан Алексеевич Кульчицкий выступал с научным отчетом о результатах исследований кайнозойских отложений Северного Прибайкалья. После обсуждения отчета он спросил, может ли рассчитывать на представление этих материалов в качестве кандидатской диссертации и получил от Н.А. ответ:

– Нет! Работа готовилась слишком долго, она могла быть защищена раньше.

Результаты работ А.А. Кульчицкого во многих отношениях остаются непревзойденными до сих пор, а научную степень он так и получил. Другой пример работы, не увенчавшейся получением какой-либо научной степени, но создавшей прочный фундамент для геологии и стратиграфии кайнозоя Байкальского региона, – весьма продуктивные исследования палинолога Валентины Михайловны Климановой (в том числе совместно с Н.А.).

При оформлении в заочную аспирантуру Н.А. оставил мне свободу выбора методов и направлений исследований. Конкретно определил только объект – кайнозойское Удоканское вулканическое поле, наиболее сложное по составу продуктов извержений и весьма труднодоступное. Оно находилось в зоне БАМ, где с середины 1970-х гг. были развернуты геологические работы института, направленные на ее освоение. Изучение характера развития вулканизма представляло особый интерес в связи с оценкой сейсмической опасности территории. В течение трех полных полевых сезонов продолжительностью до четырех месяцев с использованием только вертолетного транспорта мной были получены новые разнообразные материалы и в ходе прохождения аспирантуры подготовлена кандидатская диссертация, отпечатанная на пишущей машинке. Я принес ее научному руководителю, как мне казалось, полностью подготовленной к защите. Рукопись была благополучно помещена в стол. Через год пришлось напомнить о ней. Она затерялась, но, впрочем, уже и не требовалась. Новая версия работы на две трети состояла из голубеньких исправленных страниц.

– Твоя диссертация – это личное дело, касающееся только нас двоих. Есть еще и общественное – проведение геологической экскурсии. Прочитаю текст после нее, – сказал Н.А. и взвалил на меня всю рутину по подготовке и проведению экскурсии Конгресса INQUA (Москва, 1982) на Байкале и в Тункинской долине.

За экскурсией последовал лабораторный семинар. Чтобы показать результаты работ, я вывесил 45 плакатов, на которых была систематизирована новая информация по структурным условиям развития вулканизма хребта Удокан и показано латеральное изменение состава вулканических продуктов с выходом на закономерности развития вулканизма в других частях Байкальской рифтовой системы. Вопросы, ответы и... тишина.

– Николай Александрович, каково Ваше мнение? – обратился Логачев к Флоренсову.

Тот ответил коротко:

– Когда я был молодым, я выступал так же. Тема непростая, еще немало копий будет сломано, а работу надо выпускать.

Н.А. прошел вдоль плакатов и отсек половину графики, выделив ядро работы для защиты. Разумеется, совет был воспринят как руководство к действию. После сокращения текста у нас с Н.А. было еще несколько встреч и, в конце концов, удалось получить его благословение на представление диссертации к защите на Геологической секции Ученого совета института.

Н.А. был перегружен административными заботами как директор Института земной коры и председатель Иркутского научного центра, поэтому отвлекать его по пустякам было невозможно. После защиты, однако, возникла необходимость оформления части материалов диссертации в виде монографии «Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона)». Эта работа вылилась в эпизод наших более тесных контактов. Подготовленная рукопись была подвергнута жесткой редакторской правке Н.А. беспощадно удалял пустые фразы или отвлечения. Выводы о тех или иных геологических процессах требовал строго подтверждать фактами и, если их не находилось, текст безжалостно сокращался. Рассуждения по тому или иному поводу не допускались. Нельзя сказать, что обсуждение материалов было тихим и ровным, но в пылу возражений Н.А. всегда стремился тактично не навязывать своего мнения.

Работа над рукописью монографии стала для меня первой серьезной школой словесности. Пришло острое осознание недостатка моей грамотности. Установленные пропуски запятых и точек с запятыми каждый раз приводили меня в неловкость. В дальнейшем замеченные ошибки уже не повторялись. Мощное обучающее воздействие имел фактор ограниченности времени Н.А. Если какая-то часть текста была написана слабо и изобиловала правками, она оставалась в конечном итоге недоработанной. Времени на перепечатку и дополнительный просмотр не было. Просчеты выявлялись в дальнейшем уже при работе с техническим редактором. Если удавалось доработать текст на 100 %, дополнительные правки Н.А. придавали ему особое звучание и содержание.

Существует отчет в 3-х томах по геологической съемке Тункинской впадины и Еловского отрога, выполненной в 1952 г. под руководством Н.А. Флоренсова в масштабе 1:100000 (фото 3). Логачев только закончил геологический факультет ИГУ и был принят старшим лаборантом в Институт земной коры. Записи в его дневниках, перепечатанные во 2-м томе на пишущей машинке, написаны хорошим геологическим языком. В статьях, опубликованных Н.А. в 1950-х гг., нет неясных мест, все фразы отточены. Говорят, что на его рукописях были правки Н.А. Флоренсова. У меня хранится оттиск первой опубликованной работы Логачева, свидетельствующий об их взаимоотношениях как Учителя и Ученика, основанных на глубоком уважении (фото 4). Возможность прямого обучения работе над текстами у профессионала высокого класса, каким был Н.А. Флоренсов, – большая удача.

