





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. – доктор геол.-минерал. наук, академик Монгольской академии наук, 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» 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 Сроки выхода номеров: № 1 – 31 марта, № 2 – 30 июня, № 3 – 30 сентября,
Тел.: (3952)243278	№ 4 – 31 декабря
Email: kaf-dinamgeol@mail.ru	Учредитель-издатель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет» Гл. редактор: С.П. Примина Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере
Сайт: http://geoenvir.ru	связи, информационных технологий и массовых коммуникаций Регистрационный номер: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021 ISSN: 2541-9641 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

Зачаточные мерзлотно-каменные горные потоки в термальной зоне.

Рисунок из ст. Коваленко С.Н., Китов А.Д., Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2023 году

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала5
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ7
А.Г. Комарова, Т.А. Чикишева, В.И. Карпушкина Морфоструктурные особенности минеральных индивидов в рудах золотосульфидного типа. Забайкальский край
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ16
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии
<u>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина</u> 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
<u>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова</u> Импульсная скользящая транстенсия литосферы от Витимо-Удоканской горячей угловой зоны Японско-Байкальского геодинамического коридора к впадинам оз. Байкал
ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА
<u>Р.Д. Симоненко</u> Опыт внедрения модульной кустовой насосной станции в систему поддержания пластового давления на Верхнечонском НГКМ
НЕОТЕКТОНИКА, ГЕОМОРФОЛОГИЯ128
<u>С.Н. Коваленко</u> Некоторые вопросы динамики наледных и осыпных склоновых процессов в высокогорном районе горного массива Мунку-Сардык
ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ151
<u>С.В. Рассказов, А.М. Ильясова, Е.П. Чебыкин</u> Временные изменения ²³⁴ U/ ²³⁸ U, ²³⁴ U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: Условия проявления эффекта Чердынцева-Чалова
ЭКСПЕДИЦИИ
<u>С.В. Рассказов, С.В. Снопков, А.П. Папаев, Д.И. Парфенов, Д.А. Петров, Б. Хайдаков</u> По следам П.А. Кропоткина: Изучение юных базальтовых лав в районе Сайлагского водопада, Восточный Саян
2023 году
КОНФЕРЕНЦИИ
<u>Ю.С. Андреева</u> Научная конференция студентов и молодых ученых по Наукам о Земле геологического факультета ИГУ 2024 г
Правила для авторов

© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет» © Геология и окружающая среда, 2024, Т. 4, № 2

CONTENTS

From the editorial board of the journal5
MINERALOGY, PETROLOGY7
Morphostructural features of mineral individuations in gold-sulphide type ores. Zabaikalskiy region
REGIONAL GEOLOGY16
Root structure of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of Late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle
Evolution of Cenozoic Volcanism and its Sources in the Dariganga-Chifeng (Dachi) Zone: Involvement in Tectonic Reactivation of the Keel at the North China Craton and Deep Mantle beneath Adjacent Geological Unites
Pulsary Sliding Transtension of the Lithosphere from the Vitim-Udokan Hot Angular Zone of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor to Basins of Lake Baikal
OIL AND GAS GEOLOGY122
Experience in implementing modular cluster pumping station into the reservoir pressure maintenance system at the Verkhnechonskoye oil and gas condensate field 122
NEOTECTONICS, GEOMORPHOLOGY128
Some issues of dynamics of aufeis and scree slope processes in the high-mountain area of the Munku-Sardyk mountain massif
HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY151
Temporal Changes of ²³⁴ U/ ²³⁸ U, ²³⁴ U, and Element Concentrations in Mineral Water from Carbonates in the Olkha Well, Southern Siberian Platform: Conditions for Displaying Cherdyntsev-Chalov effect
EXPEDITIONS
In the Footsteps of P.A. Kropotkin: Study of young basaltic lavas in the Sailag Waterfall Area of Eastern Sayans
Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk region in 2023
CONFERENCES
Scientific Conference of Students and Young Scientists on Earth Sciences of the IGU Faculty of Geology 2024

© Irkutsk State University © Geology and Environment, 2024, Vol. 4, No. 2

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

Минералогия, петрология

УДК 553.086 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.7

Морфоструктурные особенности минеральных индивидов в рудах золотосульфидного типа. Забайкальский край

А.Г. Комарова^{1,3}, Т.А. Чикишева^{1,2,3}, В.И. Карпушкина^{1,2}

¹ООО НПК «Спирит», г. Иркутск, Россия ²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия ³Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье содержатся результаты исследования морфоструктурных особенностей руды золотосульфидного типа – формы выделений рудных минералов, их распределение в пространстве и взаимоотношения между собой и с породообразующими минералами, которые напрямую отражают её технологические свойства. Также отражены результаты исследования дроблёной руды. Полученные данные позволяют обосновать выбор методов и разработать схемы технологической переработки руды.

Ключевые слова: самородное золото, золотосульфидные руды, текстурно-структурные характеристики руд.

Morphostructural features of mineral individuations in gold-sulphide type ores. Zabaikalskiy region

A.G. Komarova^{1,3}, T.A. Chikisheva^{1,2,3}, V.I. Karpushkina^{1,2}

¹LLC SPC "Spirit", Irkutsk, Russia ²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia ³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The article deals with the results of a study of morphostructural features of gold sulfide type ore: the forms of ore mineral deposits, their spatial distribution and relationship. The results of crushed ore research are also presented. The data obtained make it possible to choose methods for technological ore processing.

Keywords: native gold, gold sulfide type ore, textural and structural characteristics of ores.

Введение

В минерально-сырьевой базе Забайкальского края одним из ведущих полезных ископаемых является золото, которое, в соответствии со стратегией развития минеральносырьевой базы до 2035 года, относится к полезным ископаемым второй группы, для которых достигнутые уровни добычи недостаточно обеспечены запасами разрабатываемых месторождений. Преобладающие значение в сырьевой базе золота России и соответственно Забайкальского края занимают собственно золоторудные месторождения (в том числе месторождения золото-сульфидных руд) – более половины всех запасов золота, сосредоточенных на территории Забайкальского края заключены именно в них. На примере руд одного из таких месторождений изучены формы выделений рудных минералов, их распределение в пространстве и взаимоотношения с породообразующими минералами. Исследования проводились с целью выявления минералого-технологических особенностей золотосульфидной руды, которые позволят произвести и убедительно обосновать выбор методов и технологических схем переработки исследуемой руды (Коннова, 2019), а также оценить качество получаемых в результате процессов обогащения промышленных продуктов.

Материалы и методы

Объектом исследований послужила усредненная технологическая проба руды, относящаяся к золотосульфидному малосульфидному типу руд.

Минералого-технологическое изучение руды проведено в минералогическом отделе ООО НПК «Спирит». Работа осуществлялась в соответствии с методическими руководствами Научного совета по методам минералогических исследований (Методические указания НСОММИ № 31, 1990; Методические рекомендации НСОММИ № 162, 2012; Методические рекомендации НСОММИ № 194, 2018) с применением бинокулярного стереомикроскопа Микромед MC-2-ZOOM 2CR, сканирующего электронного микроскопа MIRA3 LMH TESCAN в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и поляризационного микроскопа Olympus BX53-F в научно-учебной лаборатории

экспериментальной геологии геологического факультета ИГУ. Рентгенографический анализ выполнялся в центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на дифрактометре ДРОН-3.0. Сокращённые названия минералов на фото даны в соответствии с работой Laurence N. Warr IMA–CNMNC approved mineral symbols (Warr LN., 2021).

Результаты и обсуждения

Результаты исследования прозрачных шлифов

Петрографические исследования вмещающих пород показали, что они представлены метаандезитами и метапесчаниками. Исследуемые породы имеют различную степень метасоматической и тектонической проработки, породы брекчированы и катаклазированы. Развиты процессы соссюритизации, хлоритизации и карбонатизации.

Метапесчаники имеют преимущественно кварцевый состав: содержание обломков кварца составляет около 80 %, также присутствуют обломки полевых шпатов (20 %). Основная масса зёрен полевых шпатов изменена – по ним отмечается развитие глинистых фаз и серицита. Структура основной ткани метапесчаника среднезернистая. Отмечается мелкая идиоморфнозернистая вкрапленность пирита и кварца (рис. 1).



Рис. 1. Микрофотографии фрагмента метапесчаника. Прозрачный шлиф: А – анализатор выключен, Б – анализатор включен; Qz – кварц, Ms – мусковит, Cal – кальцит, Ру – пирит.

Fig. 1. Microphotographs of a fragment of metasandstone. Thin section, polarization: A - PPL, B - XPL; Qz - quartz, Ms - muscovite, Cal - calcite, Py - pyrite.

Метаандезиты имеют неполнокристаллическую порфировую структуру, местами реликтовую порфировую. Вкрапленники, представлены как частично измененными андезином (рис. 2) и амфиболами, так и псевдоморфозами глинистых минералов и серицита по плагиоклазам и хлорита по амфиболам. На долю вкрапленников приходится 40 %. Основная ткань породы сильно изменена и состоит из частично сохранившихся микролитов кварца и полевых шпатов, в основном же визуализируются агрегаты хлорита и серицита.



Рис. 2. Микрофотография фрагмента метаандезита. Прозрачный шлиф: анализатор включен; Pl – плагиоклаз.

Fig. 2. Microphotograph of a fragment of metaandesite. Thin section, XPL.

Исследуемые породы катаклазированы, все трещины выполнены гидротермальными минералами, формируя многочисленные прожилки, которые имеют различный состав: кварц-карбонатный, кварц-пиритовый, пирит-кварц-карбонатный, кварц-карбонатэпидотовый, кварцевый, карбонатный и хлоритовый составы.

Результаты исследования полированных шлифов

Исследуемая руда имеет аллотриоморфнозернистую, участками гипидиоморфнозернистую структуру, текстура – вкрапленная, прожилково-вкрапленная и гнездово-вкрапленная. Рудные минералы в исследуемой пробе представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, гематитом и самородным золотом. Рудные минералы рассеяны во вмещающих породах – образуют вкрапленность, а также входят в состав прожилков различного состава в виде вкрапленных и гнёздовых выделений.

Пирит в исследуемых образах визуализируется в виде неравномерной вкраплённости, прожилков и гнездовидных скоплений, который имеет идиоморфную (кубическую) и неправильные формы (рис. 3). Размер выделений пирита колеблется от 0.05 до 1 мм, с преобладанием в интервале от 0.1–0.3 мм. Мощность видимых скоплений достигает 20 мм. Редко в ассоциации с пиритом наблюдается арсенопирит.



Рис. 3. Микрофотографии скоплений зёрен пирита (Ру). Отражённый свет, анализатор выключен.

Fig. 3. Microphotographs of pyrite (Py) grain clusters. Reflected light, PPL.

Халькопирит находится в тесной ассоциации с пиритом, сфалеритом и галенитом (рис. 4). Образует агрегаты, скопления неправильной формы и прожилки. Также халькопирит наблюдается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите размером от 0.002 до 0.06 мм. Отдельные зёрна халькопирита достигают 0.2 мм, а мощность прожилков — 0.1 мм. Иногда вокруг зёрен халькопирита наблюдаются тонкие халькозиновые каймы.



Рис. 4. Фотография СЭМ пришлифовки зерна ксеноклисталла оливина в пористой части периферии вулканической бомбы из пирокластического материала вулканического конуса Сяогушан.

Fig. 4. SEM photograph of grinding olivine xenocrystic grain in the porous part of the periphery of a volcanic bomb from pyroclastic material in the Xiaogushan volcanic cone.

Сфалерит и галенит (рис. 5) находятся в тесном срастании друг с другом и другими рудными минералами, образуют ксеноморфные выделения, размер которых колеблется от 0.1 до 0.5 мм.



Рис. 5. Микрофотографии выделений рудных минералов. Отражённый свет, анализатор выключен. Сфалерит (Sp) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (Сср) и в срастании с галенитом (Gn).

Fig. 5. Microphotographs of ore mineral assemblages. Reflected light, PPL. Sphalerite (Sp) with emulsion phenocrysts of chalcopyrite (Ccp) and in association with galena (Gn).



Рис. 6. Микрофотографии выделений рудных минералов. Отражённый свет, анализатор выключен. Включения самородного золота (Au) в халькопирите (Ccp) на контакте с пиритом (Py).

Fig. 6. Fig. 6. Microphotographs of ore mineral assemblages. Reflected light, PPL. Native gold (Au) inclusions in chalcopyrite (Ccp) in contact with pyrite (Py).

Магнетит обнаружен в виде зёрен неправильной формы. Отмечаются структуры замещения магнетита гематитом. Размер зёрен магнетита достигает 1 мм. Гематит также обнаружен в виде пластинчатых агрегатов в срастании с магнетитом. Выделения гематита достигают 2 мм.

Главным рудным минералом в исследуемой пробе выступает самородное золото – оно визуализируется в виде микровключений в халькопирите на контакте с пиритом. Вкрапления имеют размер от 5 до 20 микрометров (рис. 6).

Измерения элементного состава зёрен золота с помощью методов рентгеноспектрального микроанализа показали в нём наличие примеси серебра – от 11.45 до 16.30 %.

Также при помощи рентгеноспектрального микроанализа в аншлифах, изготовленных из материала пробы установлены минералы висмута – висмутин и галеновисмутит (рис. 7).



Рис. 7. Висмутин (Bin) и галеновисмутит (Gbin) в ассоциации с сульфидами: халькопиритом (Сср) и пиритом (Ру). Изображение в обратно рассеянных электронах.

Fig. 7. Bismuthite (Bin) and galenabismuthite (Gbin) in association with sulphides: chalcopyrite (Ccp) and pyrite (Py). Image in backscattered electrons.

Проведенные микроскопические исследования позволяют отнести исследуемые руды по минеральному составу к золото-сульфидной формации.

Оптико-минералогический анализ дроблёной руды

Минералогический анализ дроблёной руды (табл.) показал, что основная масса пробы (90.62 %) сложена кварцем, калиевыми полевыми шпатами, карбонатами, каолинитом, слюдами и обломками пород, которые представлены агрегатами кварца, карбонатов, слюд и хлоритов. Рудные минералы в основном представлены пиритом (9.28 %), в меньшем количестве обнаруженны сфалерит (0.03 %) и халькопирит (0.03 %). В подчинённом количестве (ед. зн.) обнаружены галенит, галеновисмутит, висмутин, магнетит и арсенопирит. Ценный компонент - самородное золото обнаружено также в единичных зёрнах. По данным рационального (фазового) анализа руды содержание золота в пробе составляет 1.9±0.28 г/т. Пробность золота определена пробирным анализом и составляет 873 единицы, что позволяет отнести его к типу золота средней пробности (800-899 ед.).

Таблица

Table

ание, % мас.

Минеральный состав пробы

т идроксиды железа	0.03
Обломки пород	69.42
Итого:	99.99

*единичные зёрна

Исследования характеристик свободного золота, извлечённого из рудного концентрата, показали, что они имеют неправильную форму, на поверхности наблюдаются следы механической деформации и пленки гидроксидов железа (рис. 8). Цвет тёмный, золотисто-жёлтый. Края извилистые, заливообразные, у мелких зёрен более ровные. Блеск типичный металлический. По классификации Петровской Н.В. золото относится к типу очень мелкого (0.05–0.1 мм) и мелкого (0.1–0.9 мм) золота.



Рис. 8. Микрофотография монофракции самородного золота. **Fig. 8.** Microphotograph of native gold grains.

Заключение

Данные, полученные при проведении оптико-минералогических исследований, позволили оценить минералого-технологические характеристики руд медистых песчаников. Исследованная проба руды относится к золотосульфидному малосульфидному типу руд, по содержанию золота – бедная (Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (Золото рудное, 2007).

Основными рудными минералами пробы являются сульфиды (пирит, халькопирит, галенит и сфалерит) и самородное золото, которые формируют рудную минерализацию. Рудная минерализация развита как во вмещающих породах (метапесчаниках и метаандезитах), так и в прожилках различного состава. Руды имеют поликомпонентный минеральный и сложный морфоструктурный составы, что в свою очередь позволяет отнести их труднообогатимому сырью с точки зрения технологической минералогии. При проведении операций дробления и измельчении будут образовываться различные по качеству сростки рудных минералов с породообразующими, а достичь селективного раскрытия только рудных минералов можно при

проведении операций тонкого измельчения (Смольяков, 2007).

Самородное золото является компонентом, определяющим промышленную ценность руды. Оно тесно ассоциирует с халькопиритом и иритом. В зёрнах золота присутствует значительная примесь серебра (12–16 %), что понижает его пробность (тип пробности золота – средний) и может отразиться на качестве полученных концентратов. Высвобожденное золото, полученное в результате процессов измельчения, относится к типам очень мелкого и мелкого золота.

Данные, полученные при изучении морфоструктурных особенностей минералов руды и другие минералого-технологические характеристики, обусловили направления исследований для извлечения золота как гравитационными, так и флотационными методами, а также их сочетанием.

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта Иркутского государственного университета для молодых ученых № 091-23-331 «Структурно-текстурные особенности минеральных индивидов в рудах золотосульфидного типа. Забайкальский край».

Литература

Коннова Н.И. Рудная и технологическая минералогия: учеб. пособие / Н.И. Коннова. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2019. 176 с.

Методические указания НСОММИ № 31. Виды и последовательность минералогических исследований для обеспечения технологических работ. М.: ВИМС, 1990.

Методические рекомендации НСОММИ № 162. Оптико-минералогический анализ шлиховых и дробленых проб. М.: ВИМС, 2012.

Методические рекомендации НСОММИ № 194. Минераграфическое изучение руд. М.: ВИМС, 2018.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных иско-

Комарова Анастасия Георгиевна,

ведущий инженер-минералог, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, корп. 2., оф. 305,

ООО НПК «Спирит», тел.: (3952) 42-85-62, паемых. Золото рудное // Федеральное государственное учреждение «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых» (ФГУ ГКЗ) по заказу Министерства природных ресурсов Российской Федерации и за счет средств федерального бюджета. М.: 2007.

Смольяков А.Р. Раскрытие минералов при измельчении руды // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), Горная книга, М.: 2007. № 8, С. 224–234.

Warr LN. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. 2021;85(3):291-320. doi:10.1180/mgm.2021.43

References

Konnova N.I. Ore and technological mineralogy: textbook / N.I. Konnova. Krasnoyarsk: Siberian Federal University, 2019. 176 p.

Types and sequence of mineralogical research to ensure technological works: Methodological instructions No. 31 / Scientific Council on Methods of Mineralogical Research (NSOMMI). – M.: VIMS, 1990.

Optical-mineralogical analysis of shlich and crushed samples: Methodological recommendations No. 162 / Scientific Council on Methods of Mineralogical Research (NSOMMI). M.: VIMS, 2012.

Mineralogical study of ores: Methodological Recommendations No. 194 / Scientific Council on Methods of Mineralogical Research (NSOMMI). M. : VIMS, 2018.

Methodological recommendations on the application of the Classification of reserves of deposits and inferred resources of solid minerals. Ore gold // Federal State Institution 'State Commission for Mineral Reserves' (FGU GKZ) by order of the Ministry of Natural Resources of the Russian Federation and at the expense of the federal budget. M.: 2007.

Smolyakov A.R. Disclosure of minerals at ore grinding // Mining information and analytical bulletin (scientific and technical journal), Gornaya kniga, M.: 2007. No. 8, P. 224–234.

Warr LN. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. 2021;85(3):291-320. doi:10.1180/mgm.2021.43

664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Иркутский государственный университет, преподаватель кафедры полезных ископаемых, геохимии, минералогии и петрографии, тел.: +7 (950) 120-19-61, email: kag@spirit-irk.ru.

Komarova Anastasiya Georgievna,

Leading mineralogist engineer, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, LLC Research and Production Company Spirit, tel.: (3952) 42-85-62, 664003, Irkutsk, K. Marx st., 1, Irkutsk State University, Lecturer of Department of Minerals, Geochemistry, Mineralogy and Petrography, tel.: +7 (950) 120-19-61, email: kag@spirit-irk.ru.

Чикишева Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, корп. 2., оф. 305, руководитель минералогической группы, ООО НПК «Спирит», 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Иркутский государственный университет, доиент кафедры полезных ископаемых, геохимии, минералогии и петрографии, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Институт земной коры СО РАН, младший научный сотрудник, отдел комплексного использования минерального сырья, тел.: (3952) 24-32-80. email: cta@spirit-irk.ru. Chikisheva Tatiana Alexandrovna, Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Head of mineralogical department, LLC, Research and Production Company Spirit,

tel.: (3952) 42-85-62, 664003, Irkutsk, K. Marx st., 1, Irkutsk State University, Associate Professor of the Department of Minerals, Geochemistry, Mineralogy and Petrography, tel.: (3952) 24-32-80, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Department of Comprehensive Use of Mineral Resources, Junior research assistant, email: cta@spirit-irk.ru

Карпушкина Виктория Ивановна,

664033. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, корп. 2., оф. 305, ООО НПК «Спирит», ведущий инженер-минералог, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Институт земной коры СО РАН, ведуший инженер, лаборатория современной геодинамики. тел.: (3952) 24-32-80, email: tvi@spirit-irk.ru. Karpushkina Victoria Ivanovna, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Leading mineralogist engineer, LLC Research and Production Company Spirit, tel.: (3952) 42-85-62, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Leading engineer Laboratory of Modern Geodynamics. email: tvi@spirit-irk.ru.

Региональная геология

УДК 551.21+550.42(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.16

Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На Даригангском вулканическом поле Юго-Восточной Монголии в последние 14 млн лет в основном извергались расплавы базальтов и тефритов с содержанием MgO 5-11 мас. % и отношением La/Yb 7-40 - производные мантийной области перехода от астеносферы к литосфере. Особую роль играли базанитовые выплавки с высоким содержанием MgO (11-15.8 мас. %) и фонотефритовые с высоким отношением La/Yb (40–54). Часть базанитов извергалась во временном интервале 10-5 млн лет назад при плавлении материала остаточного слэбового источника с высокой потенциальной температурой (T_p = 1489 °C), другая часть – около 4–3 млн лет назад при плавлении OIB-подобного источника при Т_р до 1423 °C. Фонотефриты генерировались при низкой температуре в результате дегазации мантийных флюидов в четвертичное время. Для источников базанитов и фонотефритов получены Pb-изотопные оценки возраста, соответственно, 4.47 и 4.45 млрд лет протомантии и оценки 3.11 и 2.74 млрд лет назад модифицированной мантии. Мы предполагаем, что четвертичная дегазация мантийных флюидов с извержениями фонотефритов на Даригангском вулканическом поле отражается в генерации локальной Восточно-Монгольской аномалии низких скоростей поперечных волн в верхней мантии на юго-западном фланге Японско-Байкальского геодинамического коридора, и что подобный механизм четвертичной дегазации мантийных флюидов повлек за собой формирование локальной Северо-Байкальской низкоскоростной корневой структуры Витимского вулканического поля в осевой части геодинамического коридора. Высоко-Мд породы (базаниты и пикробазальты) последнего вулканического поля за последние 16 млн лет сместились относительно корневой структуры на 300 км.

Ключевые слова: базальт, базанит, кайнозой, Азия, Монголия, Китай, Японско-Байкальский геодинамический коридор, мантия, астеносфера, литосфера.

Root structure of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of Late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, E.V. Saranina^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. In the Dariganga volcanic field of southeastern Mongolia, mainly basalt and tephrite melts with a MgO content of 5-11 wt. % and La/Yb ratio 7-40, derived from the mantle region of transition from the asthenosphere to the lithosphere, erupted in the last 14 million years. Basanite melts with a high MgO content (11-15.8 wt. %) and phonotephrite melts with a high La/Yb ratio (40-54)played a special role. Some basanites erupted after melting of the material of a residual slab source with a high potential temperature (Tp = 1489 °C) in the time interval of 10-5 million years ago, others due to melting of an OIB-like source at Tp up to 1423 °C about 4-3 million years ago. Phonotephrites resulted from low-temperature degassing of mantle fluids during the Quaternary. For the sources of basanites and phonotephrites, Pb-isotope age estimates yield age estimates for the protomantle (4.47 and 4.45 Ga, respectively) and age-modified mantle (3.11 and 2.74 Ga, respectively). We suggest that Quaternary degassing of mantle fluids with phonotephrite eruptions in the Dariganga volcanic field is reflected in the generation of the local East Mongolian anomaly of low S-wave velocities in the upper mantle on the SSW flank of the Japan-Baikal geodynamic corridor and that similar mechanism of Quaternary degassing of mantle fluids is responsible for the formation of the local North Baikal lowvelocity root structure of the Vitim volcanic field at the axial part of the geodynamic corridor. High-Mg rocks (basanites and picrobasalts) of the latter volcanic field has been shifted relative to the root structure by 300 km in the last 16 million years.

Keywords: Basalt, basanite, Cenozoic, Asia, Mongolia, China, geodynamics, asthenosphere, lithosphere.

Постановка вопроса

Попытки определить кайнозойское абсолютное движение Евразии предпринимались уже в 1980-х гг., исходя из следов горячих пятен и механизмов очагов землетрясений на границах литосферных плит. В системе плит, движущихся относительно неподвижной Антарктиды, Евразия либо оставалась неподвижной, либо смещалась со скоростью не более 1 см×год⁻¹. В работах разных авторов допускались различные варианты направления движения (De Merts et al., 1990, 1994; и др.). Позже в качестве показателя направления движения Азии и Европы использовалась вулканическая миграция, исходя из предположения о движении Евразии над глубинными горячими струями. В работах (Рассказов, 1991, 1994) предполагалось субширотное движение Азии с запада на восток в последние 20 млн лет со средней скоростью около 0.8 см×год⁻¹. Это направление было согласовано с подобным движением Западной Европы. Предполагалось также субмеридиональное направление движения Азии. В качестве аргумента служило смещение вулканизма позднего мела и кайнозоя в направлении с юга на север, выявленное в Центральной Монголии (Девяткин, 1981). Эта временная вулканическая прогрессия была генерализована для обозначения сложлитосферы ных движений над

Позже на основе синтеза данных о про-

мантии (Ярмолюк и др., 2007).

предполагаемым плюмом, фиксированным в

странственно-временной вулканической эволюции, движении литосферы и скоростях мантии в Байкало-Монгольском регионе была предложена комплексная модель глубинной динамики Азии, предполагающая важную роль расплавных аномалий переходной зоны мантии 410-660 км: Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской. Переходный слой был нарушен нижнемантийными потоками в начале новейшего геодинамического этапа (в начале позднего мела) вследствие лавиного обрушения слэбового материала, стагнировавшего под сомкнутыми фрагментами Солонкерского, Урало-Монгольского палеоокеанов и Монголо-Охотского залива Палеопацифика. На новейшем геодинамическом этапе Азия вовлекалась в ЗСЗ-ВЮВ движение с движением Тихоокеанской плиты в противоположном направлении и с субдукцией под Азию. Гобийская расплавная аномалия обеспечила противоток движения материала в ослабленной верхнемантийной области, связанный с откатом дуги Японских островов и раскрытием Японского моря. Такая динамика привела к формированию Хонсю-Корейской флексуры Тихоокеанской плиты. Подобная Северо-Забайкальская ослабленная область верхней была мантии связана С

формированием Хоккайдо-Амурской флексуры Тихоокеанского слэба, образовавшийся за счет постепенного опускания материала плиты в переходную мантийную зону в направлении конвергенции Азии и Тихооке-Ранне-среднемиоценовая анской плиты. структурная перестройка мантийных процессов в Азии привела к развитию верхнемантийных низкоскоростных доменов, связанных с развитием рифтов и орогенов. Механизм растяжения литосферы в Байкальском рифте явился следствием девиаторного течения мантийного материала, инициированного под движущейся литосферой Байкальской расплавной аномалией переходного слоя. В то же время, механизм сокращения литосферы Хангайского орогена сработал при усилении в ней тектонических напряжений в результате их трансляции из зоны Индо-Азиатского взаимодействия по маловязкой мантии Гобийской расплавной аномалии (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Данные спутниковой геодезии свидетельствуют о современном движении всей Восточной Азии с ЗСЗ на ВЮВ со скоростью около 3 см×год⁻¹. при встречном движении Тихоокеанской плиты со скоростью около 8 см×год⁻¹. Подобное направление движения реконструируется по соотношению кайнозойских вулканических полей с верхнемантийными локальными низкоскоростными аномалиями (Рассказов, Чувашова, 2018; ссылки в этой работе). Со времени опубликования первой сейсмотомографической модели S-волн с высоким разрешением для верхней мантии Азии (глубина до 400 км) (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) и ее начальной интерпретации в сопоставлении с пространственно-временным распределением кайнозойского вулканизма (Рассказов и др., 2003) в печати появились многочисленные варианты волновой глубинной скоростной структуры этой территории. Часть моделей детализировала сейсмические скорости на малых глубинах верхней мантии и коры (Мордвинова и др., 2007, 2016, 2019; Barruol et al., 2008), но большинство новых построений охватывало глубокие уровни мантии (700 км и более) (Wei et al., 2012; Koulakov, Bushenkova, 2010; Кожевников и др., 2014; и др.). В углубленных моделях локальные аномалии верхней мантии сглаживались. Для сопоставления с пространственно-временной эволюцией кайнозойского вулканизма такие модели не имеют перспективы.

Пространственно-временные закономерности развития позднекайнозойского вулканизма Центральной и Восточной Азии согласуются с глубинной волновой структурой мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК). Геодинамический коридор протягивается от зоны задугового спрединга Японского моря во внутреннюю часть Азии и характеризуется латеральными ограничениями, за которыми скорость движений вдоль него равна нулю. Максимальная скорость движения материала (V_{max}) создается вдоль оси коридора. К краям коридора и вдоль него скорость движения уменьшается. По встречному движению стабильной Азии и Тихоокеанской плиты (азимут 300°) определяется основное ЗСЗ-ВЮВ направление геодинамического коридора. Относительное увеличение скорости движения материала выражается в возникновении сил его затягивания от периферии к оси. При ЗСЗ простирании коридора такие силы приводят к образованию субмеридиональных и субширотных зон транстенсии в литосфере. Разрывы растяжения в зонах транстенсии ориентируются в целом по направлению минимального тектонического напряжения, создающегося силой затягивания, и должны простираться в идеальном случае на ССВ фланге коридора – на северо-восток и на ЮЮЗ фланге – на северозапад.

Витимское и Шкотовско-Шуфанское вулканические поля осевой части ЯБГК характеризуются начальными извержениями высоко-Мg (пикрбазальтовых и базанитовых) магматических расплавов около 16-15 млн лет назад, которые обозначили импульс адиабатического поднятия горячего материала. Позже вулканизм этих полей продолжался извержениями менее магнезиальных выплавок, генерировавшихся при меньших температурах. За последние 15 млн лет Витимское Шкотовско-Шуфанское вулканические И поля сместились, относительно локальных верхнемантийных Северо-Байкальской и Мудадзянской низкоскоростных аномалий Sприблизительно 300 волн. на КМ.

Направление движения согласуется с данными спутниковой геодезии о современном движении Азии. Динамика ЯБГК отчетливо отражается в контроле угловой транстенсией чередующихся позднекайнозойских импульсных вулканических извержений на осевом Витимском поле и Удоканском поле ССВ фланга ЯБГК (Chuvashova et al., 2017; Рассказов, Чувашова, 2018).

Даригангское вулканическое поле (ДВП) находится на ЮЮЗ фланге ЯБГК. С одной стороны, вулканическая активность этого поля продолжалась на протяжении позднего кайнозоя без признаков пространственновременной миграции, с другой стороны, этому полю пространственно соответствует локальная верхнемантийная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия S-волн. В модели (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) она отклоняется с глубины 250 км на глубину 200 км в направлении с ЮЮЗ на ССВ. На глубине 250 км аномалия вытянута в СВ направлении и простирается до оси ЯБГК. Ее СЗ граница пространственно соответствует Тамцагской зоне транстенсии, а ВЮВ граница проходит субпараллельно Главному гравитационному линеаменту восточной окраины Азии со смещением к западу более чем на 200 км. В вышележащей литосфере образовалась Тамцагская впадина, протягивающаяся от ДВП до оси ЯБГК в направлении с ЮЗ на СВ. В целом вулканизм Даригангского поля локализован в области перехода от верхнемантийной (ЮЮЗ–ССВ) низкоскоростной Восточно-Монгольской (Ю3–CB) к деформационной аномалии Тамцагской литосферной структуре (рис. 1).



Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических полей Юго-Восточной Монголии и сопредельного Китая относительно оси ЯБГК, Восточноазиатского Гглавного гравитационного линеамента и Тамцагской зоны транстенсии. В качестве фона используется изображение Vs уровня глубины 250 км (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003).

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of Cenozoic volcanic fields in Southeast Mongolia and adjacent China relative to the JBGC axis, East Asia Major Gravity Lineament, and Tamtsag transtension zone. The Vs image of 250 km depth level (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) is used as a background.

Около 15-16 млн лет назад, когда высоко-Мд магмы извергались на Витимском и Шкотовско-Шуфанском вулканических полях. Какие-либо подобные высоко-Мд расплавы на Даригангском вулканическом поле отсутствовали, но они проявились в ходе последующей эволюции вулканизма (Чувашова и др., 2012). Непосредственная пространственная связь ДВП с локальной верхнемантийной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалией S-волн (рис. 1) и различие времени проявления высоко-Mg осевого вулканизма Витимского и Шкотовско-Шуфанского вулканических полей ЯБГК и флангового вулканизма ДВП отражает латеральную смену глубинной геодинамики этой структуры от оси на ее ЮЮЗ фланг. Возникает вопрос о происхождении локальных аномалий низких скоростей S-волн. Почему такие аномалии современной верхней мантии оказались совмещенными с ДВП на ЮЮЗ фланге ЯБГК и смещенными на 300 км от выходов вулканических извержений в его осевой части?

При изучении радиогенных изотопов в океанических базальтах появилась гипотеза о разделении мантии на верхнюю часть, обедненную несовместимыми элементами в результате экстракции частичных расплавов, и нижнюю часть, сохранившую первородный состав (Allègre, 1997, 2002). Нижняя мантия рассматривалась как источник плюмов, поднимающихся от основания конвектирующей системы (т.е. границы ядро-мантия). В пионерной работе по Sr изотопам вулканических пород Гавайских островов их источник первоначально интерпретировался с участием недифференцированного мантийного компонента (Chen et al., 1983). В последующих работах по разным изотопным системам был сделан вывод о преобладании материала, привнесенного в глубокую мантию в результате древней субдукции. Среди глобальных компонентов силикатной мантии Земли, определенных по радиогенным изотопам Pb, Nd и Sr (Zindler and Hart, 1986), наиболее типичным для нижне-мантийных (плюмовых) источников считается резервуар HIMU (высокое μ , высокое ²³⁸U/²⁰⁴Pb) (Hart, Gaetani, 2006; Jackson et al., 2018). В глубоких резервуарах, изолированных от конвектирующей мантии на протяжении всей истории Земли, сохраняются первичные соотношения изотопов благородных газов. Вторичная природа плюмового материала подтверждается не только радиогенными, но и стабильными изотопами (Allègre, 1997, 2002; Hofmann, 1997; White, 2015). О характере источников кайнозойских вулканических пород Азии имеются многочисленные и крайне противоречивые гипотезы (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Basu et al., 1991; Zartman et al., 1991; Tatsumoto et al., 1992; Zou et al., 2000; Рассказов и др., 2002, 2011, 2012; Rasskazov et al., 2010, 2020a,b; Choi et al., 2006; Chen et al., 2007; Ho et al., 2008; Savatenkov et al., 2010; Kuritani et al., 2013; Fan et al., 2014; Chen et al., 2015; Zhang and Guo, 2016; Chuvashova et al., 2017a,b; Zhang et al., 2018; Zhao et al., 2020).

Проблема источников континентального мантийного магматизма касается происхождения и возраста протолитов, формировавшихся в течение всей истории Земли со времени ее возникновения в Солнечной системе. Наилучшее приближение к первичному веществу силикатной мантии Земли дает состав, соответствующий хондриту, а также Pbизотопный возраст материала протолита глубинного источника вулканических пород, приближающийся к метеоритной геохроне события CAI (Ca-Al inclusions) 4.5673 млрд лет назад. С точки зрения радиоизотопной оценки времени инкубации каждого исходного протолита интерпретация состава вулканических пород приобретает смысл компонента геологической истории Земли. Отсутствие в Азии позднефанерозойских пород с высокими значениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb предполагает отсутствие континентального резервуара конечного члена HIMU в азиатских мантийных доменах, в которых выделяются компоненты LOMU (низкий µ) и ELMU (повышенный µ). Происхождение LOMU связывается с существованием гадейского магматического океана, затвердевшего 4.54-4.51 млрд лет назад, а ELMU – с запаздыванием его затвердевания до 4.44 млрд лет назад. Для пород вулканических полей Азии определены мантийные компоненты широкого возрастного диапазона ранней, средней и поздней мантийных геодинамических эпох Земли (Rasskazov et al., 2020a).

Петрохимические данные детального опробования ДВП, выполненного А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1985), показывают относительно равномерное распределение пород умеренной и высокой щелочности. Между тем, высокомагнезиальные породы (базаниты, MgO = 11.0-15.8 мас. %) распределяются неравномерно и концентрируются в линейных зонах, выделяющихся на фоне умеренно-Mg пород (MgO = 5.0-11.0мас. %). Распределение базанитов отражает неравномерное пространственное проявление высокотемпературного фактора глубинного магмообразования под ДВП (Чувашова и др., 2012).

В настоящей работе приводятся результаты исследований пород ДВП не только с высоким содержанием MgO, но и с высоким отношением La/Yb. В связи с постановкой вопроса о природе локальных низких скоростей S-волн в современной верхней мантии мы обращаем внимание еще на пространственно неравномерный процесс, выражающийся в низкотемпературных геохимических признаках вулканических пород. Целью настоящей работы является определение корневой структуры вулканического поля Дариганга по мантийным составляющим высокотемпературного (адиабатического) и низкотемпературного (флюидного) факторов магмогенерации.

Общая характеристика ДВП и его положение в геологической структуре

Вулканические породы Дариганги занимают территорию Монголии, сопредельную с территорией Китая. В монгольской части поля насчитывается более 200 шлако-лавовых построек. По их пространственному распределению вулканическое поле разделяется на два сегмента: северо-западный, в котором вулканы имеют линии северо-восточной ориентировки (азимут 45°), и юго-восточный, в котором линии вулканов слегка отклоняются и приобретают направленность на восток-северо-восток (азимут 70°) (рис. 2).



Рис. 2. Схема пространственного распределения вулканических построек ДВП (Влодавец, 1955) с дополнениями.

Fig. 2. Scheme of spatial distribution of volcanic edifices in the Dariganga volcanic field. Modified after Vlodavets (1955).

В сопредельном Китае обозначалось вулканическое поле Абага (Zhou et al., 1988) или Дайлинор (Liu et al., 2001). В недавних публикациях эта вулканическая территория была разделена на два крупных вулканических фрагмента с собственными названиями Абага и Дайлинор (Hueiternngshilii) (Ho et al., 2008; Chen et al., 2015; Zhang, Guo, 2016; Sun, Li, 2023). Вулканическая полоса Дариганга-Абага-Дайлинор шириной около 100 км протянулась в ССЗ–ЮЮВ направлении на расстояние более 350 км (рис. 1).

Вулканизм Дариганги, Абаги и Дайлинора пространственно тяготеет к Солонкерской сутуре, обозначающей след Солонкерского палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое (Şengör, Natal'in, 1996). В мезозое и

кайнозое территория опускается с развитием бассейна Тамцаг – структурной единицы системы бассейнов Южной и Средней Гоби (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977). Юговосточный сегмент ДВП перекрывает поднятие хребта Нукут-Дабан, протянувшееся на северо-восток вдоль границы Монголии и Китая. Северо-западный сегмент находится между впадинами Онгон и Тамцаг. Последняя развивается вдоль хребта Нукут-Дабан как предгорная структура (рис. 3). Фундамент впадины опускается в среднем плейстоцене. До этого обломочный материал поступает в Тамцагский бассейн с юга (из Китая), через район будущего хребта Нукут-Дабан (Сырнев и др., 1986).



Рис. 3. Положение ДВП в новейшей структуре юго-востока Монголии. Схема И.П. Сырнева (1982) с изменениями. Граница областей с разнонаправленными вулканическими линиями ДВП (рис. 1) показана как продолжение границы поднятого хребта Нукут-Дабан и опущенной предгорной Тамцагской впадины.

Fig. 3. Neotectonic setting of the Dariganga volcanic field in Southeast Mongolia. The scheme is modified after Syrnev (1982). The boundary of areas with differently directed volcanic lines in the Dariganga field (Fig. 1) is shown as a continuation of the boundary between the uplifted Nukut-Daban range and subsided Tamtsag foot-mountain basin.

Аналитические методы

Главные оксиды вулканических пород определяли классическими химическими методами (Сизых, 1985). Микроэлементы измеряли методом ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500се. Химическую пробоподготовку проводили по методике, описанной Т.Я. Ясныгиной и др. (2015). Воду и кислоты дважды очищали с помощью систем очистки Savillex DST-1000. Для калибровки результатов измерений использовали многоэлементные стандартные растворы. В качестве внутренних стандартов вводили In и Ві. Для контроля точности анализа использовали международные сертифицированные стандартные образцы BHVO-2, AGV-2, JA-2, DNC-1a.

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

Анализ изотопов свинца проводили на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой на мультиколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus (MC-ICP-MS). Подготовка проб для измерений изотопов Pb приведена ранее (Rasskazov et al., 2020b). В период измерений отношения изотопов свинца эталонного материала SRM NBS-981 составили: 206 Pb/ 204 Pb = 16.9377±14; 207 Pb/ 204 Pb = 15.4922±25; 208 Pb/ 204 Pb = 36.6941±35 (2 σ).

Петрогенетические группы вулканических пород ДВП

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 4) и в табл. 1 вулканические породы Дариганги разделяются на 6 петрогенетических групп. В породах I группы содержание MgO находится в пределах 6-8 мас. %, La/Yb отношение – в интервале 40–54. В породах II группы содержание MgO увеличивается, относительно содержания гр. I, до 8-9 мас. % при уменьшении La/Yb отношения до диапазона 40-47. В породах III и IV групп La/Yb отношение снижается до значений 25-40. В группе III содержание MgO находится в диапазоне 6.5–9.5 мас. %, в группе IV – в диапазоне 11.0-15.8 мас. %. В породах IV, V и VI групп содержание MgO ступенчато снижается от интервала 11.0-15.8 мас. % через интервал 5.5-10.6 мас. % до интервала 6.7-8.1 мас. % с соответствующим уменьшением La/Yb от интервала 25-40 через интервал 18-25 к интервалу 7-18.



Рис. 4. Петрогенетическое группирование вулканических пород Дариганги на диаграмме La/Yb – MgO. Фигуративные точки пород, смещенные от продуктов ранних извержений к поздним, показаны серой стрелкой для вулканов Шилийн-Богд, Дун-Нарт-Ула и им подобных и темно-коричневой стрелкой для вулканов Асхатэ и им подобных. Условные обозначения пород вулканов Шилийн-Богд и Асхатэ соответствуют обозначениям точек отбора проб, показанных на профилях рис. 6б и 8б.

Fig. 4. Petrogenetic grouping of Dariganga volcanic rocks on the La/Yb vs MgO diagram. Data point, shifted from early to late eruptive products, are shown by a gray arrow for the Shiliin-Bogd, Dun-Nart-Ula, and similar volcanoes and by a dark brown arrow for the Askhate and similar volcanoes. Symbols of data points of rocks from the Shiliin-Bogd and Askhate volcanoes correspond to those in sampling sites shown on the profiles of Figs 6b and 8b.