TEOROPO-PEOMOPSONOPUSCENIN OVEPK TYEMECKOW BRAJMEN (фактический материал Туркинского стряда за 1952 год) Н.А.Флоренсов А.П. Плещанова Н.А.Логачев P.M. Yeven b T. II VTBEPELAD: YTBEPMJAO: Управл пощий Восточно-Си-Зам.предсецателя Президлу OHDCRUM OPC 833 enouмлиала Kapaces) ADOTOR) MPKYTCK, 1953 r.

**Фото 3.** Титульная странца отчета (т. II) по геологической съемке Тункинской впадины. **Photo 3.** Title page of the report (Volume II) on the geological survey of the Tunka basin.



**Фото 4.** Оттиск первой опубликованной статьи Н.А. Логачева с надписью, адресованной Н.А. Флоренсову.

**Photo 4.** Preprint of the first published article of N.A. Logatchev with an inscription addressed to N.A. Florensov.

До середины 1990-х гг. у нас с Н.А. не было работ в соавторстве, если не считать путеводители международных экскурсий. Но одну статью он предложил мне подготовить для опубликования в сборнике материалов международного симпозиума по геодинамике внутриконтинентальных горных областей, прошедшего в Иркутске в 1987 г. В нем приняли участие В.Е. Хаин и Е.Е. Милановский (фото 5). Статья была подготовлена с обсуждением и правками Логачева, но в конечном итоге он отказался от соавторства, сопроводив отказ фразой: «В статье моего ничего нет. Все только твое».



Фото 5. Во время экскурсии в Тункинскую долину на мосту через р. Иркут после международного симпозиума по континентальному горообразованию в 1987 г. Слева направо: Е.Е. Милановский, Н.А. Логачев, В.Е. Хаин

**Photo 5.** Excursion to the Tunka valley on the bridge over the Irkut River after the International symposium on continental orogenesis in 1987. From left to right: E.E. Milanovsky, N.A. Logatchev, V.E. Hain

Дом начинают строить с фундамента, и если он действительно прочен, воздвигают этажи. Памятна и символична фотография Н.А. на фоне строившегося здания Института земной коры. Его знание кайнозоя Прибайкалья было в полной мере использовано в работе советской Восточно-Африканской экспедиции Академии наук, проводившейся в Восточной Африке под научным руководством В.В. Белоусова в 1967-1969 гг. С одним из участников африканской экспедиции Андреем Ивановичем Поляковым я провел полевой сезон 1978 г. на хребте Удокан. В долгих маршрутах, сокращающих расстояние, он рассказывал мне об экспедиции, критических ситуациях и людях. Н.А. великолепно играл на баяне, благодаря чему стал душой кампании (фото 6). Он бесконечно дискутировал с Е.Е. Милановским, поскольку как седиментолог обращал внимание в изучении рельефа рифтовых структур Африки, прежде всего, на следы эрозии и аккумуляции, а Евгений Евгеньевич считал, что весь рельеф рифтов можно свести к активности разломов. Пути Н.А. и Е.Е. не раз пересекались впоследствии, в том числе на Сибирской земле. Еще в молодые годы Н.А. сделал ряд важнейших заключений, ставших базовыми при изучении кайнозойского рифтогенеза на континентах. Хотя время заставило его преобразиться в администратора, первоначально приобретенный опыт позволил ему безошибочно ориентироваться в новых материалах.



**Фото 6.** Н.А. Логачев с баяном. **Photo 6.** N.A. Logatchev with a button accordion.

### Перестройка

Короткие встречи с Н.А. были для меня школой деловых контактов. Он никогда не спешил с принятием решений. После первоначального обсуждения какого-либо моего предложения могли пройти недели, месяцы, иногда годы, прежде чем решение принималось. Благодаря вдумчивому анализу перестроечной ситуации конца 1980-х и 1990-х гг. Н.А. как директору удалось сохранить основной научный потенциал Института земной коры, хотя ситуация была критической. Из института ушла молодежь, а заработная плата большинства научных сотрудников порой опускалась ниже некуда. Временами выплачивалась только четверть зарплаты. Выживали главным образом за счет дачных участков. Н.А. глубоко переживал происходивший развал страны и делал все от него зависящее, чтобы смягчить удар перестройки.

В 1991 г. страна была охвачена революционными событиями, а нас – научного редактора и автора – объединила работа над монографией «Магматизм Байкальской рифтовой системы». У меня сложилось впечатление, что в редакторской работе в это сложное время Н.А. нашел «отдушину» от лавины свалившихся проблем. К февралю 1992 г. работа над рукописью завершилась с неожиданным для меня финалом: «Теперь можешь защищать докторскую диссертацию».

Мне ничего не оставалось, как согласиться, потому что я понимал, что Н.А. уже принял решение, оценил подготовленную монографию как работу докторского уровня. Теперь она нуждалась в публичной защите. Текст был подготовлен в компьютерном варианте. Его дополнение введением, заключением и авторефератом заняло не более двух недель. Как директор Н.А. постоянно следил за ростом квалификационного уровня сотрудников ИЗК и в свое время подтолкнул к завершению докторских диссертаций В.Г. Беличенко, В.А. Голубева, Р.М. Семенова и многих других.

Из-за скупого бюджетного финансирования в 1990-х гг. оказалась парализованной аналитическая служба института. Если геологи пытались получить финансирование по грантам российских или международных фондов, то аналитики бедствовали, поскольку не могли этого делать. Им традиционно отводилась роль вспомогательного персонала. Разрушение аналитической базы привело к тому, что дополнительные средства грантодержателей стали перетекать из Института земной коры в соседний Институт геохимии и другие организации. В рамках международных проектов мне пришлось
выполнять аналитические работы в некоторых ведущих западных лабораториях и ощутить особенно остро негативные последствия отсутствия аналитической базы. Поэтому в 1994 г. я вышел на серьезный разговор с Н.А. и попытался убедить его в перспективности изотопно-геохронологических исследований, в необходимости организации в институте соответствующей лаборатории. В состав аналитического центра института входила изотопная группа под руководством Сергея Борисовича Брандта. Мы тесно общались и вели совместные работы. Идея выделения в новую лабораторию поддерживалась всеми его сотрудниками. Потребовалось, однако, два года обсуждений на различных уровнях, прежде чем в июле 1996 г. лаборатория изотопии и геохронологии, наконец, была создана и утверждена Ученым советом в структуре ИЗК СО РАН.

Согласившись с моим переходом в подразделение с аналитической направленностью, Н.А. поддержал предложение о покупке для коллективного пользования масс-спектрометра Finnigan MAT-262 за счет внезапно свалившегося кредита немецкого банка. При уточнении его стоимости выяснилось, однако, что запланированных на предварительном этапе средств Института земной коры и Института геохимии (350 тыс. немецких марок) не хватало даже для базовой конфигурации. Казалось, что покупка прибора невозможна. В поисках выхода Н.А. позвонил председателю Бурятского научного центра Ивану Власовичу Гордиенко с предложением объединить имеющиеся средства для покупки масс-спектрометра со средствами на оборудование Геологического института. Иван Власович сразу проявил заинтересованность. В результате последующих переговоров Н.А. Логачева и И.В. Гордиенко на уровне администраций научных центров удалось отстоять сумму 785 тыс. немецких марок (при полной стоимости прибора 1300 тыс. немецких марок). Затем в течение полугода Н.А. проводил переговоры с представителями фирмы. Благодаря большому заказу Российской академии наук фирма сделала скидку стоимости масс-спектрометра на 25 %. В результате был получен прибор с хорошей рабочей конфигурацией. Безусловно,

только заинтересованное участие Н.А. позволило в конечном итоге приобрести массспектрометр. В дальнейшем он постоянно интересовался ходом работ по оборудованию лабораторных помещений и помогал мне в решении многочисленных проблем, сопутствовавших установке прибора. Требовалась подготовка новых кадров, отлаживались и совершенствовались методики изотопного анализа.

Должен упомянуть, что лаборатория изотопии и геохронологии не имела какого-либо специального финансирования для приобретения материалов и реактивов, а отладка методик и поддержание работоспособности немецкого масс-спектрометра требовало существенных финансовых затрат. Система поставок материалов и реактивов российскими фирмами–посредниками еще не была налажена, поэтому они приобретались за наличные деньги за рубежом, поглощая львиную долю зарабатываемых средств. Перед нами стояла дилемма: либо прекратить работы, либо вкладывать все деньги в работу. В этих вкладах Н.А. принимал посильное участие.

Полноценное использование немецкого масс-спектрометра было невозможным без предварительного анализа концентраций микроэлементов. Во второй половине 1990-х гг. в Лимнологическом институте был установлен первый квадрупольный масс-спектрометр элементного анализа PQ2+. Благодаря хорошим личным взаимоотношениям Н.А. Логачева с директором Лимнологического института М.А. Грачевым было заключено соглашение об использовании прибора для измерений проб, подготовленных в Институте земной коры. В течение двух лет химиком-аналитиком лаборатории изотопии и геохронологии М.Е. Марковой была отработана методика химической пробоподготовки горных пород для анализа на приборе. Н.А. обеспечил административную поддержку развитию в лаборатории комплекса методов, позволивших проводить исследования геологических объектов на уровне зарубежных лабораторий.

С образованием новой лаборатории совпало опубликование моих первых совместных работ с Н.А. Логачевым. Прорыв произошел при подготовке докладов к XXX Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся в Пекине в 1996 г. Н.А. настаивал на необходимости моих занятий изучением осадочных пород с тем, чтобы увязать радиоизотопную геохронометрию кайнозойского вулканизма с биостратиграфией осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов. В течение многочисленных полевых сезонов были задокументированы геологические разрезы различных территорий с отбором проб осадочных отложений на палинологический и диатомовый анализы и вулканических пород для радиоизотопного датирования и палеомагнитных исследований. К обработке собранных материалов были привлечены специалисты разного профиля: С.Б. и И.С. Брандты (К-Аг датирование), В.А. Мишарина (палинология), Г.П. Черняева (диатомовый анализ), В.А. Кравчинский (палеомагнитный анализ) и другие. Позднее к нам присоединились В.М. Скобло, Н.А. Лямина и другие сотрудники, работавшие по кайнозою в ВостСибНИИГГиМСе. Важным объединяющим началом послужило участие в обсуждении и согласовании материалов H.A. стратиграфа с доскональным знанием кайнозоя Прибайкалья. Он говорил: «В свое время я сосредоточился на изучении отложений во впадинах. Твои работы дали возможность получить материалы с выходом в окружающие впадины горные районы и прийти к новым выводам о характере развития рельефа».