Таблица 1

Петрогенетические группы вулканических пород ДВП

Table 1

Petrogenetic groups of Dariganga v	olcanic rocks

Группа	Породы	MgO, мас. %	La/Yb
Ι	тефриты, фонотефриты, трахиандезибазальты	6–8	40–54
II	тефриты, трахибазальты	8–9	40–47
III	тефриты	8.6-11.0	25-40
IV	базаниты	11.0–15.8	25–40
V	трахибазальты, базальты	5.5-10.6	18–25
VI	базальты	6.7–8.1	7–18

Таблица 2

Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в представительных образцах групп I–VI вулканических пород Дариганги

Table 2

Major oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in representative samples of volcanic rocks – g	groups I–VI from
Dariganga	

$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	№ п/п	1	2	3	4	5
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	No of pasua	Mn-10-	<u></u> Mn-09-	<u>Mn-09-</u>	Mn-09-	<u>Mn-10-</u>
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	ла образца	1686	1583	1569	1611	1726
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Группа	I I I I I I I I I I I I I I I I I I I	<u>1505</u>		III	IVa
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO2 Mac %	45.98	43.42	47.00	45.60	43.71
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO_2	2.77	3 59	2.80	2.80	2.91
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Al_2O_2	12.86	12 38	12 37	12.00	9.65
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fe ₂ O ₂	3.89	4 03	5 58	4 69	4 72
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	FeO	7 93	876	674	7 45	7.48
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MnO	0.15	0.18	0.15	0.15	0.16
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	7 98	9 39	9.81	9.71	15.81
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	CaO	7.90 777	9.57	7.64	9.41	8 54
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na ₂ O	4 90	4 64	3 39	3 30	3 36
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	K_2O	3.04	1 20	2 14	2.00	0.80
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	R ₂ O P ₂ O ₇	1.02	1.13	0.91	0.73	0.80
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	H ₂ O ⁻	0.21	0.10	0.23	0.75	0.33
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	H_2O^+	0.21	1.58	0.23	1 73	1 50
Cymma 57.05 100.05 57.55 100.14 100.05 Sc, MKT/r13.8 22.0 31.8 23.8 19.9 V168 265 229 209 239 Cr 338 289 360 286 739 Co 45 68 53 61 104 Ni 242 236 441 243 589 Rb 59.2 13.4 35.3 36.6 30.0 Sr 1367 1396 1134 1024 801 Y 31.1 39.5 37.3 25.8 23.4 Zr 366 451 470 258 206 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4		0.91	100.06	0.77	100 1/	1.00 09
NRT15.022.051.025.017.9V168265229209239Cr338289360286739Co45685361104Ni242236441243589Rb59.213.435.336.630.0Sr1367139611341024801Y31.139.537.325.823.4Zr366451470258206Nb107126886262Cs0.990.940.910.290.12Ba860920761526330La7887593940Ce1521691158049Pr17.019.212.59.26.0Nd6674553927Sm12.815.710.98.76.3Eu4.24.83.42.72.2Gd11.713.69.97.86.4	$S_{C} M K \Gamma / \Gamma$	13.8	22.0	31.8	23.8	100.05
V108203229209239 Cr 338289360286739 Co 45685361104Ni242236441243589 Rb 59.213.435.336.630.0 Sr 1367139611341024801 Y 31.139.537.325.823.4 Zr 366451470258206Nb107126886262 Cs 0.990.940.910.290.12Ba860920761526330La7887593940Ce1521691158049Pr17.019.212.59.26.0Nd6674553927Sm12.815.710.98.76.3Eu4.24.83.42.72.2Gd11.713.69.97.86.4	V	168	265	220	200	230
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Čr.	338	203	360	286	730
Ni 242 236 441 243 589 Rb 59.2 13.4 35.3 36.6 30.0 Sr 1367 1396 1134 1024 801 Y 31.1 39.5 37.3 25.8 23.4 Zr 366 451 470 258 206 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4		45	68	53	61	104
Rb 242 230 441 243 503 Rb 59.2 13.4 35.3 36.6 30.0 Sr 1367 1396 1134 1024 801 Y 31.1 39.5 37.3 25.8 23.4 Zr 366 451 470 258 206 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Ni	242	236	<i>44</i> 1	243	589
Ro 37.2 13.4 35.3 36.0 36.0 Sr 1367 1396 1134 1024 801 Y 31.1 39.5 37.3 25.8 23.4 Zr 366 451 470 258 206 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Rh	59 2	13 /	35.3	36.6	30.0
Si1507157616240617Y 31.1 39.5 37.3 25.8 23.4 Zr 366 451 470 258 206 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Sr Sr	1367	1396	1134	1024	801
Zr 366 451 470 25.0 25.4 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	V	31.1	39.5	37 3	25.8	23.4
L_1 360 4.51 470 2.56 260 Nb 107 126 88 62 62 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	$\frac{1}{7r}$	366	451	470	25.0	206
No 107 120 00 000 000 000 000 Cs 0.99 0.94 0.91 0.29 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Nh	107	126	88	230 62	200 62
Cs 0.97 0.97 0.91 0.27 0.12 Ba 860 920 761 526 330 La 78 87 59 39 40 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Cs	0.99	0.94	0.91	0.29	0.12
La7887593940 Ce 1521691158049 Pr 17.019.212.59.26.0Nd6674553927Sm12.815.710.98.76.3Eu4.24.83.42.72.2Gd11.713.69.97.86.4	Ra	860	920	761	526	330
La 76 67 57 57 57 76 Ce 152 169 115 80 49 Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	La	78	87	50	30	40
Pr 17.0 19.2 12.5 9.2 6.0 Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	La Ce	152	169	115	80	40 /19
Nd 66 74 55 39 27 Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Dr	17.0	102	12.5	9.2	4) 60
Sm 12.8 15.7 10.9 8.7 6.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Nd	66	74	55	39	27
Bin 12.0 13.7 10.7 0.7 0.3 Eu 4.2 4.8 3.4 2.7 2.2 Gd 11.7 13.6 9.9 7.8 6.4	Sm	12.8	157	10.9	87	63
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fu	4 2	48	34	27	2.2
	Gd	117	13.6	99	78	64
Th 14 18 13 11 08	Th	14	18	13	11	0.8
D_{V} 80 92 65 50 51	Dv	8.0	9.2	6.5	5.0	5.1
$H_0 = 11 = 14 = 11 = 10 = 0.8$	Ho	11	14	11	1.0	0.8
Er 2.7 3.4 2.5 2.1 2.0	Er	2.7	3.4	2.5	2.1	2.0

Yb Lu Hf Ta Pb Th	1. 0. 8. 6. 5.	$\begin{array}{cccccc} 7 & 2.2 \\ 19 & 0.26 \\ 3 & 9.5 \\ 5 & 6.8 \\ 8 & 5.6 \\ 1.5 & 11.1 \\ \end{array}$	1.5 0.18 9.4 5.0 4.8 7.4	1.5 0.25 5.3 3.7 4.6 4.9	1.1 0.18 3.4 1.8 1.7 3.4		
U	2.	31 2.24	1.86	1.32	0.11 Окончание	табл.	2
-	№ п/п	6	7	8	9		
-	№ образца	Mn-09-	Mn-09-	Mn-09-	Mn-09-		
	•	1573	1597	1402	1406		
-	Группа	IVб	V	VI	VI		
-	SiO _{2,} мас. %	47.08	48.29	49.58	49.60		
	TiO ₂	2.57	2.80	2.91	2.64		
	Al_2O_3	12.00	13.64	13.21	13.25		
	Fe_2O_3	2.05	2.58	1.97	2.18		
	FeO	9.63	8.84	9.43	9.57		
	MnO	0.17	0.15	0.15	0.13		
	MgO	12.16	6.96	7.80	7.63		
	CaO	8.34	9.25	8.46	9.09		
	Na ₂ O	3.30	3.62	3.33	3.28		
	K_2O	1.77	1.73	1.61	1.21		
	P_2O_5	0.58	0.69	0.58	0.43		
	H_2O^-	0.10	0.69	0.08	0.13		
	H_2O^+	0.74	0.78	0.74	0.76		
_	Сумма	100.49	100.02	99.85	99.90		
	Sc, мкг/г	22.0	20.9	25.1	22.1		
	V	245	211	230	204		
	Cr	452	171	207	216		
	Co	64	48	58	51		
	Ni	457	160	189	174		
	Rb	29.5	29.8	29.5	17.5		
	Sr	897	932	677	557		
	Y	30.5	29.1	28.0	25.4		
	Zr	257	218	296	177		
	Nb	73	54	47	30		
	Cs	0.24	0.99	0.51	0.11		
	Ва	544	2034	474	358		
	La	46	31	32	21		
	Ce	91	//	00	44		
	Pr NJ	10.1	8./	7.9	5.4 25		
	Na See	42	3/	33 7 9	25		
	SIII	9.2	ð.0 2 0	7.8	0.4		
	Eu Gd	2.0	2.9	2.4	2.1 6.4		
	Gu Th	0.2	0.1 1.2	/.4	0.4		
		1.2	1.2	1.0	1.0		
		5.7	J.7 1.0	5.0	0.0		
	Fr	23	2.5	24	2.9		
	Yh	1.5	1.8	1.8	1.6		
	In	0.19	0.28	0.23	0.26		
	Hf	5 5	4.6	63	40		
	Та	3.8	34	2.5	1.8		
	Ph	6.1	4.1	5.5	2.7		
	Th	5.2	4.6	4.1	2.3		
	Ū	0.81	0.71	0.95	0.77		

Примечание: VIa – подгруппа низко-К пород; VIб – подгруппа умеренно-К пород.

Для пород I группы в качестве представительного характеризуется вулкан Шилийн-Богд. Он известен как священное место паломничества монголов. На территории ДВП вулканическая постройка имеет самую большую высоту (1778 м) (рис. 5а). В основании сооружения находится лавовый поток. Крутой восточный склон конуса сложен агглютинатами с редкими линзами вулканического стекла. Конус, сложенный рыхлыми шлаками и обломками пористых лав, имеет серповидную форму, открытую на северо-запад (рис. 56). Диаметр кратера составляет около 700 метров. Внешние склоны конуса крутые; внутренние склоны кратера пологие. Перед кратером находится небольшой лавовый купол.

Породы I группы образуют агглютинаты (MN-09-1451) и линзы вулканического стекла (MN-09-1450). Нижнюю границу отношения La/Yb (40) для пород I группы дает тефрит лавового пьедестала (MN-09-1452).

Рыхлый пирокластический материал вулканического конуса (MN-10-1706 и MN-10-1707) и порода лавового купола (MN-10-1710) относятся к III группе (рис. 6а, б). В пьедестале распространены мантийные ксенолиты. Агглютинаты не имеют включений. Рыхлый пирокластический материал конуса содержит редкие мантийные ксенолиты, а также мегакристаллы анортоклаза и авгита. В лавовом куполе включения отсутствуют.



Рис. 5. Главная вершина 1778 м вулканической постройки Шилийн-Богд (изображение из кратера) (*a*) и фрагмент ее юго-западного кратера (изображение с вершины) (*б*).

Fig. 5. The main peak 1778 m of the Shiliin-Bogd volcanic edifice (image from crater) (*a*) and fragment of its southwestern crater rim (image from the summit) (*b*).



Рис. 6. Схема отбора проб пород вулкана Шилийн-Богд (*a*) и профиля AB через постройку вулкана (δ). Для простоты в номерах образцов опущены обозначения «MN-09» и «MN-10». Точки отбора проб на панели (δ) соответствуют символам петрогенетических групп на рис. 4.

Fig. 6. Sampling scheme of rocks from the Shiliin-Bogd volcano (*a*) and profile AB through the volcanic edifice (*b*). For simplicity, designations "MN-09" and "MN-10" are omitted from sample numbers. Sampling sites in (*b*) correspond to symbols of petrogenetic groups in Fig. 4.

Для II группы в качестве типичных рассматриваются породы вулкана Дун-Нарт-Ула, на котором они встречаются совместно с породами I группы. Этот вулкан (рис. 7а) расположен на южном краю плато 6×8 км, поверхность которого имеет высоту около 1260 м. Над поверхностью плато возвышается вулканический конус высотой 60 м, диаметром у основания около 2 км и с кратером на вершине. Склоны конуса сильно изрезаны каньонами.

Пьедестал сооружения составляют масстекловидные сивные черные породы (группа II, MN-09-1553, MN-09-1553к), обнаженные эрозией в южной части конуса на абсолютной высоте 1190 м. В ее юго-западной части, расчлененной соседней долиной, выделяется участок, начинающийся охристыми осадочными отложениями, перекрытыми слоем однородного пеплового туфа, который, в свою очередь, перекрыт лавовым потоком (группа I, MN-09-1555). Кратерная стенка сооружения сложена пористыми базальтами и шлаками (группа III, MN-09-1557). На плато присутствуют пепельно-серые, хорошо

раскристаллизованные базальты (группа V, MN-09-1554).

В качестве представительной для низкокалиевых пород IV группы принимается постройка Хара-Будун, в которой породы этого типа присутствуют как в вулканическом конусе, так и в потоке лавы (рис. 7в). Для положения умеренно-калиевых пород IV группы в вулканической толще, показателен вулкан Асхатэ. Это – щитовой вулкан. В основании его центральной и северо-восточной частей обнажаются базальты V группы (MN-09-1595 и MN-09-1597). Серия лавовых потоков, обнаженная над этой толщей в западной части плато, содержит породы III группы. Третья стратиграфическая единица – слой базальтов VI группы, перекрывающий лавовые потоки V и III групп. Дайки, прорывающие измененные базальты V группы в северо-восточной части вулканического плато, по составу сопоставимы с лавовой толщей III группы второй толщи. В высшей точке плато Асхатэ имеется выход умеренно-калиевых пород IV группы, завершающий деятельность вулкана (рис. 8а.б).



Рис. 7. Схемы отбора проб вулканов Дун-Нарт-Ула (*a*), Бусу-Ула (*б*) и Хара-Будун (*в*). На первой показаны породы I и II групп, на второй – породы II группы, на третьей – низкокалиевые породы IV группы (пояснения в тексте). Для простоты в номерах образцов опущены обозначения «МN-09» и «МN-10».

Fig. 7. Sampling schemes of the Dun-Nart-Ula (*a*), Busu-Ula (*b*), and Khara-Budun (*c*) volcanoes. The first shows rocks of groups I and II, the second – rocks of group II, the third – low-K rocks of group IV (explanation in the text). For simplicity, designations "MN-09" and "MN-10" are omitted from sample numbers.





Рис. 8. Схема отбора проб вулкана Асхатэ в плане (a) и разрезе (δ) . Вулкан характерен для присутствия умеренно-калиевых пород IV группы. Для простоты обозначение «MN-09» в номерах образцов опущено. Условные обозначения мест отбора проб соответствуют обозначениям петрогенетических групп на схемах рис. 4.

Fig. 8. Sampling scheme of the Askhate volcano in plan (*a*) and in section (*b*). The volcano is indicative for occurrence of moderate-K rocks of group IV. For simplicity, the designation "MN-09" is omitted from sample numbers. Symbols of sampling sites correspond to those of petrogenetic groups in diagrams of Fig. 4.

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 4) фигуративные точки пород вулканов Шилийн-Богд, Дун-Нарт-Ула и подобных им вулканов образуют тренд от групп I и II к группе III. Точки пород вулкана Асхатэ и подобных вулканов Дариганги укладываются в поперечный тренд, простирающийся от группы V через группу III к группе IV с проявлением группы VI, которая показывает наиболее низкое La/Yb отношение. В качестве особой характеристики вулкана Асхатэ выделяется фигуративное поле пород VI группы. Породы Дариганги, относящиеся к III, V и VI группам на диаграмме La/Yb – MgO, рассматриваются как фоновые относительно пород I, II и IV групп.

На китайской окраине ДВП вулканические пород были отобраны на Хардат-Тологойском Pb-Zn месторождении, расположенном вблизи государственной границы (координаты: 45°05'30" с.ш., 114°21'00" в.д.) (Xu et al., 2014). Содержание MgO в этих породах колеблется от 8.12 до 12.84 мас. %. При содержании MgO в интервале значений IV группы (более 11 мас. %) La/Yb отношение пород Хардат-Тологоя заметно уступает этому показателю пород IV группы. Подобное аномально низкое La/Yb отношение (13.85) при содержании MgO 8.8 мас. % определено в породах вулкана Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997). В породах этого вулкана наблюдается диапазон содержания MgO от 7.8 до 11.2 мас. % (Салтыковский, Геншафт, 1985), который перекрывает диапазон MgO хардат-тологойских вулканических пород. На рис. 4 породы Хардат-Тологоя и Ачагийн-Душа выделяются как аномальная группа составов.

Распределение петрогенетических групп ДВП на диаграммах $Na_2O+K_2O - SiO_2$, $K_2O/Na_2O - SiO_2$ и $K_2O - SiO_2$

На классификационной диаграмме щелочи-кремнезем (total alkalis – silica, TAS) (рис. 9а) точки пород I группы рассеяны вдоль границы тефрит-фонотефрит. Отдельная точка (MN-10-1713) имеет пограничное положение между фонотефритом и трахиандезибазальтом. Вблизи границы тефрита и трахибазальта находятся точки пород II группы с интервалом SiO₂ 44.0-47.5 мас. % и Na₂O+K₂O 4.0-5.9 мас. %. На диаграмме К2O/Na2O - SiO2 (рис. 9б) тефрит-фонотефрит-трахиандезибазальтовые составы I группы имеют умеренное отношение K₂O/Na₂O, тогда как базанит-тефритовые составы II группы – более низкое. Порода вулкана Дун-Нарт-Ула МN-09-1555, относящаяся к I группе по высокому La/Yb отношению, на диаграмме рис. 4 сопоставима с группой II. На диаграмме K₂O – SiO₂ (рис. 9в) отчетливо выделяются серии пород с высоким, умеренным и низким содержанием К₂О. Тефрит-фонотефрит-трахиандезибазальтовые составы I группы характеризуются высо-

ким содержанием K₂O, однако некоторые породы этой группы, сопоставимые с породами группы II по низкому отношению K₂O/Na₂O,

имеют низкую концентрацию K₂O. Точки пород Хардат-Тологоя расположены между точками умеренно- и низкокалиевых базанитов и тефритов.

Фигуративное поле пород III группы вулканов Шилийн-Богдского типа перекрывается с тефрит-трахибазальтовым. Породы IV группы с содержанием MgO = 11-14 мас. %, относящиеся к базанитом, по определению (Le Bas, 1989), отличаются от тефрита, в котором содержание MgO не превышает 10 мас. %. Породы со средним содержанием МgO (10-11 мас. %) распределены равномерно по всему вулканическому полю и относятся к III группе (Чувашова и др., 2012). Состав базанита с максимальным содержанием MgO (15.8 мас. %, MN-10-1726) отличается от основной группы IV пониженным содержанием щелочей. На рис. 9а точки пород III-VI групп вулканов типа Асхатэ рассеяны вдоль пограничной линии базальт-трахибазальт.

По отношению К2О/Na2O и содержанию К2О выделяются породы I, II и IV групп. Высококалиевыми являются породы I группы. Все породы II группы, две породы I группы (MN-09-1555 и MN-09-1553) и пять пород IV группы (MN-09-1508, MN- 10-1723, MN-10-1724, MN-10-1726 и MN-10-1697) характеризуются низким содержанием калия. Остальные породы IV группы имеют умеренное содержание калия. На рис. 96 базаниты разделены на составы с умеренным и низким отношениями К2О/Nа2О. Базанит вулкана Асхатэ, как и другие породы вулкана, имеет умеренное отношение K₂O/Na₂O. Некоторые базаниты, в том числе высокомагнезиального состава (MN-10-1726), имеют низкое отношение K₂O/Na₂O. На рис. 9в такие базаниты имеют низкое содержание К2О.



Рис. 9. Положение выделенных петрогенетических групп вулканических пород Дариганги на классификационной диаграмме общего содержания щелочей и кремнезема (TAS) Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991) (*a*) K₂O/Na₂O в зависимости от SiO₂ (*b*) и K₂O в зависимости от SiO₂ (*b*). Условные обозн. см. на рис. 4. Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Оксиды пересчитываются на 100 мас.% без учета потерь при прокаливании.

Fig. 9. Position of the distinguished petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on the total alkali versus silica (TAS) classification diagram of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991) (*a*) K_2O/Na_2O versus SiO₂ (*b*), and K_2O versus SiO₂ (*c*). Symbols are as in Fig. 3. Basanite differs from tephrite by the MgO content of more than 10 wt % (Le Bas, 1989). Major oxides are recalculated per 100 wt % without loss on ignition.

Пространственное распределение вулканов типа Асхатэ, Хара-Будун, Шилийн-Богд и Дун-Нарт-Ула

В базанитах ДВП преобладают умереннокалиевые составы. Вулкан Асхатэ, представительный для этого типа базанитов, расположен в центральной части полосы базанитосодержащих вулканов, протянувшейся на северо-восток вдоль северо-западной окраины вулканического поля на расстояние более 90 км от вулкана Авгойт-Ула на юго-западе до вулкана Хогцо-Ула на северо-во-Эшелонированное стоке. распределение вулканических линий характеризует всю полосу как зону транстенсии шириной до 10 км. Помимо вулканов Асхатэ, Авгойт-Ула и Хогцо-Ула, в зону входят постройки: Бурхант, Шуте-Тологой, Дзун-Яргойта-Ула, Уха-Тологой, Асхатын-Дзун-Тологой, Дзун-Бусу-Ула, и еще два безымянных вулкана (MN-09-1573 и ММ-09-1574).

Подобная полоса вулканов с умеренно-калиевыми базанитами прослеживается в субширотном направлении на расстояние около 110 км, от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Санжитийн-Ундер на востоке. Помимо вулкана Авгойт-Ула, в субширотную зону входят постройки: Удых-Уха, Дзун-Нарете, Барун-Яргойта-Ула, Унцун, Холбо-Тологой, Будун-Тологой и две безымянные (MN-10-1739, MN-09-1447). Вне обозначенных зон вулканических построек базаниты локально встречаются на щитовых вулканах Сулхар, Цухларын-Ула, Богдо-Улан и на безымянном вулкане (MN-09-1505).

Низкокалиевые базаниты распространены вдоль северо-восточной линии, протянувшейся через восточную часть вулканического поля на протяжении более 100 км от вулкана Богдо-Улан на юго-западе через постройку Хара-Будун до вулкана Цухларын-Ула на северо-востоке. Рядом с этими вулканами встречаются также вулканы с умеренно-калиевыми базанитами (MN-09-1505 и Сулхар) (рис. 10).



Рис. 10. 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. Породы аномального состава линии Хардат-Тологой – Ачагийн-Душ содержат 7.8–11.2 мас. % MgO

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, 1984, 1985).

Fig. 10. 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. 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, 1984, 1985) are used.

Северо-восточная зона базанитовых вулканов простирается на западной окраине вулканического поля вдоль Тамцагского кайнозойского предгорного прогиба, образовавшегося вдоль хр. Нукут-Дабан. Субширотная зона пересекает этот структурный ансамбль. Индивидуальность субширотной зоны базанитов подчеркивается распространением в породах ее вулканов мегакристаллов граната и гранат-содержащих перидотитовых ксенолитов, которые отторгались с более глубокого уровня литосферы, чем безгранатовые перидотитовые ксенолиты. Ксенолиты относились Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским (1985) к кимберлитовому типу. Для базанитовых вулканов северо-восточной зоны гранат во включениях в целом не характерен. Его находки известны только на вулканах Авгойт-Ула и Дзун-Бусу-Ула, пространственно тяготеющих к взаимному пересечению северо-восточной и субширотной зон базанитовых вулканов.

Вулкан Шилийн-Богд находится в средней (расширенной) части северо-восточной зоны вулканических построек, включающих породы гр. І. Эта зона протягивается в виде двух кулис на общее расстояние 85 км от безымянной постройки на юго-западе (MN-09-1492) до вулканического покрова (MN-10-1686) на северо-востоке. Породы гр. І обнаружены в этой зоне, кроме названных трех построек, еще на двух вулканических конусах без названий (Mn-10-1692, Mn-10-1713).

Ближе к западной части ДВП намечается ССВ линия вулканов с породами групп I и II. Ее протяженность около 70 км. Породы обеих групп обнаружены только на вулкане Дун-Нарт-Ула, расположенном на ЮЮЗ окончании линии (тефрит Mn-09-1553К и фонотефрит Mn-09-1555). На вулкане Бусу-Ула центральной части зоны (Mn-09-1579, Mn-09-1582 и Mn-09-1583) и в покрове ССВ окончания линии (Mn-09-1401) представлены тефриты и трахибазальты гр. II.

На рис. 10 зоны и линии построек с породами групп I, II и IV пространственно разделяются между собой. В то же время, вулкан с породами гр. І на южном окончании СВ зоны (MN-09-1492) пространственно соответствует южному краю субширотной базанитовой зоны, а вулкан Шилийн-Богд – ее северному краю. В многочисленных опробованпостройках, расположенных между ных вулканами MN-09-1492 и Шилийн-Богд, встречены базаниты и гранат-содержащие глубинные включения, но пород тефрит-фонотефритового состава (гр. I) на этих постройках не обнаружено. Три других вулкана СВ зоны с породами гр. I (Mn-10-1692, Mn-10-1713 и MN-10-1686) распределяются вдоль структурной границы поднятия xp. Нукут-Дабан и Тамцагского предгорного прогиба. Вулканы Сулхар и Цухларын-Ула, включающие базаниты, пространственно соответствуют центральной части линии вулканов с породами гр. І. Что касается линии вулканов с породами групп I и II, ее ССВ окончание пространственно совпадает с СВ окончанием СВ зоны базанитов Авгойт-Ула-Хогцо-Ула, а ЮЮЗ окончание соответствует субширотной зоне базанитов Авгойт-Ула -Сэнджитийн-Ундэр. Линия вулканов Хардат-Тологой – Ачагийн-Душ с аномальными составами пород протягивается вдоль государственной границы в направлении ССВ и в целом согласуется с простиранием линий вулканов других петрогенетических группмаркеров.

Возраст пород вулканов Дариганги

По результатам К–Аг-датирования возраст пород ДВП 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. 3) 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.

Наиболее ранние лавы возрастом 13.8±0.6 млн лет вскрыты на дне глубокого оврага в центральной части вулканического поля, в районе вулкана Баян-Цаган, распложенного в 10 км севернее вулкана Холбо-Тологой (рис. 10). В первом возрастном интервале получены дополнительные датировки 10.4±1.0 млн лет для базальтов района вулкана Сэнджитийн-Ундэр (восточная часть поля) и 9.5±0.9 млн лет тефрита гр. II (MN-09-1583) вулкана Бусу-Ула (северо-западная часть поля).

Породы возрастного интервала вулканизма 7.1–5.5 млн лет относятся к гр. III. Датировка 5.3±0.7 млн лет получена для тефрита гр. I (MN-09-1553) в пьедестале вулкане Дун-Нарт-Ула. Активность ССВ линии вулканов с низко-К породами групп I и II, в первом приближении, ограничиваться интервалом 10–5 млн лет назад.

Вопрос о возрасте пород гр. IV решается датированием вулканов Асхатэ и Сулхар. Для пород вулкана Асхатэ были прежде получены К-Аг датировки 4.8±0.2 млн лет и 4.3±0.2 млн лет для пород основной платообразной постройки. Породы гр. IV этого вулкана прорывают плато и, следовательно, имеют возраст около 4.3 млн лет или моложе. Другой вулкан с породами гр. IV (Сулхар) имеет сложное строение. На нем преобладают трахибазальты гр. Ш. Датированы образцы MN-09-1420 и MN-09-1423. Первый из них показывает возраст 6.7±0.7 млн лет для северного (раннего) фрагмента постройки, второй – возраст 3.0±0.3 млн лет более позднего юго-западного фрагмента. Центральную часть постройки слагают пирокластические отложения, прорванные базанитами гр. IV (MN-09-1416) с мантийными ксенолитами. Подобно породам гр. IV вулкана Асхатэ, породы гр. IV вулкана Сулхар также завершают его активность и, следовательно, имеют возраст около 3.0 млн лет назад или моложе. Извержения пород группы IV вулканов типа Асхатэ ограничиваются интервалом 4.3-3.0 млн лет назад.

Таблица З

Results of K–Ar dating of Dariganga volcanic rocks									
Образец (вулкан)	Порода	Координаты		К,	$^{40}\text{Ar}_{p.}\times$	Возд.	Возраст,		
	(группа)	С.ш.	В.д.	мас.	10^{-5} ,	Ar, %	млн лет		
				%	HMM ³ /		(±1o)		
					Γ				
2259 (Баян-Ца-	тр	H.o.	H.o.	1 3/	72	74; 78	*13.8±0.6		
ган)	ID			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	TD(III)	150 12 8701	1110 27 097						
(Сулхар)	1 D (111)	43 42.079	114 37.087	1.53	40	95.9	6.7±0.7		
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.	H.o.	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-	тр	H.o.	H.o.	0.00	145	57; 62	*3.8±0.2		
Цаган)	ID			0.98	14.3				
MN-09-1559	TB(III)	45° 28.771'	11 <u>3° 39.325'</u>	1.60	21	97.7	3.4±0.6		

Результаты К–Аг датирования вулканических пород Дариганги

Table 3

МN-09-1423 (Сулхар)	TB(III)	45° 40.132'	114° 44.922'	1.46	17	96.3	3.0±0.3
2200 (Ундур Хурэт)	ТВ	H.o.	H.o.	1.49	9.3	25; 30	*1.6±0.1

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

Сравнительно молодая датировка 1.6±0.1 млн лет получена для постройки Ундур-Хурэт в южной цепи вулканов. Подобные этому вулкану четвертичные постройки находятся в разных частях поля. К ним относится вулкан Шилийн-Богд с породами гр. I. Возраст этого вулкана оценивается среднимпоздним плейстоценом исходя из морфологической сохранности его конуса и прямой намагниченности пород (Корина и др., 1973). Наиболее молодая постройка Дзотол, сложенная в основном породами гр. III, относится к позднему плейстоцену.

Обсуждение

Структура ДВП воспринимается через пространственное распределение: пород I группы на вулканах типа Шилийн-Богд, пород II группы на вулканах типа Дун-Нарт-Ула и пород IV группы на вулканах типа Асхатэ (или Хара-Будун). Для выявления роли этих пород-маркеров оцениваются потенциальные и эруптивные температуры расплавов ДВП, накладываются ограничения на процессы частичного плавления посредством микроэлементного моделирования, обосновывается наличие карбонатов в мантийных источниках, обозначаются истощенные и обогащенные мантийные протолиты источрасшифровываются Рв-изотопные ников, компоненты вулканических пород, проводится сопоставление полученных геохимические данных по породам Дариганги с данными по породам других вулканических полей Центральной и Восточной Азии и, наконец, через анализ всей совокупности данных определяются причины разных соотношений флангового Даригангского и осевого Витимского вулканических полей с низкоскоростными мантийными аномалиями.

Оценка температур магматических расплавов

В астеносфере преобладает конвективный перенос с температурным градиентом, близким к адиабатическому. Тепловое состояние расплавов характеризуется потенциальной температурой, получаемой экстраполяцией адиабатического градиента на земную поверхность (литосфера не учитывается). Предполагается, что потенциальная температура верхней мантии под срединно-океаническими хребтами, меняется в интервале от 1250 до 1400 °С. В плюмах под горячими пятнами (такими как Гавайское) потенциальная температура возрастает до 1500 °С и более. В континентальной литосфере температурный градиент и тепловой поток зависят от ее возраста, толщины и геологических событий ее термальной активизации.

Для мантийных расплавов рассчитывается потенциальная температура по уравнению: 1463+12.7×MgO-2924/MgO Tp $(^{\circ}C)$ = (Herzberg et al., 2007). Для наиболее магнезиальных расплавов в центральной части поля Дариганга получается оценка T_p = 1489 °C (базанит MN-10-1726 вулкана Хара-Будун, MgO = 15.8 мас. %), в западной части поля – $T_p = 1423$ °C (базаниты 45А76 и 52/76 вулканов Авгойт-Ула и Асхатын-Дзун-Тологой, MgO = 13.70 и 13.67 мас. %) и T_p = 1389 °C (базанит 540/79 вулкана Хогцо-Ула, MgO = 12.53 мас. %), в юго-восточной части поля (на приграничной территории Монголии и Китая) – Т_р = 1399 °С (базанит 9194 вулкана Хардат-Тологой, MgO = 12.86 мас. %). Такая потенциальная температура принимается, соответственно, для термальных центров Хара-Будун, Авгойт-Ула, Хогцо-Ула и Хардат-Тологой. В трех последних термальных центрах оценки T_р могут быть заниженными. Относительное снижение MgO в базанитовых расплавах линейных зон литосферы, в сущности, обозначает понижение температуры относительно адиабатического значения в ее основании, поэтому расчет Т_р для менее магнезиальных базанитов из линейных зон лишен смысла. Содержание MgO в них может снизиться в результате кристаллизационного фракционирования высоко-Мg магм, плавления субстрата с низким Mg-Fe-отношением или наличия флюидов. Широкий спектр процессов, которые могли привести к снижению MgO, в целом затушевывает температурную характеристику расплавов подлитосферной мантии.

В базанитах оценивается также максимальная ликвидусная температура кристаллизации оливина из расплава при вулканичеизвержении (primary eruption ском temperature, T_{pe}). Исходя из предположения о безводном составе магмы, используются уравнения: T_{pe} (°C) = 1056.6 + 17.34×MgO (Кутолин, 1966), T_{pe} (°C) = 1000+20×MgO (Herzberg al.. 2007) et И Tpe $(^{\circ}C) = 935+33 \times MgO-0.37 \times MgO^2$ (Arndt et al., 2008) Получаются приблизительно сопоставимые результаты. По уравнению (Herzberg et al., 2007) для наиболее магнезиального расплава базанита MN-10-1726 Тре составляет 1364 °С. В базанитах гр. IV Дариганги с содержанием MgO 11.0-15.8 мас. % рассчитывается диапазон Т_{ре} = 1254–1364 °С.

На схеме рис. 11 наиболее высокотемпературные мантийные расплавы с $T_p = 1489$ °C Mg-базанита MN-10-1726 (вулкан Хара-Будун) находятся на пересечении субширотной зоны умеренно-К базанитов и линии низко-К базанитов. Высоко-Mg порода MN-10-1726 имеет низко-К состав. Базаниты распространяются также на соседних постройках, обозначая Харабудунский термальный центр Дариганги с $T_{pe} = 1364$ °C. С продвижением вдоль субширотной зоны умеренно-К базанитов и вдоль линии вулканов низко-К базанитов значения T_{pe} резко снижаются до интервала 1258–1265 °C.

В расплавах вулканов термальных центров Хогцо-Ула и Авгойт-Ула северо-западного края ДВП значения T_{pe} находятся в интервале 1282–1318 °С. Центры разделены между собой территориями, на которых извергаются расплавы со значениями T_{pe} , не превышающими 1280 °С. Интересно, что Хогцоульский центр повышенных T_{pe} пространственно соответствует ССВ окончанию линии вулканов с низко-К породами групп I и II. Максимальное значение $T_{pe} = 1298$ °С расплава в термальном центре Хардат-Тологой сопряжено с максимальным значением $T_{pe} = 1258$ °С расплава на вулкане Ачагийн-Душ.



Рис. 11. Пространственные вариации потенциальной температуры (T_p) и температуры извержения (T_{pe}) в °С (цифры в кружках) в локальных термальных центрах базанитов (IV группа) и пород аномального состава ДВП. Символы частично такие же, как на рис. 10. Значения температуры получены с использованием уравнений (Herzberg et al., 2007).

Fig. 11. Spatial variations of potential temperature (T_p) and eruption temperature (T_{pe}) in °C (numbers in circles) in local thermal centers of basanites (group IV) and rocks of anomalous composition in the Dariganga volcanic field. Symbols are partly as in Fig. 10. Temperature values are obtained using equations of Herzberg et al. (2007).
Источники умеренно- и низкокалиевых пород

На диаграмме 10^{-3} ×К/Та – Lа/Та (рис. 12) фигуративные точки умеренно- и высоко-К пород петрогенетических групп I и IV Дариганги распределяются вблизи линии К/La = 330, соответствующей отношению в примитивной мантии (PM) и обогащенном базальте срединного океанического хребта (E-MORB). Наиболее низкое отношение La/Ta в умеренно-К базанитах соответствует соотношению К–Ta–La в OIB. В низко-К породах групп I, II и IV отношение К/La снижается.

Низкое отношение K/La определяется в субдуцированном источнике океанической плиты после удаления надсубдукционного компонента с высоким отношением K/La. Извлечение материала из слэба и/или поступление материала в надслэбовый мантийный источник отчетливо отражается в относительных вариациях K, La и Ta в вулканических породах Восточной Азии. Тенденция изменения составов вулканических пород, аналогичная смещению точек составов низкокалиевых пород I, II и IV групп Дариганги, характерна для мел-палеогеновых полей Ундер-Шил, Алтан-Ширэ и Мандал-Гоби, расположенных в Средней Гоби (Рассказов и др., 2012).

Из рис. 12 можно сделать вывод о том, что породы с отношением 10^{-3} ×К/Та ниже 2.5, вероятно, образовались из остаточно-слэбового источника, тогда как в породах с отношением 10^{-3} ×К/Та выше 2.5 преобладает OIBподобный компонент. Тот факт, что Mg-базанит MN-10-1723 и другие породы с такой характеристикой относятся к вулканам с линейным распределением (рис. 10), означает, что, несмотря на их образование за счет адиабатического подъема горячего материала через астеносферу, их проникновение к земной поверхности контролируется разломами литосферы.



Рис. 12. Диаграмма 10^{-3} ×К/Та – La/Та. Условные обозначения см. на рис. 4. Дополнительно показаны данные образцов 09ABG17 (Chen et al., 2015) и 100916-3 вулканического поля Дайлинор (Zhang, Guo, 2016). Точки пород I–II групп располагаются ниже линии К/La = 330, группы пород III–IV располагаются выше и ниже этой линии; породы пород V–VI групп смещены выше этой линии. Для сопоставления показано фигуративное поле пород Ундер-Шил Средней Гоби, смещенное ниже линии К/La = 330, и линия комплементарных составов остаточного слэбового и надслэбового материала относительно обогащенного базальта срединного океанического хребта (E-MORB) (Рассказов и др., 2012). Составы E-MORB и PM (примитивной мантии) из работы (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 12. Diagram 10^{-3} ×K/Ta vs La/Ta. Symbols are as in Fig. 4. Additionally shown are data points of samples 09ABG17 (Chen et al., 2015) and 100916-3 from the Dalinuoer volcanic field (Zhang and Guo, 2016). Data points of groups I–II rocks occur below the line K/La = 330, those of groups III–IV rocks are distributed above and below this line; those of groups V–VI rocks are shifted above this line. For comparison, the data field of the Under-Shil rocks from the Middle Gobi, shifted below the K/La = 330 line, and the line of complementary compositions of the residual-slab and supra-slab material relative to enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB) are shown after Rasskazov et al. (2012). E-MORB and PM (primordial mantle) compositions are plotted after (McDonough, Sun, 1995).

Ограничения на механизм частичного плавления

Для проверки роли частичного плавления в формировании вулканических пород Дариганги ряд микроэлементов выстроен в порядке несовместимости от Cs до Yb (рис. 13). Смоделированы источники для пород групп III, IV, V и VI. Используются уравнения для равновесного частичного плавления (Shaw, 1970). Частичное плавление пород высоко-К серии (гр. I) и низко-К серии (гр. II) по микроэлементным спектрам не моделируется.



Рис. 13. Диаграмма микроэлементов петрогенетических групп вулканических пород, нормированная на состав первичной мантии и расположенная в порядке несовместимости. Для нормализации используется состав пиролита из (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 13. Trace element diagram for petrogenetic groups of volcanic rocks, normalized to the primordial mantle composition and arranged in order of incompatibility. For normalization, the pyrolite composition from (McDonough, Sun, 1995) is used.

Концентрации микроэлементов в источнике рассчитываются по составу пиролита (McDonough, Sun, 1995) с добавлением компонентов клинопироксена, граната и флогопита в соответствующих пропорциях. Для моделирования используются средние содержания микроэлементов в клинопироксене из перидотитовых ксенолитов в тефритах вулкана Шилийн-Богд (неопубликованные данные авторов), а также во флогопите и гранате из ксенолитов в щелочных лавах Витимского вулканического поля (Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000; Ashchepkov et al., 2003, 2011).

Концентрации микроэлементов в клинопироксене добавляются, когда его содержание в модельном источнике превышает 5 %. Для Nb и Та используются значения 1.0 и 0.08 мкг/г, соответственно, полученные путем подгонки. Для La, Ce, Yb и Y используются коэффициенты распределения минерал/расплав из работ (Halliday et al., 1995) (оливин, ортопироксен), (Adam, Green, 2006) (клинопироксен, гранат) и (Ionov et al., 1997) (флогопит); для Zr и Nb (Zanetti et al., 2004) (оливин), (Halliday et al., 1995) (ортопироксен), (Adam, Green, 2006) (клинопироксен, гранат) и (La Tourrette et al., 1995) (флогопит). Коэффициенты распределения минерал/расплав для других элементов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Коэффициенты распределения минерал/расплав, используемые для моделирования частичного плавления

Table 4

The mineral/melt distribution	ution coefficients used	for the partia	l melting mode	eling

Element	Ol	Opx	Срх	Gr	Phl
Rb	0.00002	0.0001	0.0047	0.002	5.18
Ba	0.000005	0.00006	0.015	0.0011	3.48
Th	0.000007	0.0002	0.013	0.0021	0.0014
U	0.000009	0.00004	0.006	0.011	0.0011
Κ	0.00002	0.0001	0.07	0.013	3.67
Nb	0.00017	0.003	0.0103	0.0015	0.085
Та	0.000018	0.025	0.0185	0.00195	0.226
La	0.0002	0.003	0.0469	0.00125	0.0005*
Ce	0.00007	0.0021	0.08	0.00285	0.0006
Pr	0.0003	0.0022*	0.129	0.013	0.0009
Sr	0.00004	0.0015	0.128	0.00125	0.183
Zr	0.0045	0.012	0.103	0.115	0.017
Hf	0.0037	0.019	0.209	0.085	0.048
Sm	0.0009	0.0037	0.29	0.145	0.0008
Ti	0.015	0.12	0.273	0.175	1.768
Y	0.0038	0.02	0.423	2.72	0.007
Yb	0.024	0.032	0.398	5.625	0.023

Источники данных: оливин (Ol) Nb, Ta, Zr, Hf и Y (Zanetti et al., 2004), другие элементы (Halliday et al., 1995); ортопироксен (Opx): Ta (Green et al., 2000), Ti (Girnis et al., 2006), Y и Yb (Kennedy et al., 1993), другие элементы (Halliday et al., 1995); клинопироксен (Cpx): Rb (Foley et al., 1996), K и Sr (Hart, Dunn, 1993), Th и U (Hauri et al., 1994), другие элементы (Adam, Green, 2006); гранат (Gr): Th, U и K (Halliday et al., 1995), другие элементы (Adam, Green, 2006); флогопит (Phl): Rb, Ba, Nb, Sr и Y (Foley et al., 1996), Th, U, K, Zr и Ti (LaTourrette et al., 1995), Ta (Gregoire et al., 2000), La, Ce, Pr, Hf, Sm и Yb (Ionov et al., 1997). Звездочкой (*) отмечены значения, полученные по интерполяции.

Data sources: olivine (Ol) Nb, Ta, Zr, Hf and Y (Zanetti et al., 2004), the other elements (Halliday et al., 1995); orthopyroxene (Opx): Ta (Green et al., 2000), Ti (Girnis et al., 2006), Y and Yb (Kennedy et al., 1993), the other elements (Halliday et al., 1995); clinopyroxene (Cpx): Rb (Foley et al., 1996), K and Sr (Hart, Dunn, 1993), Th and U (Hauri et al., 1994), the other elements (Adam, Green, 2006); garnet (Gr): Th, U and K (Halliday et al., 1995), the other elements (Adam, Green, 2006); phlogopite (Phl): Rb, Ba, Nb, Sr and Y (Foley et al., 1996), Th, U, K, Zr and Ti (LaTourrette et al., 1995), Ta (Gregoire et al., 2000), La, Ce, Pr, Hf, Sm and Yb (Ionov et al., 1997). Asterisk (*) marks the values obtained after interpolation.

В модальном минеральном составе источников основной части магм Дариганги варьируют доли граната (от 3.7 до 7.2 %), клинопироксена (8–10 %) и оливина (от 63 до 57.5 %, чем меньше граната, тем больше оливина) при постоянном содержании ортопироксена (25 %) и флогопита (3 %). В плавящемся материале принимается соотношение: 49 %

оливина, 25 % ортопироксена, 20 % клинопироксена, 5 % граната, 1 % флогопита. Степень частичного плавления источников (F) по микроэлементным спектрам (рис. 14) и соотношению (La/Yb)_N – (Yb)_N (рис. 15) изменяется от 0.006–0.01 для пород групп II и III до 0.045 для умеренно-К пород группы VI.



Рис. 14. Диаграммы содержания нормированных редких элементов (*a*) и редкоземельных элементов (РЗЭ) (*б*) в модельных расплавах в сравнении с таковыми в вулканических породах III– VI групп Дариганги. В качестве примера для пород Дариганги взяты умеренно-калиевые составы с максимальной и минимальной степенями частичного плавления (F). Для нормализации используются составы пиролита и хондрита из (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 14. Diagrams of normalized trace-element contents (*a*) and chondrite-normalized rare-earth-element (REE) ones (*b*) in model melts compared with those of groups III–VI volcanic rocks from Dariganga. Moderate-K compositions with maximal and minimal degrees of partial melting (F) are taken as examples for Dariganga rocks. The pyrolite and chondrite compositions from (McDonough, Sun, 1995) are used for normalization.



Рис. 15. Диаграмма (La/Yb)_N – Yb_N для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Цифрами на модельных кривых показана степень частичного плавления F. Штриховыми линиями соединены точки с одинаковыми F для источников, отличающихся только содержаниями граната и оливина. Приведен тренд плавления обогащенного безгранатового источника, который рассчитывался для толеитовых базальтов Ханнуобы (Чувашова и др., 2012). Нормирование выполнено по составу недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995). На диаграмме показаны все составы, включая низкокалиевые, для которых моделирование не проводилось.

Fig. 15. Diagram $(La/Yb)_N$ vs Yb_N for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Numbers on the model curves indicate degree of partial melting F. Dashed lines connect points with the same F for sources that differ only in garnet and clinopyroxene contents. Shown is a melting trend of an enriched garnet-free source that was calculated for Hannuoba tholeiitic basalts (Chuvashova et al., 2012). The normalization is performed using the pyrolite composition after (McDonough, Sun, 1995). The diagram shows all compositions, including low-K ones, for which no modeling was performed.