### Последние годы жизни

С освобождением от административной рутины сначала с поста председателя Иркутского научного центра СО РАН, а затем директора Института земной коры Н.А. Логачев перешел в должность советника РАН. Он был серьезно болен, но мы продолжали часто встречаться, работая по проектам различных фондов. Было подготовлено несколько статей по Прибайкалью и Восточной Африке. Нашими совместными усилиями была опубликована монография сотрудников ВостСиб-НИИГГиМСа В.М. Скобло и др. «Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья» (2001).

Н.А. продолжал интересоваться результатами продвижения новых разработок, которые велись в его научной школе. В октябре 2002 г. я позвонил ему с предложением обсудить очередную рукопись статьи для опубликования в Докладах РАН. Он неоднократно подчеркивал, что в этом журнале должны публиковаться только новые и важнейшие результаты. Работа содержала анализ развития кайнозойского магматизма Центральной и Восточной Азии в свете новой трехмерной сейсмотомографической модели верхней мантии и готовилась вместе с В.М. Кожевниковым. В ходе телефонного разговора стало ясно, что Н.А. понравился наш подход. Он сказал: «Я знаком с последними построениями Кожевникова. Это очень хорошая работа. Завтра подъеду часам к одиннадцати, и мы вместе посмотрим материалы».

Он приехал, но из-за слабости уже не смог подняться на второй этаж в свой кабинет. Мы устроились в приемной и около часа обсуждали подготовленную рукопись. К концу разговора у Н.А. начались боли, он закончил чтение через силу, резко встал и, не оборачиваясь, ушел.

В середине декабря Н.А. работал над статьей по рифту Рио-Гранде и попросил референта директора Т.А. Свиридюк принести ему заготовленные рисунки со стола своего кабинета. Она позвала меня на помощь, и мы вместе нашли необходимые бумаги. Через два дня Н.А. позвонил мне с просьбой прояснить некоторые детали. Его голос был бодрым, и казалось, что он целиком поглощен вновь открывшимися обстоятельствами, обнаруженными в американском рифте седиментологом Рэем Ингерсолом, который был известен нам как участник первого перестроечного российско-американского проекта по сравнительному изучению рифтов Байкала и Рио-Гранде в 1988 г.

# Наследие

Смысл развития геологии как одной из естественных наук заключается в испытании гипотез о природе предполагаемых геологических процессов временем. Научный консенсус по основным идеям знания возникает только после длительного наблюдения и тестирования. Простого авторитетного «доказательства» их правильности не может быть. Ученые разрабатывают модели в разных областях естественных наук, поведение которых они сравнивают с наблюдениями реального мира. Если соответствия нет, модель бесполезна и отбрасывается. Если же модель соответствует наблюдениям, то она воспринимается как рабочая гипотеза. Привлекая другую модель, соответствующую наблюдениям, мы обычно отказываемся от старой модели.

Представления о кайнозойском континентальном рифтогенезе благодаря Н.А. Флоренсову и Н.А. Логачеву получили существенный импульс развития. Н.А. Логачевым опубликовано более 200 работ по Байкальской и другим континентальным рифтовым зонам Земли. Как ученый он продолжил работы по впадинам Байкальской рифтовой зоны, инициированные Н.А. Флоренсовым. В дополнение к полной схеме впадин, опубликованной в монографии Н.А. Флоренсова (1960), Н.А. Логачев обозначил (по его утверждению) только Билинскую впадину в Восточном Саяне. Основной вывод Н.А. связан с обоснованием представления об осадочном и вулканогенно-осадочном наполнении впадин континентальных рифтов как прогрессирующей смене отложений тонкообломочных фаций, отражающих малую энергию рельефа, грубообломочными фациями, образующимися за счет размыва горных хребтов, которые растут в окружении впадин. Наши совместные с ним работы на плечах рифтовых впадин показали, что поднятие и эрозионное расчленение территории происходило импульсно и неоднократно с конца олигоцена, существенно усложняя разрезы разновозрастных толщ.

Долгое время между Н.А. Логачевым и мной была дистанция, обычно существующая между директором и научным сотрудником. Она слегка сокращалась в эпизоды редакторской работы Н.А. над моими текстами, а затем снова восстанавливалась. Петрологогеохимическая направленность статьи, которая потенциально могла стать нашей первой совместной работой в конце 1980-х гг., не отвечала личным литолого-стратиграфическим исследовательским устремлениям Н.А. по кайнозойской тематике, а быть соавтором работ по глубинной петрологии он не хотел. Новые данные по стратиграфии кайнозоя, прежде всего по осадочно-вулканогенным частям разреза, которыми мы занимались, по-настоящему связали нас в совместной работе. Мы подготовили многочисленные публикации по согласованию определений возраста осадочных отложений Прибайкалья на основе палеонтологических данных с радиоизотопными датировками базальтовых лав и на современном уровне знаний глубинного строения мантии по геофизическим данным и результатов аналитических исследований вулканических пород выявили сущность различий в глубинной динамике Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем.