Особый элементный состав пород Хардат-Тологоя рассматривался как показатель содержания в источнике флогопита и/или амфибола (Xu et al., 2014). Судя по распределению фигуративных точек этих пород на диаграммах рис. 13 и 15, их источник может быть безгранатовым или иметь небольшое количество граната (≤1 %). Если использовать модель обогащенного безгранатового источника толеитовых базальтов Ханнуобы (Чувашова и др., 2012), степень его частичного плавления будет меняться от 7 до 12 %.

Для вулканических пород Дариганги с высоким отношением (La/Yb)_N (группы I и II) получаются крайне низкие значения степени частичного плавления. Маловероятно, чтобы такой расплав мог отделиться от матрицы минералов. Следовательно, от матрицы отделялся флюид, а расплав с высоким отношением (La/Yb)_N мог генерироваться во флюидном потоке.

Для оценки содержания граната в источнике и степени частичного плавления используется также диаграмма Ce/Y – Zr/Nb (рис. 16). На ней тренд пород вулкана Асхатэ

от базальтов гр. VI к базанитам гр. IV обозначает повышенную степень частичного плавления в начале действия вулкана и более низкую к концу его активности с относительным снижением отношения Zr/Nb. Эта интерпретация в целом согласуется с результатами расчетов степени частичного плавления по модельным спектрам микроэлементов, редкоземельным спектрам и соотношению $(La/Yb)_N - Yb_N$. На диаграмме Ce/Y – Zr/Nb тренд пород гр. І вулкана Шилийн-Богд, однако, не обнаруживает существенных вариаций отношения Zr/Nb, которое свидетельствовало бы о смене степени частичного плавления в источнике. В ходе пирокластической активности этого вулкана проявляются составы с высоким отношением Се/Ү, а к концу активности отношение Се/У снижается. Высокие La/Yb и Ce/Y отношения в породах группы I могут быть связаны с присутствием карбоната в источнике. В следующем разделе оценивается роль карбоната в источниках, которая при микроэлементном моделировании частичного плавления не учитывается.



Рис. 16. Диаграмма зависимости Ce/Y от Zr/Nb для вулканических пород Дариганги. Обозначения см. на рис. 4. Вариации содержания граната и степени частичного плавления, показанные серыми пунктирными линиями, были смоделированы для литосферных источников вулканических пород Исландии (Hardarson, Fitton, 1991) и использованы для вулканических пород литосферных источников линии Камерун (Essomba et al., 2022).

Fig. 16. Ce/Y vs Zr/Nb diagram for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Variations in garnet content and degree of partial melting, shown by gray dashed lines, were modeled for lithospheric sources of volcanic rocks from Iceland (Hardarson and Fitton, 1991) and were used for volcanic rocks of lithospheric sources of the Cameroon line (Essomba et al., 2022).

Роль карбоната в источниках

В океанических базальтах Zr и Hf в геохимическом отношении близки Sm к (McDonough, Sun, 1995). Породы из источника с карбонатом должны в целом показывать повышенное отношение Zr/Hf, относительно источника без карбоната (Dupuy et al., 1992). На диаграмме Sm – Zr (рис. 17б) фигуративные точки пород Дариганги в общем распределяются вдоль линии Zr/Sm = 28, соответствующей направлению OIB+MORB. Точки ключевых пород гр. I (MN-09-1492 и MN-10-1686) находятся вблизи этой линии, хотя другие породы этой группы, а также породы групп II-III существенно отклоняются от нее. На диаграмме Sm – Hf (рис. 17a) фигуративные точки пород Дариганги в целом сдвинуты левее линии OIB+MORB (Hf/Sm = 0.78). Точка MN-10-1686 гр. І лежит на линии Hf/Sm = 0.53, а точка MN-09-1492 этой группы несколько смещена к составу OIB.

Породы Дариганги в целом показывают повышенное отношение Zr/Hf, относительно значения OIB+EMORB (36). В базанитах гр. IV значения этого отношения находятся в интервале значений 45-51. Только высоко-Мд базанит MN-10-1726 имеет отношение Zr/Hf = 38, близкое к значению ОІВ. Отношение Се/У в этой породе соответствует значению OIB (рис. 18а). Поскольку базанит MN-10-1726 представляет собой порцию адиабатически поднятого материала, отсутствие карбоната могло быть следствием его неустойчивости в источнике при высокой температуре. Однако в породах океанических мантийных плюмов концентрация Zn и значения δ^{66} Zn возрастают с увеличением роли карбоната в источнике и повышением температуры (Beunon et al., 2020). Следовательно, температура не является фактором удаления карбоната из источника. Отношение Zr/Hf базанита MN-10-1726 служит в качестве показателя рафинированного OIB+EMORB-подобного материала, который был адиабатически поднят в астеносфере из источника глубокой мантии, не содержащего карбоната. Карбонатный компонент присутствует в менее магнезиальных породах гр. IV, а также в породах групп I и II. Фактически, карбонат характеризует все источники, кроме источника базанита MN-10-1726, включая источники пород групп III, V и VI.

На диаграмме Th/Yb – Zr/Hf центральное положение занимает основная группа базанитов (гр. IV). Отношение Th/Yb высоко-Mg базанита MN-10-1726 соответствует отношению в породах этой группы и превышает это отношение в составах OIB+EMORB. Часть фигуративных точек пород групп III, V и VI смещается от основной группы базанитов к составу без карбоната высоко-Mg базанита MN-10-1726, другая часть – к составам без карбоната типа OIB+EMORB (рис. 186).

Смещение точек от линии OIB+EMORB с уменьшением концентрации Hf (рис. 17а), свидетельствующее о присутствии в источнике карбоната, определяется в четвертичных лавах вулканического поля Нуоминхе Северо-Восточного Китая. В породах этого поля карбонат присутствует в общем компоненте с отношением 87 Sr/ 86 Sr = 0.7052, особенность которого заключается в Rb/Sr отношении, близком к нулю, поскольку в мантийном карбонате присутствует Ca (и, соответственно, изоморфная примесь Sr), но отсутствует К (и, соответственно, нет изоморфной примеси Rb) (Chuvashova et al., 2015).

Исходя из гипотезы о влиянии на распределение Hf карбоната в источнике, обогащение гафнием, относительно самария, в аномальном источнике пород Хардат-Тологоя может объясняться комплементарным соотношением этого источника с источником базанитов гр. IV (рис. 17а). Если также как во всех породах Дариганги в породах Хардат-Тологоя выдерживается отношение Zr/Sm = 28 (рис. 17б), отношение Zr/Hf в породах этого вулканического сооружения будет существенно ниже значения OIB+EMORB.



Рис. 17. Диаграммы Sm – Hf (*a*) и Sm – Zr (δ) для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Для вулканического поля Нуоминхе использованы данные из работы (Рассказов и др., 2011), для района Хардат-Тологой – данные из работы (Xu et al., 2014). Концентрация Zr в последней работе не приводится. Составы OIB и MORB из работы (Sun, MacDonough, 1989).

Fig. 17. Sm vs Hf (*a*) and Sm vs Zr (*b*) diagrams for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. For the Nuominhe and Hardat Tologoy volcanic areas, data from (Rasskazov et al., 2011) and (Xu et al., 2014) are used, respectively. In the later paper, the Zr concentration is not presented. The OIB and MORB compositions are from (Sun, McDonough, 1989).



Рис. 18. Диаграммы Ce/Y – Zr/Hf (*a*) и Th/Yb – Zr/Hf (*б*) для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Серыми стрелками показаны направления смещения точек, связанные со смешением компонентов из карбонатсодержащих источников с компонентами источников типа OIB+EMORB и слэбоподобного источника (MN-10-1726).

Fig. 18. Ce/Y vs Zr/Hf (*a*) and Th/Yb vs Zr/Hf (*b*) diagrams for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Gray arrows show directions of data point shifts associated with mixing of components from carbonate-bearing sources with those from the OIB+EMORB and remnant slab (MN-10-1726) ones. The OIB and MORB compositions are from (Sun, McDonough, 1989).

Признаки истощения и обогащения литосферных источников несовместимыми элементами

Основной процесс преобразования мантийных источников – истощение с удалением несовместимых элементов в частичных выплавках (образование рестита) или обогащение с привносом несовместимых элементов (фертилизация). Участие реститовых и фертилизированных мантийных компонентов в источниках вулканических пород Дариганги иллюстрируется диаграммой Th/Yb – Ta/Yb (рис. 19).



Рис. 19. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Состав верхней коры (UC) – по (Rudnick, Fountain, 1995), OIB и MORB – по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 19. Th/Yb vs Ta/Yb diagram for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 3. The upper crust (UC) composition is from (Rudnick, Fountain, 1995), the OIB and MORB ones are from (Sun, McDonough, 1989).

На диаграмме этого типа в мантийных вулканических породах обычно идентифицируются компоненты континентальной коры по фигуративных смещению точек выше направления OIB+MORB (Pearce, 1983). Фигуративные поля петрогенетических групп пород Дариганги в общем распределяются вдоль этого направления. Эталонному составу ОІВ соответствует фигуративное поле пород гр. VI. Точки базальтов этой группы вулкана Асхатэ обнаруживают небольшое смещение вниз от состава ОІВ с преимущественным снижением отношения Th/Yb. Точки пород гр. IV в основном распределяются вдоль линии OIB+MORB, но точка низко-К базанита MN-10-1723 резко смещена в сторону обеднения. Точки пород гр. І отклоняются от линии OIB+MORB в сторону обогащения.

Сопоставление возраста вулканических пород Дариганги, Абаги и Дайлинора

Изначально лавы полей Абага и Дайлинор относились к плиоцену и квартеру (Liu et al., 2001). К–Аг датирование дает возрастной интервал извержений на этих полях от 15.1 до 0.16 млн лет (Ho et al., 2008).

На вулканическом поле Абага по характеру временных вариаций содержания К (рис. 20) намечаются 3 интервала: 1) 14.57– 9.54 млн лет назад, 2) 7.15–5.20 млн лет назад и 3) 7.15–5.20 млн лет назад. В первом интервале наблюдаются слабые вариации содержания калия (1.16–1.41 мас. %), во втором и третьем – более широкие вариации, соответственно, 0.66–1.63 и 0.83–1.73 мас. %. От начала к концу этих временных интервалов содержание калия возрастает.

На вулканическом поле Дайлинор известна единичная датировка 15.12±0.92 млн лет и многочисленные датировки в интервале последних 3.4 млн лет. Содержание калия в начальной породе поля Дайлинор (1.26 мас. %) находится в пределах его вариаций в породах временного интервала вулканизма Абаги 14.57–9.54 млн лет назад. Во временном интервале последних 3.4 млн лет содержание калия в породах Дайлинора возрастает от 0.68 до 2.13 мас. %. Его максимальное содержание определено в породе последнего извержения вулкана Гезишан (Gezishan), которое относится китайскими вулканологами к голоцену (Sun, Li, 2023).

Калий–аргоновые датировки вулканических пород Дариганги (табл. 3) коррелируются с датировками вулканических пород Абаги интервала 14–3 млн лет. Породы гр. I средне-позднеплейстоценового вулкана Шилийн-Богд содержат до 2.8 мас. % калия, в породах гр. III наиболее молодой (позднеплейстоценовой) постройки Дзотол содержание калия снижается до 1.4–1.6 мас. %.



Рис. 20. Диаграмма временных вариаций содержания калия в породах вулканических полей Дариганга, Абага и Дайлинор. Условные обозначения для пород Дариганги см. на рис. 4. Использованы данные (Ho et al., 2008; Zhang, Guo, 2016) и табл. 3. Временные вариации калия аппроксимируются сплошными линиями, перерывы обозначаются штриховыми линиями.

Fig. 20. Diagram of temporal variations in the potassium content in rocks from the Dariganga, Abaga, and Dalinuoer volcanic fields. Symbols for Dariganga rocks are as in Fig. 4. Data used are from (Ho et al., 2008; Zhang and Guo, 2016) and Table 3. Low-K basanites of group IV are not dated. Temporal change of potassium content in volcanic rocks dated is approximated by solid lines, volcanic lulls are indicated by dashed lines.

В начальный возрастной интервал 14.57– 9.54 млн лет Абаги и Дариганги попадают породы с узким диапазоном концентрации калия (1.41–1.0 мас. %). Этот возрастной интервал обозначается четырьмя датировками пород Абаги. Датировка породы Дайлинора 15.12±0.92 млн лет предшествует возрастному интервалу пород Абаги, а две датировки пород Дариганги (10.4±1.0 и 9.5±0.9 млн лет) приходятся на его окончание. Наблюдается относительное снижение содержания калия в породах Дариганги относительно содержания калия в одновозрастных породах Абаги.

В возрастном интервале 7.15–5.20 млн лет наблюдается согласование серий датировок пород Абаги с серией датировок пород Дариганги. В породах первого вулканического поля явно содержится меньше калия, чем в породах второго вулканического поля. В начале этого возрастного интервала содержание калия в породах Абаги было минимальным (снижалось до 0.66 мас. %), в конце – максимальным (возрастало до 1.63 мас. %). В начале возрастного интервала содержание калия в породах Дариганги также было на минимуме (снижалась до 1.53 мас. %), в конце – на максимуме (возрастало до 2.12 мас. %).

Следующий возрастной интервал 4.54– 2.55 млн лет Абаги и Дариганги снова обозначается минимумом калия (0.83 мас. %) в его начале и максимумом калия (1.73 мас. %) – в конце. Две датировки пород Дариганги (3.37±0.62 и 2.99±0.36 млн лет) подобны по содержанию калия породам окончания этого возрастного интервала пород Абаги.

Возрастной интервал пород Дайлинора последних 3.4 млн лет перекрывается с финальным отрезком возрастного интервала Абаги и Дариганги. В интервале 3.4–2.6 млн лет назад вулканизм распространяется на всех трех вулканических полях, но с разным содержанием калия. В породах Абаги и Дариганги содержание калия повышено, в породах Дайлинора содержание калия около 3.4 млн лет назад находится на минимуме (снижается до 0.68 мас. %), к концу возрастного интервала содержание калия возрастает и выходит на максимум (2.13 мас. %) в наиболее молодых вулканах Дайлинора (Гезишан и Лангвоншан).

В целом на вулканических полях пограничной территории Монголии и Китая наблюдается переход от слабых временных вариаций содержания калия в вулканических породах среднего-позднего миоцена (15-10 млн лет назад) к более существенным вариациям в вулканических породах позднего миоцена-квартера (в последние 7 млн лет). На поле Абага наблюдается позднемиоценовый и плиоценовый интервалы возрастания калия, разделенные 0.7-миллионным перерывом, на поле Дайлинор – более продвинутое плиоцен-четвертичное возрастание калия. Уровень концентрации калия в породах самых молодых вулканов Дайлинора (Гезишан и Лангвоншан) сопоставляется с уровнем концентрации калия в породах максимума калия Дариганги в конце миоцена.

Имеются ли на вулканических полях Абаги и Дайлинора породы, подобные породам групп I, II и IV Дариганги?

На вулканических полях Дариганга, Абага и Дайлинор в общем определялись породы близкого состава, поэтому предполагалось, что магмы генерируются под вулканами в одинаковых геологических условиях под действием общих факторов (Togtokh et al., 2018; Sun, Li, 2023). Это предположение вступает в противоречие с различиями во временных вариациях калия в породах территорий (рис. 21). Далее это предположение тестируется прослеживанием геохимических характеристик пород групп I, II и IV с вулканического поля Дариганга на вулканические поля Абага и Дайлинор.

Прежде всего, рассмотрим распределение пород гр. IV. На вулканических полях Абага и Дайлинор встречаются породы, которые могут относиться к базанитам по номенклатуре (Le Bas, 1989). В четырех породах этого типа, приведенных в работе (Zhang, Guo, 2016), определен узкий диапазон содержания MgO (10.3-10.7 мас. %). Он находится ниже предела 11 мас. %, принятого для пород гр. IV Дариганги (Чувашова и др., 2012). Пятый образец 100916-3 поля Дайлинор с содержанием MgO = 11.35 мас. % (К-Аг датировка 1.94±0.07 млн лет), попадает в интервал содержания этого оксида в породах гр. IV. Его характеристики (содержание $K_2O = 1.8$ мас. %, отношения K₂O/Na₂O = 0.51, $10^{-3} \times K/Ta =$ 3.6, La/Ta = 11.0) соответствуют характеристикам OIB-подобной подгруппы базанитов Дариганги. На диаграмме ураногенного Рb точка базанита 100916-3, однако, смещена в более радиогенную область и относится к совокупности пяти точек пород разного состава Дайлинора и Абаги, которая аппроксимируется линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет (см. следующий раздел). Следовательно, источник базанита 100916-3 в геохимическом отношении связан с источниками пород Дайлинора-Абаги и отличается от источников базанитов гр. IV Дариганги. В любом случае, распространение пород, занимающих переходное положение между тефритами и базанитами, на полях Абага и Дайлинор существенно уступает распространению пород гр. IV на поле Дариганга (рис. 21а).

Высокое содержание MgO (15.0 мас. %) при отношении La/Yb в пределах значений пород гр. IV Дариганги (34.7) определено в образце 09ABG17, отобранном на территории Китая (Chen et al., 2015). Местоположение этого образца не указано. Опробование проводилось вблизи границы с Монголией, поэтому этот образец, предположительно, относится к полю Дариганга. Характеристики Mg-базанита 09ABG17 (содержание K₂O = 0.77 мас. %, отношения K₂O/Na₂O = 0.24, 10^{-3} ×K/Ta = 1.9) соответствуют характеристикам подгруппы базанитов Дариганги из источника, подобного источнику остаточного океанического слэба.



Рис. 21. Диаграммы сравнения содержания MgO (a) и отношения La/Yb (δ) в вулканических породах Дариганги, Абаги и Дайлинора. Символы на панелях (a) и (δ) использованы соответственно для пород IV и I, II групп Дариганги с рис. 4. Вопросительный знак (?) указывает на предполагаемое местонахождение высоко-Mg базанита 09ABG17 из работы (Chen et al., 2015).

Fig. 21. Diagrams of the MgO content (*a*) and La/Yb ratio (*b*) comparisons in volcanic rocks from Dariganga, Abaga, and Dalinuoer. Symbols on panels (*a*) and (*b*) are used, respectively, for rocks of groups IV and I, II of Dariganga from Fig. 4. The question mark (?) indicates an assumed location of the high-Mg basanite 09ABG17 presented by Chen et al. (2015).

В работе (Zhao et al., 2020) в образцах 10XL34 и 10XL19 Дайлинора определены высокие значения отношения La/Yb (47.4 и 39.1) при содержании MgO в пределах значений пород гр. I и II Дариганги (соответственно, 8.0 и 9.2 мас. %) (рис. 21б). Первая порода представлена на вулкане Гезишан, который извергался в голоцене, вторая – на вулкане Лангвошан, которого также имеет молодой возраст. Обе породы отличаются низким содержанием SiO₂ (соответственно, 42.36 и 41.56 мас. %) при умеренном содержании K₂O (2.77 и 2.59 мас. %) и умеренном отношении K₂O/Na₂O (0.55 и 0.64). По повышенному отношению 10^{-3} ×K/Ta (3.6 и 4.3) эти породы сопоставляются с породами гр. I,

которая характеризуется ОІВ-подобным составом.

Низкое отношение 10⁻³×К/Та, в интервале значений слэбоподобных характеристик пород групп II и IV Дариганги, определено кроме Mg-базанита 09ABG17 (Chen et al., 2015), в породах ABQ-27, ABQ-27 (Togtokh et al., 2018) (рис. 22). Эти породы, соответственно, по содержанию MgO 9.75 и 9.39 мас. % и отношению La/Yb 25.7 и 26.1 подобны породам гр. III Дариганги при низком содержании K_2O (0.73 и 0.86 мас. %) и низком отношении K_2O/Na_2O (0.20 и 0.25). На ДВП низко-К породы гр. III также встречаются.



Рис. 22. Схема сравнения отношений 10⁻³×К/Та в вулканических породах Дариганги, Абаги и Дайлинора. Обозначения используются как на рисунках 4 и 21.

Fig. 22. Diagram of the $10^{-3} \times \text{K/Ta}$ ratio comparisons in volcanic rocks from Dariganga, Abaga, and Dalinuoer. Symbols are used as in Figs 4 and 21.

Из сопоставления следует, что породы гр. I, II и IV Дариганги в общем не распространяются на поля Абага и Дайлинор. Исключение составляют породы, подобные гр. I Дариганги, которые проявляются на поле Дайлинор в самых молодых (голоценовых) извержениях. В северной части субмеридиональной цепочки вулканических полей Дариганга—Абага—Дайлинор имеет место переход от высокотемпературной к низкотемпературной генерации магм.

Таблица 5

```
Временное сопоставление источников с низкой (группы I, II), умеренной (группы III, V, VI) и высокой (группа IV) температурой генерации магм Дариганги, Абаги и Дайлинора
```

Table 5

Temporal comparison of sources with low (groups I and II), moderate (groups III, V, and VI), and high (group IV) generation temperature of Dariganga, Abaga, and Dalinuoer magmas

Вулканиче-	Дариганга	Абага	Дайлинор
ское поле			

Временной интервал вулканизма, млн лет назад	Источник (возраст, млрд лет)	Температура магмогенера- ции	Источник (возраст, млрд лет)	Темпера- тура магмо- генерации	Источник (возраст, млрд лет)	Темпера- тура магмо- генерации
15–11	фоновый, ОІВ- подобный (3.39)	умеренная	фоновый, ОІВ- подобный (3.39)	умеренная	фоновый, ОІВ- подобный (3.39)	умеренная
10–5	группы IV и II оста- точного слэба (3.11) + фоновый (3.39)	высокая и низкая до умеренной в фоновом ис- точнике	фоновый, ОІВ- подобный (3.39)	умеренная	вулканизм отсутствует	вулканизм отсутствует
4–3	группа IV протоман- тии (4.45) + фоновый (3.39)	высокая до умеренной в фоновом ис- точнике	фоновый, ОІВ- подобный (3.39)	умеренная	фоновый, OIB- подобный (3.39)	умеренная
<3.4	группа I протоман- тии (4.47) + фоновый (3.39)	низкая до умеренной в фоновом ис- точнике	вулка- низм от- сут- ствует	вулканизм отсутствует	от фоно- вого, ОІВ- подобного (3.39) до протоман- тийного (4.44)	от умерен- ной до низ- кой

Фоновыми породами из источников типа OIB являются породы III, V и VI групп, образовавшиеся в результате частичного плавления протолита 3.39 млрд лет назад в области перехода от астеносферы к литосфере. Background OIB-like sources are exhibited by rocks of groups III, V and VI resulted from partial melting of the 3.39 Ga protolith in a region of transition from the asthenosphere to lithosphere.