Результатом моих совместных работ с Н.А. явился цикл статей по согласованию определений возраста осадочных отложений на основе палеонтологических данных с радиоизотопными датировками базальтовых лав. Цикл дополнялся монографией с участием и редактированием Н.А. Логачева «Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия)». Работы проводились с финансированием грантами РФФИ и грантом научной школы Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез», а монография была издана за счет гранта Федеральной целевой программы «Интеграция».

Н.А. неоднократно подвергал критике заблуждения по поводу образования Байкальской рифтовой системы только за счет Индо-Азиатской коллизии. В наших совместных работах были намечены первые вулканические аргументы, свидетельствующие о влиянии на рифтогенез в Байкальской системе межплитных процессов Восточной Азии (Logatchev et al., 1996; Рассказов и др., 1998), а в дальнейших работах это влияние нашло подтверждение аргументами, которые вывели нашу гипотезу в категорию новой геодинамической теории Азии.

Иногда приходится встречать в публикациях мимолетные дежурные ссылки на представления Н.А. о двустороннем разрастании Байкальской рифтовой зоны от ее исторического ядра – Южно-Байкальской впадины. Сам Н.А. говорил, что идея об относительной молодости северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны и ее разрастании на северо-восток принадлежит В.П. Солоненко. В свете наших новых результатов изучения пространственно-временной эволюции вулканизма и рельефа, эта идея должна восприниматься с поправкой на среднемиоценовое начало рифтогенных событий на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Говорить о ее разрастании к западу нельзя, поскольку начальные вулканические и тектонические события западной части Байкальской рифтовой системы относятся к позднему олигоцену – началу миоцена. Территория Южного Байкала, которая рассматривалась Н.А. как структурная седловина, существующая в настоящее время и, предположительно, получившее развитие с палеоцена, была в палеогене не опусканием, а наоборот, поднятием (Рассказов и др., 2021). Новые данные по вулканизму и седиментации заставляют принять пульсационную модель развития рифтовых структур (Рассказов, Чувашова, 2024).

# Продолжение

Стратиграфические разработки и работы по вулканизму продолжались после ухода Н.А. из жизни. В 2007 г. была опубликована монография «Стратиграфия кайнозоя Западного Забайкалья», подготовленная совместно сотрудниками ИЗК и ВостСибНИИГГиМСа. Мы неоднократно обращались к анализу осадочных отложений Тункинской и Баргузинской долин, впадин оз. Байкал. Пять монографий и одно учебное пособие опубликованы в 2010-2014 гг. Работы вулканической и стратиграфической направленности, получившие заряд от Н.А., продолжаются и ныне. Этапное обобщение материалов школы «Кайнозойский континентальный рифтогенез» - монография «Вулканизм и транстенсии на северо-востоке Байкальской рифтовой системы» (2018 г.).

В продолжение исследований научной школы Н.А. Логачева по тематике, соответствующей ее названию, 7–11 июня в 2010 г. Институтом земной коры СО РАН совместно с Иркутским госуниверситетом был организован Всероссийский научный симпозиум с международным участием и молодежная школа, посвященные памяти академика РАН Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня его рождения. На симпозиуме фактически были подведены итоги развития тематики «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (Рассказов и др., 2010). В ходе симпозиума И.В. Гордиенко предложил проводить чтения памяти Н.А. Логачева каждые 3 года.

Следующий симпозиум с молодежной научной школой «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», состоявшийся в 2013 г. (20–23 августа), был посвящен памяти двух академиков рифтогенеза Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского (Рассказов и др., 2013). В рифтовой тематике они, фактически, дополняли друг друга, часто пересекаясь в совместных проектах. Работы Н.А. концентрировались в основном на кайнозойском этапе развития континентального рифтогенеза, у Е.Е. этот этап входил в качестве составной части в развитие представлений о роли рифтогенеза в ходе всей эволюции Земли.

В 2016 г. формат чтений по тематике рифтогенеза был несколько изменен. 3 февраля была организована работа симпозиума памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского в рамках пленарного заседания секции «Рифты, орогены и глобальная тектоника» на 48-м Тектоническом совещании (Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики, Геологический институт РАН, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова). Материалы секции составили спецвыпуск журнала «Геодинамика и тектонофизика» 2017 г. № 1 (Рассказов, 2017).

IV симпозиум с участием иностранных ученых «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» состоялся в Иркутске 14-15 октября 2019 г. в связи с 90-летием со дня рождения Н.А. Логачева. Симпозиум был организован Институтом земной коры СО РАН совместно с Иркутским государственным университетом. Обсуждался широкий круг вопросов: эволюция процессов, сопутствующих континентальному рифтогенезу в истории Земли, структурные, геофизические и магматические критерии рифтогенеза, стратиграфия, литология и геохронология осадочных и вулканогенно-осадочных толщ континентальных рифтов, месторождения углеводородов и других полезных ископаемых в рифтовых структурах, мониторинг современных процессов в областях континентального рифтогенеза, прогноз геологических катастроф, мантия и кора рифтовых зон, геодинамические модели (Рифтогенез..., 2019).

V Всероссийская конференция с участием иностранных ученых «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», посвященная памяти Н.А. Логачева в связи с 95летием со дня его рождения была вновь организована Институтом земной коры СО РАН совместно с Иркутским государственным университетом с 16 по 18 апреля 2024 года (Континентальный рифтогенез..., 2024). В рамках пленарной сессии на конференции были заслушаны доклады, посвященные анализу материалов, составивших вклад Н.А. в изучение Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем (Тверитинова, Гущин, 2024), показан документальный фильм о геологической экспедиции в Восточную Африку с его участием<sup>4</sup>. Обсуждались новые материалы, полученные по рифтовой тематике. В апреле в связи с 95-летием Н.А. Логачева была проведена также студенческая конференция геологического факультета ИГУ (Андреева, 2024). Н.А. Логачев закончил этот факультет в 1952 г. и преподавал в нем, исполняя обязанности заведующего кафедрой динамической геологии.



**Фото 7.** Участники научных чтений Н.А. Логачева 16 апреля 2024 г. **Photo 7.** Participants of scientific readings by N.A. Logatchev on April 16, 2024.

# Заключение

Научная школа «Кайнозойский континентальный рифтогенез» получила мощное развитие во второй половине XX столетия благодаря связующему началу в ней сначала Н.А. Флоренсова, а затем – Н.А. Логачева. Гипотеза о кайнозойском континентальном рифтогенезе прочно вошла в современную геологию как одна из основных постоянно развивающихся гипотез. Последовательную всестороннюю аргументацию основные геологические гипотезы получили в рамках научной школы, в которой постоянно вскрывались и обсуждались внутренние противоречия научного направления, осуществлялся постоянный поиск новых путей решения задач без слепого повторения старых ошибок. После ухода Н.А. рифтовая тематика продолжает развиваться по отдельным

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Информация представлена Т.А. Ясныгиной – бессменным ученым секретарем чтений Н.А. Логачева.

направлениям, среди которых по-прежнему актуально направление по изучению осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов рифтовых структур.

#### Благодарности

В очерке частично использованы фотографии из книги (Николай Алексеевич Логачев, 2007).

#### Литература

Андреева Ю.С. Научная конференция студентов и молодых ученых по Наукам о Земле геологического факультета ИГУ, 2024 г. // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 213– 217. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.213

Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н. А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. г. Иркутск, 16–19 апреля 2024 г. / Ин-т земной коры СО РАН; Иркут. гос. ун-т; [под ред. С.В. Рассказова, С.П. Приминой]. Иркутск : Издательство ИГУ, 2024. 217 с. DOI: 10.26516/978-5-9624-2262-6.2024.1-217

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Иркутские научные школы геологии, геоморфологии, палеогеографии и геодинамики кайнозоя. Санкт-Петербург : НИКА, 2011. 144 с.

Николай Алексеевич Логачев. Наука Сибири в лицах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 251 c. Nikolai Alekseevich Logatchev. Science of Siberia in Persons. Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2007. 251 p.

Рассказов С.В. Рифты, орогены, кратоны и глобальная тектоника: введение в проблему // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 1–9. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0230.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Первоначальное обоснование и последующее восприятие гипотез о строении и развитии Байкальской системы впадин // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Импульсная скользящая транстенсия литосферы от Витимо-Удоканской горячей угловой зоны Японско-Байкальского геодинамического коридора к впадинам оз. Байкал // // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 105–121. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.105

Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль-хамуд А., Хассан А., Алокла Р. Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 7–15. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.7

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразиатской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.

Рассказов С.В., Примина С.П., Чувашова И.С. История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139

Рассказов С.В., Примина С.П., Ясныгина Т.А., Тверитинова Т.Ю. Симпозиум памяти «академиков рифтогенеза» Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», г. Иркутск, Россия, 20–23 августа 2013 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2013. V. 4, N 3. Р. 363–369. doi: 10.5800/GT2013-4-3-0106.

Рассказов С.В., Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Кожевников В.М., Саньков В.А. Академик Н.А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. Т. 1, № 3. С. 209–224.

Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева / Под редакцией С.В. Рассказова, С.П. Приминой. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2019. 269 с.

Тверитинова Т.Ю., Гущин А.И. По следам Восточно-Африканской рифтовой экспедиции (заметки и рисунки глазами очевидцев) DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.149 // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2024. Т. 4, № 1. С. 149–181.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Москва–Ленинград : Издво Академии наук СССР, 1960. 258 с.

Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V. Late Cenozoic tectonic and volcanic episodisity in the Baikal rift system: Comparisons with southern and eastern margins of the Eurasian plate // 30th International Geological Congress Abstracts. V. 1. Beijing, China, 1996. P. 245.