Расшифровка компонентов вулканических пород по изотопным отношениям Pb

Точки данных пород I группы (MN-09-1492, MN-09-1451, MN-10-1686), включая точки пород лавовых потоков вулканов Шилийн-Богд и Дзотол (MN-09-1452 и MN-09-1625) смещаются в левые части Рb-изотопных диаграмм (рис. 23). На диаграмме ураногенных отношений изотопов Pb (панель a) эти точки принадлежат геохроне 4.47 млрд лет, указывающей на гадейское (протомантийное) происхождение протолитов источников. На диаграмме отношений торогенного и ураногенного изотопов Pb (панель б) точки данных этих образцов попадают на линию отношения ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb (~2.096), что демонстрирует когенетичность исходных протолитов как по ураногенным, так и по торогенным составляющим. Эти точки обозначают ряд РЬизотопных компонентов протомантии в вулканических породах Дариганги.

Независимые доказательства присутствия протомантийных компонентов под

Даригангой были получены при изучении мантийных ксенолитов, отобранных из тефритового пьедестала вулкана Шилийн-Богд. В шлифах глубинных пород, между крупными зернами оливина и ортопироксена, были обнаружены новообразованные мелкозернистые минеральные агрегаты перидотитового парагенезиса с низкохромистой шпинелью. Под действием флюидов изменялся литосферный материал, имеющий как обедненный, так и обогащенный микроэлементный состав (по отношению к составу хондрита). Состав привнесенного материала определялся как общий компонент глубинных перидотитов путем радиального сближения точек составов валовых ксенолитов на диаграмме (La/Yb)_N – Yb_N. Общий материал протомантии обозначался как компонент с геохимической характеристикой, соответствующей хондритовому соотношению $(La/Yb)_N = 1$ при Yb_N=1.6. Делался вывод о просачивании сквозь литосферный мантийный материал под вулканом Шилийн-Богд флюидов с протомантийными характеристиками (Рассказов и др., 2022).

Оценка геохронного возраста 4.47 млрд лет, полученная для исходного протолита из ураногенного Pb пород группы I вулкана Шилийн-Богд, согласуется с хондритовыми признаками общего компонента глубинных перидотитовых ксенолитов из лав этого вулкана. Следовательно, материал протомантии, имеющий специфические геохимические характеристики, застревал в мантийных породах литосферы и проникал через нее с извержением на поверхности Земли в виде расплава и пирокластических выбросов.

В связи с выделением протомантийного компонента под ДВП, нужно отметить, что при исследовании мантийных ксенолитов из пород вулканов Пектусан (Baegdusan) и Пэгрёндо (Baegryongdo) в Корее (Kim et al., 2005) в оливине регистрировался вклад космогенного ³Не. В оливине из ксенолитов и вулканических пород Хангая и бассейна Джиды Байкало-Монгольского региона определялся изотопный состав гелия, типичный для малоглубинной мантии (Barry et al., 2007). В обоих случаях определения изотопов Не проводились по валовым крупнозернистым оливиновым фракциям, отражающим состав пород литосферы. Изотопный состав Не новообразованных мелкозернистых минеральных агрегатов, подобных агрегатам, обнаруженным в лавах вулкана Шилийн-Богд, пока не исследовался.

Три породы I группы (MN-09-1450, MN-10-1713 и MN-10-1692) характеризуются высокими изотопными отношениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. К ним относится линза стекла из агглютинатов вулкана Шилийн-Богд. Столь заметный сдвиг изотопных характеристик Pb на основании геохимического сходства этих пород с породами, лежащими на геохроне 4.47 млрд лет и разброса их точек по оси абсцисс интерпретируется в рамках модели вторичной изохроны, начиная с материала протомантийного источника. Примерная оценка возраста модифицированных протолитов дегазированной мантии в 2.74 млрд лет получена по линии соединения точек агглютината вулкана Шилийн-Богд (MN-09-1451) и линзы стекла (MN-09-1450) из этого агглютината. При использовании точки лавового извержения этого вулкана (MN-09-1452) возраст может увеличиваться до 2.89 млрд лет. Компоненты дегазирующих протолитов гадейского и позднеархейского возрастов четко проявляются, поскольку наблюдается общий сдвиг точек группы I при возрастании отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (рис. 23а).



Рис. 23. Диаграммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (*a*) и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (*б*) вулканических пород Дариганги, Абаги и Дайлинора. Условные обозначения см. на рис. 4. Показаны контрастные компоненты дегазирующей мантии возрастом 4.47 и 2.74 млрд лет (группа I из Дариганги), переходная область астеносферы–литосферы с возрастом стабилизации около 3.39 млрд лет (поздние вулканиты из Дайлинора) и остаточного слэба около 3.11 млрд лет (группа II и низкокалиевые породы группы IV Дариганги). Вулканиты Абаги и ранние вулканиты (EV) Дайлинора содержат больше радиогенного Рb, чем поздние вулканиты (LV) Дайлинора.

Fig. 23. 207 Pb/ 204 Pb $- {}^{206}$ Pb/ 204 Pb (*a*) and 208 Pb/ 204 Pb $- {}^{206}$ Pb/ 204 Pb (*b*) diagrams for Dariganga, Abaga and Dalinuoer volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Shown are contrast components of degassing mantle of ca. 4.47 Ga and 2.74 Ga (group I from Dariganga), asthenosphere–lithosphere transition region with stabilization age of ca. 3.39 Ga (late volcanics from Dalinuoer), and residual-slab of ca 3.11 Ga (group II and low-K rocks of group IV from Dariganga). Volcanics from Abaga and early volcanics (EV) from Dalinuoer have more radiogenic Pb than late volcanics (LV) from Dalinuoer.

На рис. 23а точки петрогенетических групп II–VI вулканических пород Дариганги смещены вправо относительно геохроны 4.47 млрд лет. Ряд точек низкокалиевых базанитов аппроксимирован вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту около 3.11 млрд лет. Около этой линии нанесен одиночный тефрит II группы. На рис. 23б точка этой породы также попадает в поле данных низкокалиевых базанитов. Это может свидетельствовать о том, что расплавы низкокалиевых базанитов IV группы и тефритов II группы с низким К/Та и пониженным La/Ta (рис. 12) происходят из общего (3.11 млрд лет) протолита остаточного слэба.

На обеих Рb-изотопных диаграммах точки умереннокалиевых пород IV группы (MN-09-1574, MN-09-1573 и MN-10-1739) сдвинуты ниже низкокалиевого тренда. Этот сдвиг показывает разницу между остаточно-слэбовым источником низкокалиевых базанитов (группа IV) и OIB-подобным источником умеренно-калиевых базанитов (группа IV). В обоих случаях горячий материал адиабатически поднялся из глубин мантии. Набор из трех точек умеренно-калиевых базанитов IV группы может соответствовать геохроне с возрастом около 4.45 млрд лет. Если это так, то протомантия представлена не только дегазирующим материалом (с высоким отношением La/Yb) с возрастной оценкой 4.47 млрд лет, но и адиабатически под Инятым материалом (с высоким содержанием MgO) с близкой возрастной оценкой около 4.45 млрд лет.

Точки фоновых пород (группы III, V и VI) в основном рассредоточены вдоль области точек остаточного слэба. На этот тренд попадают также две точки пород вулкана Асхатэ, но большинство точек пород этого вулкана смещено вправо и ниже поля данных умеренно-калиевых базанитов IV группы. Они рассеяны по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb при узком диапазоне отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, рассредоточиваясь в целом субпараллельно геохроне 4.45 млрд лет.

Смещение точек пород вулкана Асхатэ, относительно точек пород группы IV, продолжается трендом пород Хардат-Тологоя, который начинается от фигуративного поля вулкана Асхатэ и дает линию, простирающуюся субпараллельно линии пород 3.11 млрд лет остаточно-слэбового источника (т.е. его протолит может иметь возраст около 3.11 млрд лет). На схеме рис. 236 точки пород Асхатэ и Хардат-Тологоя лежат на линии одинакового отношения ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb (~2.077), что указывает на когенетичность этих составов по Th/U отношению.

На диаграмме ураногенных изотопов Рь точки вулканических пород Абаги и Дайлинора сдвинуты относительно даригангских в сторону более радиогенных составов. Пять точек пород Абаги и Дайлинора дают вторичную изохрону с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет, что может указывать на интегрированное во времени накопление радиогенного Рb в OIB-подобном источнике в основании литосферы. Изотопная характеристика Pb этого источника отличается от характеристики источников Дариганги.

Базанит 100916-3 Дайлинора (Zhang, Guo, 2016), близкий по составу к умеренно-калиевым базанитам IV группы Дариганги, дает точку на Pb-изотопной диаграмме, смещенную от даригангской серии точек. Этот состав принадлежит к совокупности пород Абаги и Дайлинора, аппроксимируемой линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет. Следовательно, источник базанита 100916-3 отличается от источников базанитов группа IV Дариганги и принадлежит к протолитам Абаги и-Дайлинора.

Из рассмотренных Рb-изотопных данных можно сделать вывод о том, что вулканы

Дариганга извергали расплавы протомантийного материала возрастом 4.47 и 4.45 млрд лет, частично модифицированного около 2.7– 2.9 млрд лет назад, а также расплавы протолита остаточного слэба, образовавшегося около 3.11 млрд лет назад. На вулканическом поле Дайлинор вулканы Гезишан и Лангвошан извергали расплавы с геохимическими признаками, близкими к группе I Дариганги, из протомантийного источника более молодого возраста (4.44 млрд лет). Преобладали выплавки из источника астеносферно-литосферного перехода, изолированного около 3.39 млрд лет назад.

Мы видим, что низкотемпературная магма образовалась в результате дегазации протолита гадейского магматического океана, а высокотемпературная магма связана с источником архейского слэба. Высокотемпературный процесс обусловил адиабатический подъем вещества через астеносферу. Возможно, 10–5 млн лет назад сработал механизм погружения остаточного слэба из переходного слоя в нижнюю мантию, который вызвал противоток первичного нижнемантийного материала, образовавшийся в последние 5 млн лет.

Хотя источники протомантии могли располагаться на границе переходного слоя и нижней мантии, судя по линейному распределению вулканов с породами I, II и IV групп, а также вулканов Хардат-Тологой и Ачагиин-Душ с породами аномального состава (рис. 10), следует признать, что подъем расплава был обусловлен процессами в переходной области от астеносферы к литосфере. Изотопные характеристики Pb указывают, с одной стороны, на контакты разновозрастных протолитов в источниках, с другой стороны, на условия смешения разнородного материала, в результате которого образовались фоновые составы переходной области астеносфера–литосфера.

Из сопоставлений следует, что источники пород I, II и IV групп в целом не распространяются от вулканического поля Дариганга к полям Абага и Дайлинор. Исключение составляют лишь источники пород, подобных источникам I группы Дариганги, которые представлены в самых молодых вулканах Гезишан и Лангвошан вулканического поля Дайлинор. Однако они соответствуют геохроне 4.44 млрд лет.

Распределение изверженных высоко- и низкотемпературных магм в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре

Эволюция кайнозойского вулканизма в Центральной и Восточной Азии регулируется процессами, развивающимися в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК), – ограниченной по латерали подвижной полосе литосферы и подлитосферной мантии, характеризующейся действием сил затягивания материала от периферии коридора к его оси. При ЗСЗ простирании геодинамического коридора силы затягивания к оси приводят к косому растяжению литосферы с развитием зон транстенсии. На деформации литосферы Внутренней Азии влияет также Индо-Азиатское взаимодействие (рис. 24).



Рис. 24. Схемы проявления адиабатического поднятия горячего материала и потоков флюидов протомантии (*a*) и пространственного распределения горячих зон транстенсии относительно оси ЯБГК и области тектонического стресса, распространяющегося в литосфере от зоны Индо-Азиатской конвергенции (б). Панель *a*: Вулканические поля, обозначающие термальный импакт и/или поток флюидов протомантии: Др – Дариганга, Дл – Дайлинор, Хн – Ханнуоба, Хт – Хэнтэй, Хг – Халхин-Гол, Нм – Нуоминхе, Кл – Келуо, Бл – Болонь, Чд – Чеджу, Шш – Шкотово-Шуфан, Вт –Витим, Уд – Удокан, Км – Камар. Панель б: Япономорский пулл-апарт (ЯМПА) и его зоны транстенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская. Байкальская рифтовая система (БРС) и ее зоны транстенсии: ВУ – Витимо-Удоканская, КС – Камарско-Становая, ЦМ – Центрально-Монгольская. Зоны транстенсии в центральной части ЯБГК: УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Вулканические поля (в кружках): *ось ЯБГК* (Вт – Витимское, Во – Верхнеорхонское, *Др* – Даригангское, Аб – Абага, Дл – Дайлинор, Чб – Чангбай), *его ССВ фланг* (Уд – Удоканское, Ул – Удаляньчи, НМ – Нуоминхе). Крупные отрицательные морфоструктуры БРС: СЛ

– Селенгинский, ВТ – Витимский. Седиментационные бассейны Восточной Азии: С – Сунляо, АЗ – Амурско-Зейский, З – Зейский, СА – Средне-Амурский, ТМ – Тамцагский (кайнозойский). Для схемы *a* использованы данные этой статьи и работы (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; Rasskazov et al., 2020a; ссылки в этих работах). Схема ЯБГК из работы (Chuvashova et al., 2017a) с изменениями. Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории горизонтального стресса в литосфере Центральной и Восточной Азии – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Fig. 24. Schemes of displaying adiabatic upwelling of hot material and protomantle fluid fluxes (*a*) and spatial distribution of hot transtension zones relative to the axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor and spatial overlap of the Indo-Asian convergence tectonic stress on its SSW flank (*b*). On panel (*a*): Volcanic fields indicating a thermal impact and/or protomantle fluid flux: Dr – Dariganga, Dl – Dalinuoer, Hn – Hannuoba, Ht – Hentei, Hg – Khalkhin-Gol, Nm – Nuominhe, Kl – Keluo, Bl – Bologne, Jj – Jeju, ShSh – Shkotovo-Shufan, Vt – Vitim, Ud – Udokan, Km – Kamar. On panel (*b*): Hot transtension structures: VU – Vitim-Udokan, KS – Kamar-Stanovoi, CM – Central Mongolia, W – Wudalianchi, Shn – Shanxi. The Japan Sea Pull-Apart (JPPA), its transtension zones: SHJ – Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea, T – Tsushima. Volcanic fields (in circles): axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor (Vt – Vitim, ShSh – Shkotovo-Shufan), its SSW flank (Uch – Upper-Chulutyn, Tch – Taryat-Chulutyn, UO – Upper-Orkhon, Dr – Dariganga, Ab – Abaga, Dl – Dalinuoer, Chb – Changbai), and its NNE flank (Ud – Udokan, Nm – Nuominhe). Large basins: SL – Selenga, VT – Vitim. Sedimentary basins of East Asia: S – Songliao, AZ – Amur-Zeya, Z – Zeya, MA – Middle Amur. Scheme in panel *b* is modified after (Chuvashova et al., 2017). Pull-apart structures of the Sea of Japan and Tatar Strait are shown after (Jolivet et al., 1994). Horizontal stress trajectories in the lithosphere of Central and East Asia are indicated after (Xu et al., 1992; Sankov et al., 2011).

Характер проявления источников вулканизма зависит от местоположения вулканического поля в структуре ЯБГК. Наиболее отчетливо вулканизм связан с развитием транстенсии на ССВ фланге ЯБГК, в СВ части Байкальской рифтовой системы (БРС). На осевом Витимском поле геодинамического коридора вулканизм позднего кайнозоя длится во временном интервале 16-0.6 млн лет назад, на периферическом Удоканском поле – во временном интервале последних 14 млн лет. В эволюции вулканизма проявляются эпизоды плавления мантии при поступлении в область магмогенерации дополнительного тепла или флюидов. Соответственно, в источниках либо возрастает потенциальная температура (T_p) вследствие адиабатического поднятия горячего материала из глубокой мантии, либо температура плавления понижается в присутствии летучих компонентов.

Фактор высокой T_p в области магмогенерации приводит к извержениям высоко-Mg расплавов на северо-востоке БРС в середине миоцена. На Витимском вулканическом поле в интервале 16–13 млн лет назад извергаются пикробазальтовые и базанитовые расплавы с содержанием MgO (без аккумуляции оливина) до 17.1 мас. % ($T_p = 1510$ °C) в сочетании с андезибазальтовыми расплавами. На

1430 °C). После среднего миоцена состав магм меняется. На Витимском поле извергаются слабо дифференцированные базальтовые, трахибазальтовые, тефритовые, фонотефритовые и тефрифонолитовые расплавы, на Удоканском поле – дифференцированные вулканические серии высокой щелочности (тефрит – фонотефрит) и умеренной щелочности (щелочной оливиновый базальт - трахит). Дополнительный импульс высоко-Мg вулканизма выражается в извержении натровых Mg-базанитов в центральной части Удоканского поля в интервале 4.0-3.5 млн лет назад. Максимальное содержание MgO = 12.7 мас. % дает $T_p = 1394$ °C. Разный характер магмогенерации территорий в оси и на ССВ периферии ЯБГК находит выражение в разной роли флюидов. Под Удоканским полем область генерации дифференцированных серий обогащена H₂O-

Удоканском вулканическом поле около 14

млн лет назад извергаются расплавы оливиновых мелалейцититов с содержанием MgO

(без аккумуляции оливина) до 14 мас. % (Т_р =

содержащими флюидами, тогда как под Витимским полем в области генерации слабо дифференцированных расплавов фактор обогащения H₂O-содержащими флюидами отсутствует. Об этом свидетельствует распространение амфибола в глубинных кристаллических включениях дифференцированных серий Удоканского вулканического поля и его отсутствие в глубинных включениях из слабо дифференцированных вулканических пород Витимского поля (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; Rasskazov et al., 2020a).

Для общего сравнения наиболее показательны породы Удоканского вулканического поля с проявлением двух эпизодов высокомагнезиальных составов: среднемиоценового (16-13 млн лет назад) с калиевой специализацией и плиоценового (4-3 млн лет назад) с натровой специализацией. Одновременно с первым эпизодом произошло извержение К-Na пикробазальтового расплава на Камарском вулканическом поле западного побережья Байкала, а также извержение расплавов оливин-лейцититового состава на Шкотово-Шуфанском вулканическом поле западного побережья Японского моря (Rasskazov et al., 2010). Даригангские высокомагнезиальные расплавы с OIB-подобными характеристиками извергались одновременно с натриевыми (плиоценовыми) высокомагнезиальными удоканскими расплавами. На вулкани-Келуо ультракалиевый ческом поле вулканизм со значительной ролью оливиновых лейцититов начался около 5 млн лет назад и продолжался до голоцена (Zhao et al., 2014). Попадающие в этот временной интервал высокомагнезиальные лавы встречаются на Хентейском вулканическом поле (3 млн лет назад), а также на вулканических полях Нуоминхэ и Халхин-Гол (<2 млн лет).

Особый эпизод между извержениями калиевых и натриевых удоканских лав произошел в северной части Среднеамурской котловины (вулкан озера Болонь). Около 9.6 млн лет назад извергались расплавы оливиновых лейцититов (Рассказов и др., 2003). Этот эпизод коррелируется с интервалом вулканизма Дариганги 10–5 млн лет, в котором расплавы были производными остаточно-слэбового источника, включающего низкокалиевые базаниты IV группы.

Вулканическое поле Дариганга объединяется с осевыми вулканическими полями ЯБГК (Учагоу, Халаха и Халхин-Гол) Тамцагской кайнозойской предгорной впадиной, ограничивающей Гобийский блок с юго-юговостока. Этот блок движется к оси геодинамического коридора. Вдоль бассейна Тамцаг развивается правосторонняя транстенсия, подобная транстенсии в рифтовой зоне Шаньси. Высоко-Мg породы Даригангского поля маркируют юго-западное окончание Тамцагской зоны растяжения, а Халхин-Голского поля – ее северо-восточное окончание (рис. 1, 24б).

Пространственная смена мантийных источников

Протомантийные Рb-изотопные характеристики характерны для источников вулканических пород на флангах ЯБГК. Изотопы Рь указывают на источник возрастом 4.51 млрд лет для вулканитов Удоканского вулканического поля и гораздо более молодой (около 660 млн лет) – для вулканитов Витимского поля. Кроме вулканитов Удоканского поля, протомантийные источники отмечены для пород Ханнуобы, Уланхады и Чеджу (Рассказов и др., 2020а), а также для пород Дариганги и Дайлинора (настоящая работа). Фигуративные точки пород Абаги и Дайлинора с высоким отношением ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, лежащие на геохроне 4.44 млрд лет, воспринимаются как протомантийная характеристика, о которой свидетельствует микроэлементное сходство пород самых молодых построек Лангвошан и Гезишан Дайлинора и пород I группы вулканов Дариганги.

Заметное смещение точек предполагаемых компонентов протомантии вулканитов Абага и Дайлинор, относительно точек пород I группы Дариганги, может указывать на латеральный возрастной переход во фрагментах протомантии гадейского магматического океана. Протомантия состава ELMU могла затвердеть в интервале 4.47-4.44 млрд лет назад на расстоянии десятков и первых сотен километров. Рассматриваемые вулканические поля расположены в зоне Солонкерского шва, образовавшегося в результате закрытия палеоокеана (Şengör, Natal'in, 1996). В результате сближения его берегов первичное положение зон затвердевания в гадейском магматическом океане могло измениться.

Другой возрастной интервал протомантии 4.54-4.52 млрд лет проявляется в источниках LOMU пород вулканических полей Ханнуоба и Уланхада Северного Китая. Подобно породам Дариганги с протомантийными компонентами, породы Ханнуобы имеют высокое отношение La/Yb (40-60) и относительно низкое содержание MgO (4-9 мас. %). Породы Ханнуобы такого состава, как и породы I и II групп Дариганги, могли образоваться в результате дегазации протомантийного материала. Так, в Юго-Восточной Монголии и прилегающем к ней Северном Китае оценки возраста затвердевания гадейского магматического океана находятся в диапазоне от 4.54 до 4.44 млрд лет назад.

Глубинные источники вулканических пород Дариганги и Ханнуобы отличаются друг от друга и требуют расчетов разных моделей частичного плавления (Чувашова и др., 2012; настоящая работа). Соответственно, различия установлены и в протомантийных источниках. ДВП пространственно соответствует северо-восточной части локальной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, а вулканическое поле Ханнуоба – ее юго-западной части. Поступление высокомагнезиальных магм на поле Дариганга и их отсутствие на поле Ханнуоба может указывать на механизм адиабатического переноса тепла из глубокой мантии в ее малоглубинную область под Даригангой и на отсутствие подобного механизма под Ханнуобой. Высокое значение T_р для даригангских расплавов свидетельствует об адиабатическом подъеме материала из глубин мантии к границе астеносферы и литосферы. Таким материалом могут быть высокотемпературные расплавы, поднимающиеся по центральному каналу Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии и отклоняющиеся к Дариганге. Периферией такого канала является более широкий слой дегазированных компонентов протомантии, обеспечивающих извержения низкотемпературных расплавов на сближенных между собой полях Дариганги и Дайлинора, а также на удаленном от них вулканическом поле Ханнуоба (рис. 25, 26а).