#### References

Andreeva Yu.S. Scientific conference of students and young scientists on Earth Sciences of the Geological Faculty of Irkutsk State University, 2024 // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 213–217. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.213

Continental rifting, accompanied processes: Proceedings of the 5th All-Russian Conference with participation of foreign scientists, dedicated to the memory of Academician Nikolay Logatchev on the occasion of the 95th anniversary of his birth, Irkutsk, 2024, April 16–19/ Institute of the Earth's Crust SB RAS; Irkutsk state university; (edited by S.V. Rasskazov, S.P. Primina). Irkutsk: Irkutsk State University Publishing House, 2024. 217 p. DOI: 10.26516/978-5-9624-2262-6.2024.1-217

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Moscow–Leningrad : Publisher of Akademii nauk USSR, 1960. 258 p.

Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V. Late Cenozoic tectonic and volcanic episodisity in the Baikal rift system: Comparisons with southern and eastern margins of the Eurasian plate // 30th International Geological Congress Abstracts. V. 1. Beijing, China, 1996. P. 245.

Lopatin D.V., Tomilov B.V. Irkutsk scientific schools of geology, geomorphology, paleogeography and geodynamics of the Cenozoic. Saint-Petersburg : NIKA, 2011. 144 p.

Rasskazov S.V. Rifts, orogens, cratons and global tectonics: introduction to the problem // Geodynamics and tectonophysics. 2017. Vol. 8. No. 1. P. 1–9. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0230.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., 2018. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 384 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Initial substantiation and subsequent perception of hypotheses about the structure and development of the Baikal depression system // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Pulsary sliding transtension of the lithosphere from the Vitim-Udokan hot angular zone of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor to basins of Lake Baikal // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 105–121. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.105

Rasskazov S.V., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Chuvashova I.S., Al-hamud A., Hassan A., Alokla R. Recent reactivation of the Siberian craton suture zone beneath the Southern Baikal: from Cretaceous-Paleogene orogen to NeogeneQuaternary rift // Geology and Environment. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 7–15. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.7

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Ivanov A.V. Correlation of late Cenozoic tectonic and magmatic events of the Baikal rift system with events in the southeast of the Eurasian plate // Geotectonics. 1998. No. 4. P. 25–40.

Rasskazov S.V., Primina S.P., Chuvashova I.S. History and Methodology of Geological Sciences at Irkutsk State University: Development of Hypotheses on Cenozoic Rifting, Volcanism, and Earthquakes in the Baikal-Mongolian Region // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139

Rasskazov S.V., Primina S.P., Yasnygina T.A., Tveritinova T.Yu. 2013. "Continental rifting, accompanying processes" Symposium dedicated to the memory of N.A. Logatchev and E.E. Milanovsky, 'Academicians of Rifting', 20–23 August 2013, Irkutsk, Russia. Geodynamics & Tectonophysics 4 (3), 363–369. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0106.

Rasskazov S.V., Sherman S.I., Levi K.G., Ruzhich V.V., Kozhevnikov V.M., Sankov V.A. Academician N.A. Logatchev and his scientific school: contribution to the study of Cenozoic continental rifting // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. Vol. 1, No. 3. P. 209–224.

Rifting, orogenesis, and accompanied processes: Proceedings of the IVth All-Russian symposium with participation of foreign scientists, dedicated to the 90th anniversary of Academician Nikolay Logatchev / Edited by S.V. Rasskazov, S.P. Primina. Irkutsk : Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2019. 269 p.

Tveritinova T.Y., Gushchin A.I. In the footsteps of the East African Rift Expedition (notes and drawings through the eyes of eyewitnesses) // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2024. V. 4, No. 1. P. 149–181. DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.149

#### Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, тел.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru. Rasskazov Sergei Vasilyevich, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025, *c. Irkutsk, st. Lenina, 3*, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru.

### Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых и зрелых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, учебные пособия, сборники научных трудов. Важное место отводится тематическим обзорам и событиям научно-учебной деятельности вузов по профилю издания. Важной задачей журнала является опубликование научных статей (в авторстве или соавторстве) студентов, аспирантов и молодых научных сотрудников.

Ответственность за достоверность изложения фактов в публикуемых материалах, плагиат (вольный или невольный) несут авторы. Все заимствованные в рукописи элементы (графика, текст, первичные данные) должны обязательно сопровождаться соответствующими корректными ссылками или разрешением правообладателя.

Мнение редколлегии может не совпадать с мнением авторов. Журнал является рецензируемым. Опубликование рукописей бесплатное. Гонорар авторам не выплачивается.

Рукописи статей присылаются на электронные адреса редакции или ответственного секретаря: kaf-dinamgeol@mail.ru или igpug@mail.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приемка работ в рукописном или бумажном виде, требующем технического оформления, возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Максимальный объем научной статьи — 1.5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК, далее на русском и английском языках приводятся: название статьи; инициалы и фамилия авторов, название учреждения; аннотация и ключевые слова. Аннотация должна содержать не более 15 строк, количество ключевых слов — не более 8.

Шрифт основного текста — Times New Roman, размер 14, межстрочный интервал 1, поля по 2.5 см, отступ 0.5 см. Представлять работы необходимо в формате текстового редактора Word или RTF. Более подробная информация об авторах дается в конце статьи (см. примеры в последнем выпуске).

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании; все местные географические названия должны быть проверены. Применяется международная система единиц измерения СИ. В расчетных работах необходимо указывать авторов используемых программ.

Не допускается использовать при наборе:

- более одного пробела;
- формирование красной строки с помощью пробелов;
- автонумерацию (нумерованные и маркированные списки) в главах и абзацах;
- принудительные переносы.

Вставленные в работу рисунки, необходимо дублировать отдельными файлами рисунков размером не менее 10x15 см и разрешением не менее 300 dpi, в следующих графических форматах: .jpg, .cpt и .cdr. Количество рисунков в статье не должно превышать 10. Рисунки должны иметь все необходимые обозначения и подписи.

Ссылки на рисунки приводятся в круглых скобках в формате: (рис. 1) или (рис. 1, 2) или (рис. 1–4).

Если рисунок единственный в статье, то он не нумеруется, а слово «рис.» в подписи к нему не пишется. Ссылка на него — рисунок.

При представлении материалов по конкретным объектам, статья должна содержать обзорную карту или схему, на которой показан район исследований. На картах необходимо

указывать географические координаты, а на рисунках — ориентировку и линейный масштаб. Обозначения сторон света, широт и долгот должны быть указаны на русском языке.

Вставленные в работу таблицы книжного формата, должны иметь ширину не более 16 см, альбомного — 20 см; табличный шрифт Times New Roman, размер 11, межстрочный интервал 1, иметь сквозную порядковую нумерацию в пределах статьи, ссылки на таблицы приводятся в круглых скобках в формате: (табл. 1) или (табл. 1, 2) или (табл. 1–4). Если таблица единственная в статье, то она не нумеруется, а слово «Таблица» в названии не пишется. Ссылка на нее — таблица.

Перед тем, как вставить в статью диаграммы Exel и Word, их необходимо преобразовывать в рисунки формата .jpg. Формулы и уравнения, на которые в статье делаются ссылки, следует печатать с красной строки. В формулах между знаками ставятся пробелы.

Длинные формулы необходимо разбить на несколько строк (с учетом печати текста в две колонки). Перенос в формулах допускается делать в первую очередь на знаках соотношений, во вторую очередь — на многоточии, на знаках сложения и вычитания, в последнюю — на знаке умножения в виде косого креста. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разрывается формула при переносе, должен быть повторен в начале следующей строки.

Формулы и уравнения нумеруются в порядке следования по тексту статьи с правой стороны. Ссылки в тексте на формулу или уравнение обозначаются числом в круглых скобках: (1), (2), (3).

В журнале принято использование разделительного знака точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

Статью желательно разбивать на разделы, отражающие ее содержание. Допускаются следующие стандартные рубрики статьи: «Введение», «Исходные данные», «Методы исследования», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы», «Заключение»; можно ввести раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца. Если работа выполнена при поддержке какого-либо гранта или технической поддержке преподавателя или аналитика, то эта информация приводится в конце статьи с рубрикой «Благодарности».

В конце рукописи необходим список использованной и цитируемой литературы, оформленный в соответствии с правилами библиографического описания литературных источников под заголовком «Литература» в алфавитном порядке: сначала русские работы, затем иностранные. Русские источники переводятся на английский язык и помещаеются в конце списка под названием «Перевод на английский язык».

При ссылках на литературу в тексте работы приводятся фамилия автора с инициалами (двух авторов или первого автора в сочетании с «и др.», если количество авторов три и более) и год публикации в круглых скобках, например: «как сообщает А.И. Петров (2016)». Если автор публикации в тексте не указывается, то ссылка должна иметь следующий вид: «по данным (Петров, 2016) это...». Ссылки на публикации одного и того же автора, относящиеся к одному году, обозначаются буквенными индексами: (Петров, 2016а, 2016б, 2016в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в годично-алфавитном порядке: (Белов и др., 2017; Сидоров, 2016; Hatton, 2014; Peyerl et al., 2018) (см. примеры в статьях последнего номера журнала).

В списке литературы работы не нумеруются, инициалы имен и отчеств пробелом не отделяются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац.

Пример:

Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар : Геопринт, 2016. С. 331–350. *Марков А.В.*, Куликов А.М. Происхождение эукариот как результат интеграционных процессов в микробном сообществе // Доклад в Институте биологии развития 29 января, 2019. Режим доступа: http://evolbiol.ru/dok\_ibr2009.htm. (дата обращения: 23.10.2023). Допускаются ссылки на открытые отчеты геологических фондов.

Требуется акт экспертизы и официальное направление от организации на опубликование статьи в журнале Геология и окружающая среда на бланке организации (в электронном виде в форматате JPEG). Ссылки на неопубликованные материалы других авторов и организаций не допускаются.

На отдельной странице в редакцию присылается авторская справка, содержащая фамилию, имя, отчество, ученую степень, звание, должность, место работы, почтовый адрес, телефон, факс и адрес электронной почты каждого автора. Необходимо указать фамилию автора, ответственного за прохождение статьи в редакции. Желательно указать трех специалистов, работающих по тематике статьи, как возможных рецензентов. Решение по вопросам рецензирования рукописей принимаются редколлегией.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, редколлегией журнала не рассматриваются.

Почтовый адрес редакции: 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета.

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru.

Редколлегия журнала