Эволюционированные щелочные породы вулканического поля Ханнуоба (Zhi et al., 1990), показывающие высокое La/Yb отношение и низкое содержание MgO, подобны породам Дариганги группы І. Следовательно, расплавы генерируются из дегазированного протомантийного материала как под Даригангой, так и под Ханнуобой. Материал Ханнуобы, вероятно, поднят из глубокой мантии, которая не обеспечивала адиабатической теплопередачи. Под этой областью пространственно изолированы друг от друга контрастные мантийные источники с различным содержанием плотной минеральной фазы (т.е. граната). Источники отнесены к астеносферным и литосферным глубинным уровням. С нижнего (астеносферного) уровня (с высоким содержанием граната) на земную поверхность извергался флюидизированный протомантийный материал возрастом 4.52 млрд лет. За счет притока глубинного тепла литосферная мантия, консолидированная и изолированная от конвекции 2.6 и 1.8 млрд лет назад, расплавлялась и становилась достаточно плавучей, чтобы ее материал мигрировал из области магмогенерации и извергался на земной поверхности (рис. 25, 26б). Контраст составов вулканитов Ханнуобы отражает квинтэссенцию генерации расплавов из дегазирующего протомантийного материала затвердевшего гадейского магматического океана и из более молодой континентальной литосферной мантии, U-Pb изотопная система которой была замкнута, начиная с архея и палеопротерозоя (Чувашова и др., 2012).



Рис. 25. Диаграмма ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканических пород системной границы Юго-Восточной Монголии и Северного Китая (*a*) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (*б*). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR являются источниками вязкой протомантии LOMU и ELMU соответственно. На панели (*a*) показаны наборы точек: W – Уланхада; H – Ханнуоба). На обеих панелях указан возраст источников в миллиардах лет: в квадратных скобках – по вторичным изохронам, в скобках – по геохронам. Данные, используемые для Ханнуоба и прилегающих территорий, взяты из (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Fan et al., 2014).

Fig. 25. Diagram ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ of volcanic rocks from the sys-border area of Southeast Mongolia and North China (*a*) and illustration of the proposed distribution of sources (*b*). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of LOMU and ELMU viscous protomantle, respectively. Panel (*a*) shows sets of points: W – Wulanhada; H – Hannuoba). Both panels show ages of sources in billion years: in square brackets in terms of secondary isochrons, in parentheses in terms of geochrons. Data used for Hannuoba and adjacent areas are from (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Fan et al., 2014).



Рис. 26. Схемы генерации расплава с плавным переходом от сублитосферного источника к литосферному под Даригангой (*a*) и с резким переходом от сублитосферного источника к литосферному под Ханнуобой (*б*). Ниже Дариганги расплавы генерируются как при высоких T_p, так и при низкой температуре в потоке флюида, ниже Ханнуобы – только при низкой температуре в присутствии флюидов.

Fig. 26. Schemes of melt generations with a smooth transition from a sub-lithospheric source to a lithospheric one beneath Dariganga (*a*) and with sharp transition from a sub-lithospheric source to a lithospheric one beneath Hannuoba (*b*). Below Dariganga, melts are generated both at high T_p and at low temperature in the fluid flux, below Hannuoba, only at low temperature in presence of fluids.

В отличие от расплавов Ханнуобы, расплавы Дариганги образуются в единой области постепенного перехода от астеносферы к литосфере. Однородное распределение точек на диаграмме (La/Yb)_N – Yb_N свидетельствует об однородном содержании граната в источниках всей Даригангской магмогенерирующей мантийной области. Астеносферные расплавы обозначены редкими составами I и II групп, а также высокомагнезиальным базанитом MN-10-1726 с $T_p = 1489$ °C, литосферные – другими (более низкотемпературными) базанитами и породами групп III, V и VI.

Глубинные включения из вулканитов Дариганги не имеют амфибола (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Локально эта минеральная фаза появляется в источнике аномального состава вулкана Хардат-Тологой (Xu et al., 2014). С одной стороны, H₂O-содержащие магматические флюиды Даригангского поля могут быть сосредоточены в локальной зоне ЮВ окраины ДВП. С другой стороны, в магматических флюидах источников подлитосферной мантии и подошвы литосферы всего Даригангского поля присутствуют карбонатные компоненты.

Причины изменения пространственных соотношений низкоскоростных мантийных аномалий с осевым Витимским и фланговым Даригангским вулканическими полями

В осевой Витимской расплавной аномалии ЯБГК горячий материал поднимался адиабатически из глубокой части мантии около 16– 13 млн лет назад, во фланговой Даригангской – около 10 и 4–3 млн лет назад. По изотопной систематике Pb для магматических расплавов Витимской аномалии в качестве протолита определен материал возрастом около 660 млн лет, а для магматических расплавов Даригангской аномалии – слэбоподобный материал возрастом 3.11 млрд лет (извержения 10–5 млн лет назад) и ОІВ-подобный материал, соответствующий геохроне 4.45 млрд лет (извержения 4–3 млн лет назад).

Наибольший контраст между Витимской и Даригангской аномалиями достигался в

четвертичное время. Витимские четвертичные вулканы содержали флюидно-расплавные порции материала из источников мантии возрастом 660 млн лет, даригангские — флюидно-расплавные порции материала из источников протомантии, соответствующих геохроне 4.47 млрд лет. Рb-изотопные характеристики свидетельствуют о вовлечении в плавление в Витимской расплавной аномалии модифицированного во времени верхнемантийного материала и о вовлечении в плавление Даригангской расплавной аномалии протомантийного материала, соответствующего времени кристаллизации гадейского магматического океана Земли. Проявление такого материала на Даригангском вулканическом поле после материала с геохимическими характеристиками, подобными компоненту остаточного слэба, предполагает вовлечение в поднятие протомантийного материала нижней мантии по механизму генерации противопотока остаточному слэбовому фрагменту, погружающемуся из переходного слоя в нижнюю мантию, не дифференцированную со времени кристаллизации магматического океана.

Под фланговым Даригангским вулканическим полем ЯБГК находится локальная аномалия низких скоростей S-волн в мантии глубинного уровня 200-300 км. Отсутствие смесоздававшихся вулканических шения построек на поверхности относительно низкоскоростной мантийной области свидетельствует о том, что локальная низкоскоростная аномалия под Даригангским вулканическим полем является результатом четвертичного поднятия флюидизированного материала нижней мантии. Главное различие в динамике мантии под осевой Витимской и фланговой Даригангской расплавными аномалиями ЯБГК обусловлено сменой глубины смещения литосферы относительно питающих флюидно-расплавных корней. Под осью ЯБГК литосфера смещалась относительно мантии по слою малых глубин, тогда как под ЮЮЗ флангом ЯБГК – по более глубокому слою переходной зоны мантии. Такое смещение происходило в последние 15 млн лет, начиная с образования Хонсю-Корейской флексуры субдуцирующего Тихоокеанского слэба (Rasskazov, Taniguchi, 2006).

Различия глубинной динамики в оси и на ЮЮЗ фланге ЯБГК иллюстрируются на рис. 27. Вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора на земной поверхности реализуется движение верхней части коры с современной скоростью 3 см/год (данные GPS-

геодезии), относительно Северо-Байкальской и Шкотовско-Шуфанской низкоскоростных аномалий, по малоглубинной зоне структурного несогласия областей МЭПИ (мантийных эволюционированных протоисточников) и КОМКИ (комплементарных мантийно-коровых источников). Корневые части расплавных аномалий не нарушаются. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до Уланхада-Ханнуобинской расплавной аномалии в связи с ее перемещением вместе с позднекайнозойскими вулканическими полями по зоне глубиной более 300 км.

Материал МЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий поднимается из глубокой мантии в связи с повышенной мел-палеогеновой активностью юго-западного крыла ЯБГК, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90-25 млн лет назад. Подъем материала МЭПИ геодинамических центров резко обозначается в раннем-среднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна, сопровождавшегося вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке (приблизительно на 30°) около 15 млн лет назад. В Витимской расплавной аномалии плавится только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии латерально сменяются протомантийные источники LOMU-ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской и Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляют активность в оси ЯБГК на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия МЭПИ-КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии активизируется в условиях более глубоких смещений.

Движение литосферы относительно низкоскоростных (расплавных) аномалий вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и его ЮЮЗ фланга различается. Витимское и Шкотовско-Шуфанское вулканические поля смещаются вдоль оси одинаково в последние 15 млн лет относительно соответствующих им верхнемантийным низкоскоростным аномалиям. Проникновение магматических расплавов от корневых структур расплавных аномалий в перекрывающую литосферу прекращается.



Рис. 27. Схема смещения вулканических полей относительно низкоскоростных аномалий в осевой части ЯБГК (*a*) и на его ЮЮЗ фланге (б). Составлена на основе верхнемантийной модели Sволн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) и построений (Rasskazov, Chuvashova, 2017). КОМКИ – комплементарные мантийно-коровые источники; МЭПИ – эволюционированные источники протомантии. А – амплитуда смещения. На земной поверхности показана современная скорость 3 см×год⁻¹ по данным спутниковой геодезии.

Fig. 27. Scheme of displacement of volcanic fields relative to low-velocity anomalies in the axial part of the JBGC (*a*) and on its SSW flank (*b*). This is compiled on basis of the upper mantle S-wave model (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) and reconstructions (Rasskazov, Chuvashova, 2017). KOMKU – complementary mantle-crustal sources; M \Im III – evolved sources of the protomantle. A – displacement amplitude. On surface, present-day speed of 3 cm×year⁻¹ is shown according to GPS data.



Витимское поле

Даригангское поле

Рис. 28. Схема сопоставления глубинной геодинамики под осевым Витимским (*a*,*b*,*d*,*ж*) и фланговым Даригангским (*б*,*г*,*e*,*s*) вулканическими полями ЯБГК.

Fig. 28. Scheme of comparison of deep geodynamics beneath the axial Vitim $(a, e, \partial, \mathcal{H})$ and flank Dariganga $(\delta, c, e, 3)$ volcanic fields in the JBGC.

Южно-Гобийская группа вулканических полей теряет активность в конце палеогена и оказывается смещенной относительно низкоскоростной аномалии переходного слоя приблизительно на 600 км без проникновения магматических расплавов в перекрывающую литосферу (Rasskazov, Chuvashova, 2017). Приблизительно на такое же расстояние смещается вулканическое поле Чифэн с K-Ar датировками пород в интервале от 97 до 86 млн лет (Zheng et al., 2002; Zhao et al., 2004) относительно Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии. В отличие от Южно-Гобийской расплавной аномалии, обозначенной только начальным вулканизмом, горячий след от Чифэна до Дариганги выражен в позднекайнозойском вулканизме на всем его протяжении (вулканические поля Чифэн, Дайлинор, Абага и Дариганга) (рис. 1). Простирание горячего следа в отрезке Чифэн-Дайлинор-Абага соответствует встречному движению востока Азии и Тихоокеанской плиты.

При смещении литосферы вдоль оси коридора относительно низкоскоростной неоднородности, на Витимском вулканическом поле материал не поступал на земную поверхность из недифференцированной нижней мантии, а был производным верхнемантийного источника, модифицированного 660 млн лет назад. Северо-Байкальская низкоскоростная аномалия, подобно низкоскоростной аномалии под Даригангой, могла образоваться в четвертичное время в результате локального подъема флюидизированного материала верхней мантии, но его плавучесть была недостаточной для извержения на земную поверхность в виде расплавов. Тем не менее, поток флюидов Северо-Байкальской мантийной аномалии мог проникать сквозь литосферу и реализоваться в гидротермальной активности. Следовательно, вода термальных источников в Баргузинской долине и на Среднем и Северном Байкале может содержать глубинные флюидные компоненты (рис. 28).

Сходное с Витим-Северобайкальским разделение магматических и флюидных потоков в оси ЯБГК может иметь место вблизи Япономорской подвижной системы на трассе от Шкотовско-Шуфанской группы вулканических полей до Мудадзянской низ-коскоростной аномалии.

Заключение

На Даригангском вулканическом поле преобладают и равномерно распределяются вулканические породы с La/Yb = 7-40 и MgO = 5-11 мас. % (группы III, V и VI). На этом поле выявлены редко встречающиеся породы с отношением La/Yb = 40-54 при умеренном и низком содержании MgO (группы I и II) и с содержанием MgO = 11.0-15.8 мас. % при умеренном La/Yb отношении (группа IV). Редкие породы распределяются неравномерно в линейных зонах. В работе приведено описание типичных построек с редкими породами: вулкана Шилийн-Богд с высококалиевыми фонотефритами I группы, вулкана Дун-Нарт-Ула с низкокалиевыми тефритами группы II, вулкана Асхатэ с умеренно-калиевыми базанитами IV группы и вулкана Хара-Будун с низкокалиевыми базанитами IV группы. Предполагается, что породы с высоким отношением La/Yb генерировались в низкотемпературных источниках мантии, обогащенных несовместимыми элементами, а породы с высоким содержанием MgO - из высокотемпературных источников при адиабатическом поднятии горячего материала.

По микроэлементным характеристикам пород-маркеров обозначены линейные вулканические зоны извержения материала из источников, подобных источникам остаточного океанического слэба и OIB-EMORB. На диаграмме ураногенного Pb компоненты источников первого типа в низко-К породах групп IV и II аппроксимированы вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту около 3.11 млрд лет, тогда как компоненты второго типа в высоко-К фонотефритах гр. I – геохроной с наклоном, соответствующим возрасту около 4.47 млрд лет. Для умеренно-К базанитов гр. IV получена концентрированная группа точек, которая интерпретирована как показатель генерации расплавов, адиабатически поднимаю-**OIB-EMORB-подобных** щихся ИЗ источников.

Очевидно, что линейные зоны высокотемпературной и низкотемпературной генерации магм Дариганги контролируются областью перехода от астеносферы к литосфере. По имеющимся результатам К–Аг датирования вулканических пород намечается пространственно-временная смена действия факторов магмогенерации. На фоне преобладающих составов вулканических пород, сначала, 10–5 млн лет назад, генерируются низкотемпературные магмы за счет флюидов, связанных со слэбоподобными протолитами. В дальнейшем, в последние 5 млн лет назад, из OIBподобного источника поднимаются высокотемпературные (адиабатические) магмы, а затем низкотемпературные, образовавшиеся из флюидов, отделившихся от протомантии.

Начальный эффект выплавления материала из слэбоподобного источника получается генерацией низкотемпературных выплавок в линейной зоне концентрации сквозь-астеносферного потока флюидов под западной частью поля. При последующем адиабатическим поднятии расплавов глубокой мантии из OIB-EMORB-подобного источника здесь генерируются умеренно-К же составы группы IV при потенциальной температуре Т_р до 1423 °С. В линейной зоне центральной части ДВП развивается плавление при более высокой потенциальной температуре (T_p = 1489 °С) адиабатического поднятия расплавов глубокой мантии из слэбоподобного источника, не содержащего карбоната, при смешении этих расплавов с модифицированным во времени материалом основания литосферы, содержащим карбонат. Здесь же в четвертичное время образуется линейная зона низкотемпературной (флюидной) генерации расплавов гр. I из протомантийного материала с более заметным участием карбонатного компонента, выраженного в повышенных отношениях Zr/Hf, La/Yb и Ce/Y. Общая смена расплавов из источника остаточного слэба на ОІВ-подобный источник свидетельствует о вероятной глубинной динамике погружения слэба из переходного слоя в нижнюю мантию, вызывающего противоток протомантийного материала из нижней мантии.

При сравнительном анализе данных, полученных для вулканических пород Дариганги Юго-Восточной Монголии, с данными о породах прилегающей территории Северного Китая обнаружены породы с La/Yb и MgO, сопоставимые с породами группы I Дариганги, на самых молодых вулканах Лангвошан и Гезишан вулканического поля Дайлинор. Сделан вывод о возрастании роли протомантийного (флюидного) фактора магмогенерации с течением времени как на Дариганге, так и на Дайлиноре. Однако на вулканических полях Абаги и Дайлинора пород, подобных II и IV группам Дариганги, не обнаружено. Таким образом, в цепочке вулканических полей Дариганги, Абаги и Дайлинора высоко- и низкотемпературный магматизм развивается только под Даригангой на фоне преобладающего магматизма источников астеносферно-литосферного перехода.

При общем сравнительном анализе данных в масштабе ЯБГК делается вывод о проявлении высокотемпературного фактора магмогенерации в последние 16 млн лет. Сначала, одновременно с задуговым раскрытием Япономорского бассейна во временном интервале 16-13 млн лет назад, высокотемпературные процессы активизируются в осевой части геодинамического коридора (под Шкотово-Шуфанским и Витимским вулканическими полями) с латеральным распространением на его периферию под Удоканским вулполем (вдоль Витимоканическим Удоканскоой угловой зоны транстенсии) и под Камарско-Становой зоной транстенсии. Около 9.6 млн лет назад в Среднем Приамурье, на ССВ фланге геодинамического коридора, активизируется периферийный высокотемпературный источник. Примерно в это же время запускаются процессы, связанные с плавлением остаточно-слэбового источника под Даригангой. Во временном интервале 4-3 млн лет назад высокотемпературные процессы активизируются под Удоканом и Келуо его ССВ фланга и под Даригангой и Хентэем его ЮЮЗ фланга. В последние 2 млн лет высокотемпературные процессы сосредотачиваются, наряду с Келуо, под Нуоминхэ и Халхин-Голом, вблизи оси геодинамического коридора.

На примере источников магм Дариганги выявляется роль фактора дегазирующей первичной мантии, проявившегося преимущественно в квартере (или даже в голоцене) под Даригангой, Дайлинором, Ханнуобой, Уланхадой и Чеджу на ЮЮЗ фланге ЯБГК и под Удоканом на его ССВ фланге. Адиабатический подъем высокотемпературных магматических расплавов не отражается в локальных аномалиях низких скоростей Sволн Центральной и Восточной Азии, а в корневых частях расплавных аномалий маркируются четвертичные активизированные флюидные потоки.

Благодарности

Методические подходы к анализу вулканизма в Азии были разработаны в ходе реализации проекта Института земной коры Сибирского отделения РАН «Современная геодинамика, механизмы разрушения литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии». (ФВЭФ-2021-0009). Полевые исследования вулканов Дариганга были организованы С. Дэмбэрэлом в 2009 и 2010 годах. Анализы проводились с использованием оборудования коллективных центров: «Ультрамикроанализ» (масс-спектрометр Agilent 7500се, Лимнологический институт СО РАН, аналитики: М.Е. Маркова, А.П. Чебыкин) и «Изотопно-геохимические исследования» (MC-ICP-MS NEPTUN plus, Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, аналитики: Н.С. Герасимов и Е.В. Саранина). Петрогенные оксиды определялись комплексом аналитических методов «мокрой химии» (Институт земной коры СО РАН, химики-аналитики: Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко). Измерение радиогенного ⁴⁰Ar проводились С.С. Брандтом, концентрация калия в образцах K-Ar датирования 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. 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 базальтов Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 46. М.:, Наука, 1990. 71 с. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. О кимберлитовом типе включений в щелочных базальтах Дариганги // Доклады АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1200–1205.

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.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 27. М.: Наука, 1981. 196 с.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.

https://doi.org/10.15372/GiG20141010

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.

Кутолин В.А. О порядке и температурах кристаллизации минералов в основных породах // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесейсмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 85–103. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е. Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л. Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона

и Байкальский рифтогенез // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97. https://doi.org/10.31857/S0869-5652484193-97

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии. В сб.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные особенности стратиграфии и история развития мезозойских структур Монголии. В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 72–81.

Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 67–75.

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

Рассказов С.В., Бауринг С.А., Хоуш Т., Демонтерова Е.И., Логачев Н.А., Иванов А.В., Саранина Е.В., Масловская М.Н. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии // Доклады Академии наук. 2002. Т. 387, № 4. С. 519–523.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

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., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Бокарева А.А. Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ ЮгоВосточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. № 6. С. 599– 631.

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. 310 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.

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.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Сырнев И.П. Восточно-Монгольская равнина / Геоморфология Монгольской Народной Республики. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция. Труды, выпуск 28. М.: изд-во «Наука», 1982. С. 166–176.

Сырнев И.П., Малаева Е.М., Крамаренко Г.С., Лефлат О.Н. К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке Монгольской Народной Республики в среднем плейстоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1986. Т. 55. С. 35–44.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная 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 Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Руднева Н.А. Активизация и прекращение позднекайнозойского растяжения в литосфере краевой части Байкальской рифтовой зоны: смена источников вулканизма на Витимском плоскогорье // Вулканология и сейсмология. 2017. № 1. С. 28–62.

http://dx.doi.org/10.7868/S020303061606002X

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10-20.

Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contrib. Miner. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 1–17. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 150. P. 1–6. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00072-1

Allègre C. The evolution of mantle mixing // Philos. Trans. R. Soc. Lond. 2002. Vol. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrate-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. P. 14–37.

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmelnikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // Russian Geology and Geophysics. 2003. Vol. 44 (11). P. 1121–1149.

Barruol G., Deschamps A., Deverchere J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // Earth Planet Sci. Letters. 2008. Vol. 274, No. 1–2. P. 221–233 doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.027 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. Vol. 95. P. 415–424.

Beunon H., Mattielli N., Doucet L.S., Moine B., Debret B. Mantle heterogeneity through Zn systematics in oceanic basalts: Evidence for a deep carbon cycling // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 205. P. 103174.

Chen S-S., Fan Q-C., Zou H-B., Zhao Y-W, Shi R-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 305. P. 30–44. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvol-geores.2015.09.018

Chen S-Y., Frey, F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalts // Nature. 1983. Vol. 302, No. 5911. P. 785–789.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // Lithos. 2007. Vol. 96, No. 1–2. P. 108–126. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.00.015

http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.015

Choi S.H., Mukasa S.B., Kwon S-T., Andronikov A.V. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia // Chemical Geology. 2006. Vol. 232, No. 3–4. P. 134–151. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.014

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu J., Meng F. Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts. Beijing: Institute of Geology CAS. 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017a. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // Geoscience Frontiers. 2017b. Vol. 8. P. 753–774. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011

DeMerts C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.

DeMerts C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.

Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in interplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 2417–2423. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R

Essomba P., Chazot G., Ngongang N.B.T., Agranier A., Kamgang P., Bellon H., Nonnotte P., Wotchoko P., Badriyo I. The Bafoussam volcanic series: origin and evolution of the volcanism along the Cameroon volcanic line // Acta Geochim. 2022. Vol. 41, No. 6. P. 1049–1068. https://doi.org/10.1007/s11631-022-00560-z

Fan Q-C., Chen S-S., Zhao Y-W., Zou H-B., Li N., Sui J-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // Lithos. 2014. Vol. 206–207. P. 289–302.

Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough I.D., Jenner G.A. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 629–638. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X

Girnis A.V., Bulatov V.K., Lahaye Y., Brey G.P. Partitioning of trace elements between carbonatesilicate melts and mantle minerals: Experiment and petrological consequences // Petrology. 2006. Vol. 14, No. 5. P. 492–514.

https://doi.org/10.1134/S0869591106050055

Glaser S.M., Foley S.F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 263–285.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2 – 7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. Vol. 53. P. 165–187. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2 Gregoire M., Moine B.N., O'Reilly S.Y., Gottin J.Y., Giret A. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // J. Petrol. 2000. Vol. 41. P. 477–509. https://doi.org/10.1093/petrology/41.4.477

Halliday A.N., Lee D.–C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 379–395. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V

Hardarson B.S., Fitton J.G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjo"kull volcano during Late Pliocene deglaciation // Nature. 1991. Vol. 353. P. 62–64.

Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Miner. Petrol. 1993. Vol. 113. P. 1–8.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 295–308.

Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chem. Geol. 1994. Vol. 117. P. 149–166.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd –Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // Geochem. J. 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace-element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet Sci Letters. 1993. Vol. 119. P. 283–297.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatilebearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. Vol. 141. P. 153– 184. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2 Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 484 P. 154 - 167.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, No. B11. P. 22,237– 22,259.

Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 115. P. 177–195. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T

Kim K.H., Keisuke N., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // Geochemical Journal. 2005. Vol. 39. P. 341–356.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. Vol. 486. P. 81–100.

Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // Lithos. 2013. Vol. 156–159. P. 1–12. doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010.

LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 13–30. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // J. Petrol. 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

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

Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picrobasalt // Lithos. 2000. Vol. 54. P. 83–114.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan sea development as revealed freer K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 385–401.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishers. 1983. P. 230–249.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

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. Vol. 8. P. 733–752. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009.

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. https://doi.org/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. https://doi.org/10.3390/min10040319

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.

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

Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M. Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism of Central Mongolia according to isotope-geochemical studies // Petrology. 2010. Vol. 18, No. 3. P. 297–327.

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486– 640. Shaw D.M. Trace element fractionation during anataxis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // Chemical Geology. 1990. Vol. 85. P. 35–52.

Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // Acta Petrologica Sinica. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)

Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Xie G. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. Vol. 113. P. 107–128.

Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // Geological Journal. 2019. Vol. 54, No. 6. P. 3660–3680. https://doi.org/10.1002/gj.3331

Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // Chin. J. Geochem. 2014. Vol. 33. P. 145–154. DOI: 10.1007/s11631-014-0670-6

Xu Z., Wang S., Huang Y., Gao A. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, No. B8. P. 11867–11877. https://doi.org/10.1029/91JB00355

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.

Wei W., Xu J., Zhao D., Shi Y. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism // J. of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 60. P. 88–103. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.001

White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // Geochemical perspectives. 2015. Vol. 4, No. 2. P. 251.

Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths form the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 126, No 4. P. 345–364. https://doi.org/10.1007/s004100050255

Zanetti A., Tiepolo M., Oberti R., Vannucci R. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt // Lithos. 2004. Vol. 75. P. 39–54. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022

Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // Australian J. Earth Sci. 1991. Vol. 38. P. 545–557. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. Vol. 37. P. 130–151. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepeg V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic fild (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 187. P. 19–52.

Zhao X., Riisager J., Draeger U, Coe R., Zheng Z. New paleointencity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // Phys. Earth Planet. Interiors. 2004. Vol. 141. P. 131–140.

Zhao Y-W., Li N., Fan Q-C., Zou H., Xu Y-G. Two episodes of volcanism in the Wudalianchi volcanic belt, NE China: Evidence for tectonic controls on volcanic activities // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2014. Vol. 285. P. 170–179. https://doi.org 10.1016/j.jvolgeores.2014.08.016.

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // Lithos. 2020. Vol. 366. P. 105561. https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K–Ar ages, geochemistry, and revision of palaeomagnetic results // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 151. P. 654–662.

Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // Chemical Geology. 1990. Vol. 88, No. 1/2. P. 1–33. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C

Zhou X.-H, Zhu B.-Q., Liu R.-X. et al. Cenozoic basaltic: rocks in Eastern China // Continental flood basalts Dordrecht-Boston-London: Kluwer. 1988. P. 311–330.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chemical Geology. 2000. Vol. 171. P. 33–47. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00243

References

Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contrib. Miner. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 1–17. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4

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.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 150. P. 1–6. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00072-1

Allègre C. The evolution of mantle mixing // Philos. Trans. R. Soc. Lond. 2002. Vol. 360. P. 2411– 2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrate-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. P. 14–37.

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmelnikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // Russian Geology and Geophysics. 2003. Vol. 44 (11). P. 1121–1149.

Barruol G., Deschamps A., Deverchere J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // Earth Planet Sci. Letters. 2008. <u>Vol. 274, N 1–2</u>. P. 221–233 doi: 10.1016/j.eps1.2008.07.027

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. Vol. 95. P. 415–424.

Beunon H., Mattielli N., Doucet L.S., Moine B., Debret B. Mantle heterogeneity through Zn systematics in oceanic basalts: Evidence for a deep carbon cycling // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 205. P. 103174.

Chen S-S., Fan Q-C., Zou H-B., Zhao Y-W, Shi R-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 305. P. 30–44. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvol-geores.2015.09.018

Chen S-Y., Frey, F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalts // Nature. 1983. Vol. 302, No. 5911. P. 785–789.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // Lithos. 2007. Vol. 96, No. 1–2. P. 108–126. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.015

Choi S.H., Mukasa S.B., Kwon S-T., Andronikov A.V. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia // Chemical Geology. 2006. Vol. 232, No. 3–4. P. 134–151. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.014

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu J., Meng F. Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts. Beijing: Institute of Geology CAS. 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017a. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256
Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // Geoscience Frontiers. 2017b. Vol. 8. P. 753–774. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011

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

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Rudneva N.A. The activation and cessation of Late Cenozoic extension in the lithosphere at the margin of the Baikal Rift Zone: Alternating sources of volcanism in the Vitim Upland // Volcanology and Seismology. 2017. Vol. 11. P. 43–77. DOI:10.1134/S0742046316060026

DeMerts C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.

DeMerts C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.

Devyatkin E.V. Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation). Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 27. Moscow: Nauka, 1981. 196 p.

Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in interplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 2417–2423. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R

Essomba P., Chazot G., Ngongang N.B.T., Agranier A., Kamgang P., Bellon H., Nonnotte P., Wotchoko P., Badriyo I. The Bafoussam volcanic series: origin and evolution of the volcanism along the Cameroon volcanic line // Acta Geochim. 2022. Vol. 41, No. 6. P. 1049–1068. https://doi.org/10.1007/s11631-022-00560-z

Fan Q-C., Chen S-S., Zhao Y-W., Zou H-B., Li N., Sui J-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // Lithos. 2014. Vol. 206–207. P. 289–302.

Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough I.D., Jenner G.A. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 629–638. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X

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., Saltykovsky A.Ya. About the kimberlite type of inclusions in alkaline basalts of Dariganga // Doklady Akademii Nauk USSR. 1985. Vol. 282, No 5. P. 1200–1205.

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.

Girnis A.V., Bulatov V.K., Lahaye Y., Brey G.P. Partitioning of trace elements between carbonatesilicate melts and mantle minerals: Experiment and petrological consequences // Petrology. 2006. Vol. 14, No. 5. P. 492–514. https://doi.org/10.1134/S0869591106050055

Glaser S.M., Foley S.F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 263–285.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2 - 7.5 GPa and $1080-1200^{\circ}$ C // Lithos. 2000. Vol. 53. P. 165–187. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2

Gregoire M., Moine B.N., O'Reilly S.Y., Gottin J.Y., Giret A. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // J. Petrol. 2000. Vol. 41. P. 477–509. https://doi.org/10.1093/petrology/41.4.477

Halliday A.N., Lee D.–C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 379–395. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V

Hardarson B.S., Fitton J.G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjo^{*}kull volcano during Late Pliocene deglaciation // Nature. 1991. Vol. 353. P. 62–64.

Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Miner. Petrol. 1993. Vol. 113. P. 1–8.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 295–308.

Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chem. Geol. 1994. Vol. 117. P. 149–166.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd –Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // Geochem. J. 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace-element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet Sci Letters. 1993. Vol. 119. P. 283–297.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatilebearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. Vol. 141. P. 153– 184. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2

Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 484 P. 154–167.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, No. B11. P. 22,237– 22,259.

Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 115. P. 177–195. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T

Kim K.H., Keisuke N., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song

J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // Geochemical Journal. 2005. Vol. 39. P. 341–356.

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.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. Vol. 486. P. 81–100.

Kozhevnikov V.M., Seredkina A.I., Solovey O.A. 3D mantle structure of Central Asia from Rayleigh wave group velocity dispersion // Russian Geology and Geophysics. 2014. Vol. 55, No. 10. P. 1239–1247. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2014.09.010

Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // Lithos. 2013. Vol. 156–159. P. 1–12. doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010.

Kutolin V.A. On the order and temperatures of crystallization of minerals in basic rocks // Geology and Geophysics. 1966. No. 11. P. 42–51.

LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 13–30. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // J. Petrol. 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

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

Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picrobasalt // Lithos. 2000. Vol. 54. P. 83–114.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan sea development as revealed freer K-Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 385-401.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253.

Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchére J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'eva A.A., Perrot J. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves // Izvestiya Physics of the Solid Earth. 2007. Vol. 43. No 2. P. 119-129. https://doi.org/10.1134/S1069351307020036

Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Khritova M.A., Turutanov E.Kh., Kobeleva E.A., Trynkova D.S., Tsydypova L.R. The deep velocity structure of the southern margin of the Siberian Craton with respect to Baikal rifting // Doklady Earth Science. 2019. Vol. 484, No 2. P. 66-70. https://doi.org/10.1134/S1028334X19010033

Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Treussov A.V., Khritova M.A., Trynkova D.S., Kobeleva E.A., Lukhneva O.F. Deep structure of the Siberian Platform - Central Asian Mobile Belt transition zone from teleseismic data // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7. P. 85-103. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia. In: Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11, Moscow, 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 Mesozoic structures in Mongolia. In: The main problems of the geology of Mongolia. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition Vol. 22, Moscow, Nauka, 1977. P. 76–91.

Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishers. 1983. P. 230 - 249.

Rasskazov S.V. Hot spot volcanism and structure of the western part of the Baikal rift system // Russian Geology and Geophysics. 1991. Vol. 32, No. 9. P. 72-81.

Rasskazov S.V. Comparison of volcanism and recent hotspot structures of Yellowstone and Eastern Sayan // Russian Geology and Geophysics. 1994. Vol. 35, No. 10. P. 67-75.

Rasskazov S.V., Bowring S.A., Housh T., Demonterova E.I., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Saranina E.V., Maslovskaya M.N. Isotopic systematics of Pb, Nd and Sr in the heterogeneous continental lithosphere over the region of the convecting mantle // Doklady Earth Science. 2002. Vol. 387, No. 4. P. 519-523.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

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. Vol. 8. P. 733-752. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009.

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

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.V., Chuvashova I.S., Liu J., Meng F., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Proportions of lithospheric and asthenospheric components in Late Cenozoic K and K-Na lavas in Heilongjiang Province, Northeastern China // Petrology. 2011. Vol. 19 (6). P. 599-631. https://doi.org/10.1134/S0869591111050031

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., 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. https://doi.org/10.3390/min10090739

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Bokareva A.A. Compositional variability of deep-seated spinel peridotite xenoliths from Late Cenozoic basalts of the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of Southeast Mongolia: reconstruction of processes in the continental lithospheric mantle // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 30-63.

https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.30

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.V., Logatchev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. Multistage dynamics of the upper mantle in eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies // Doklady Earth Science. 2003. Vol. 390, No 4. P. 492–496.

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. https://doi.org/10.3390/min10040319

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

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Mantle and volcanism of southeastern Mongolia (Dariganga plateau). Moscow, Nauka, 1984. 201 p.

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.

Sankov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V. Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia-Siberia mobile area // Geotectonics. 2011. Vol. 45, No. 5. P. 378–393.

https://doi.org/10.1134/S0016852111050049

Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M. Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism of Central Mongolia according to isotope-geochemical studies // Petrology. 2010. Vol. 18, No. 3. P. 297–327.

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486– 640.

Shaw D.M. Trace element fractionation during anataxis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Sizykh Yu.I. Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, 1985. 50 p.

Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // Chemical Geology. 1990. Vol. 85. P. 35–52.

Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // Acta Petrologica Sinica. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)

Syrnev I.P. East Mongolian plain. In: Geomorphology of the Mongolian People's Republic. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition Vol 28. Moscow, Nauka, 1982. P. 166–176.

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. Vol. 55. P. 35–44.

Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Xie G. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. Vol. 113. P. 107–128.

Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // Geological Journal. 2019. Vol. 54, No. 6. P. 3660–3680. https://doi.org/10.1002/gj.3331

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

Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // Chin. J. Geochem. 2014. Vol. 33. P. 145–154. https://doi.org/10.1007/s11631-014-0670-6

Xu Z., Wang S., Huang Y., Gao A. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, No. B8. P. 11867–11877. https://doi.org/10.1029/91JB00355 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., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. Savatenkov V.M. Late Cretaceous – Early Cenozoic volcanism of Southern Mongolia: A Trace of the South Khangai mantle hot spot // Volcanology and Seismology. 2007. Vol. 1, No. 1. P. 1–27. https://doi.org/10.1134/S0742046307010010

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, and Th in geological reference materials of the DV series by ICP-MS // Zavodskaya Laboratoriya. Diagnostika materialov. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.

Wei W., Xu J., Zhao D., Shi Y. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism // J. of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 60. P. 88–103. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.001

White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // Geochemical perspectives. 2015. Vol. 4, No. 2. P. 251.

Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths form the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 126, No 4. P. 345–364. https://doi.org/10.1007/s004100050255

Zanetti A., Tiepolo M., Oberti R., Vannucci R. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt // Lithos. 2004. Vol. 75. P. 39–54. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022

Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // Australian J. Earth Sci. 1991. Vol. 38. P. 545–557.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. Vol. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.of group2016.05.014

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepeg V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 187. P. 19–52.

Zhao X., Riisager J., Draeger U, Coe R., Zheng Z. New paleointencity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // Phys. Earth Planet. Interiors. 2004. Vol. 141. P. 131–140.

Zhao Y-W., Li N., Fan Q-C., Zou H., Xu Y-G. Two episodes of volcanism in the Wudalianchi volcanic belt, NE China: Evidence for tectonic controls on volcanic activities // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2014. Vol. 285. P. 170–179. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.016.

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // Lithos. 2020. Vol. 366. P. 105561. https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K–Ar ages, geochemistry, and revision of palaeomagnetic results // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 151. P. 654–662.

Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // Chemical Geology. 1990. Vol. 88, No. 1/2. P. 1–33. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C

Zhou X.-H, Zhu B.-Q., Liu R.-X. et al. Cenozoic basaltic: rocks in Eastern China // Continental flood basalts Dordrecht-Boston-London: Kluwer. 1988. P. 311–330.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chemical Geology. 2000. Vol. 171. P. 33–47. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00243-6

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, 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.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033, 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, 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.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, 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,

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.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033, 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, Lermontov st., 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.

УДК 551.21+550.42(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.79

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

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Рассматривается вулканизм полей зоны Дачи (Дариганга, Абага, Дайлинор и Чифэн), протягивающейся более чем на 500 км в пограничных районах Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. Делается вывод о единой эволюции вулканизма, начавшегося от границы Северо-Китайского кратона около 24 млн лет назад с распространением к северу, через субширотную Солонкерскую шовную зону Палеоазиатского океана, закрывшегося в позднем палеозое, в палеозойский блок Синьань. Устанавливается вовлечение Солонкерской шовной зоны в левосторонние движения после извержений, произошедших 15-14 млн лет назад на полях Дариганга, Абага и Дайлинор, а затем после извержений, произошедших около 5 млн лет назад в северной части поля Чифэн. Характер смены источников в процессе эволюции вулканизма оценивается по изотопам Pb вулканических пород с дополнительной информацией об изотопах Nd. В источниках вулканических пород южной части зоны Дачи (поле Чифэн) определяется компонент мантии кратонного киля, близкий по возрасту коре кратона. Предполагается развитие процесса кратонизации мантии и коры около 2.23 млрд лет назад под воздействием флюидов из мантии гадейского магматического океана, отвердевшего 4.47 млрд лет назад. В источниках вулканических пород северной и центральной частей зоны Дачи определяются более древние мантийные компоненты, чем породы, слагающие верхнюю часть коры. В вулканических породах поля Дариганга различается материал протомантии, характеризующейся геохронами 4.47 и 4.45 млрд лет, и компоненты мантии, эволюционированной около 3.11 млрд лет назад, включая материал остаточного слэба. Вулканические породы полей Абага и Дайлинор характеризуются наиболее молодым протолитом, соответствующим геохроне 4.44 млрд лет.

Ключевые слова: базальты, базаниты, кайнозой, Азия, Монголия, Китай, Солонкерский шов, Японско-Байкальский геодинамический коридор, мантия, астеносфера, литосфера.

Evolution of Cenozoic Volcanism and its Sources in the Dariganga-Chifeng (Dachi) Zone: Involvement in Tectonic Reactivation of the Keel at the North China Craton and Deep Mantle beneath Adjacent Geological Unites

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, E.V. Saranina^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia ²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ³Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. In this paper, volcanism of the fields of the Dachi zone (Dariganga, Abaga, Dalinuoer, and Chifeng) that extends for more than 500 km in the border regions of southeastern Mongolia and northern China is considered. It is inferred that the zone has undergone a common evolution in the last 24 Ma, starting from the boundary of the North China Craton. Volcanism propagated northward, through the west-east Solonker suture zone into the Xing'an block. It is suggested that the Solonker

suture zone was involved in left-lateral motions after 15–14 Ma eruptions in the Dariganga, Abaga, and Dalinuoer fields and after the final (ca. 5 Ma) eruptions in the northern margin of the Chifeng field. The nature of source changes during the evolution of volcanism is assessed from Pb isotopes of volcanic rocks with additional information on the Sm/Nd ratio based on Nd isotope variations. In sources of volcanic rocks from the southern part of the Dachi zone (Chifeng field), a component of the cratonic mantle keel is determined. The development of the process of cratonization of the mantle and crust is assumed to have occurred about 2.23 billion years ago due to degassing of the mantle originated from the Hadean magmatic ocean, which solidified 4.47 billion years ago. Volcanic rocks of the Abaga and Dalinuoer fields are characterized by the youngest protolith, corresponding to a geochron of 4.44 billion years.

Keywords: Basalts, basanites, Cenozoic, Asia, Mongolia, China, Solonker suture, Japan-Baikal geodynamic corridor, mantle, asthenosphere, lithosphere.

Введение

Эволюция континентов существенно отличается от эволюции океанов. В последние десятилетия достигнут существенный прогресс в изучении геологии Азии, которая состоит из блоков, формировавшихся в течение всей геологической истории Земли. Возраст блоков верхней части коры находит выражение в геологических картах и тектонических схемах. Возраст блоков мантии устанавливается по протолитам источников магматических расплавов, излившихся на земную поверхность в позднем фанерозое. Источники мантийных магм, излившихся в Азии, систематизируются по возрастным характеристикам протолитов, которые получаются по ураногенным изотопам Pb. Эволюция мантии выстраивается от материала отвердевшего гадейского магматического океана Земли. Данные по другим системам с радиогенными изотопами используются как вспомогательные характеристики процессов, получивших развитие в мантийных источниках геологического прошлого (Rasskazov et al., 2020).

В новейшей глубинной геодинамике Азии обозначается важнейшая роль расплавных аномалий переходного слоя 660–410 км: Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской. Этот глубинный уровень мантии нарушается в начале новейшего геодинамического этапа (около 90 млн лет назад). Предполагается, что слэбовый материал, стагнировавший в переходном слое под закрывшимися фрагментами Солонкерского И Урало-Монгольского палеоокеанов, также Монголо-Охотского залива Палеопацифика, лавинно погружается в нижнюю мантию. На новейшем геодинамическом этапе Азия вовлекается в ВЮВ движение, обусловившее субдукцию Тихоокеанской плиты. По латерали первичных расплавных аномалий переходного слоя генерируются верхнемантийные расплавные аномалии. В литосфере Внутренней Азии получает развитие рифтогенез и орогенез. Растяжение Байкальского рифта связывается с девиаторным течением мантийного материала, инициированного под движущейся литосферой в Байкальской расплавной аномалии переходного слоя. Сжатие в Хангайском орогене объясняется облегченной передачей к этому орогену тектонического стресса от зоны Индо-Азиатского взаимодействия в низко-вязкостной мантии Гобийской расплавной аномалии (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Гипотеза сборки Азии из континентальных блоков с разновозрастными мантийными килями тестируется Рb-изотопным датированием протолитов в источниках позднекайнозойских вулканических пород юго-западной части Байкальской рифтовой системы. На вулканических полях, рассредоточенных на расстояние более 1000 км вдоль Китойско-Байдрагского трансекта различаются протолиты источников: древнего Гарганского Тувино-Монгольского микроконтиблока нента (массива) с гадейским протолитом и

архейско-неопротерозойскими событиями, Хамардабанского аккреционно-коллизионного ядра, ограниченного Ильчиро-Тункинским и, возможно, Джидино-Тункинским слэбами, Хангайского континентального домена, ограниченного Баянхонгор-Хангайским и, возможно, Джидино-Хангайским слэбами, и древнего Байдрагского блока фрагмента Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента. Полученные ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb-оценки времени инкубации протолитов источников частично согласуются с докембрийскими датировками ансамблей древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, экспонированных на земной поверхности (Чувашова и др., 2022).

В настоящей работе исследуется латеральная смена протолитов источников вулканических пород в цепочке позднекайнозойских вулканических полей Дариганга, Абага, Дайлинор и Чифэн, образующих зону Дариганга-Чифэн (Дачи). Зона протягивается в направлении ВЮВ-ЗСЗ на расстояние более 500 км, вкрест простирания геологических структур северного обрамления Северо-Китайского (Сино-Корейского) кратона. В работе (Рассказов и др., 2024) были выявлены существенные изменения протолитов источников вулканических пород полей Дариганга, Абага и Дайлинор в ходе эволюции вулканизма северной и центральной частей зоны. Цель настоящей работы – получить полную картину смены протолитов мантийных источников вдоль всей зоны Дачи, от вулканического поля Дариганга до вулканического поля Чифэн.

Вулканические поля зоны Дачи и эволюция вулканизма

Данные о вулканических полях зоны Дачи (рис. 1) содержатся в многочисленных работах (Влодавец, 1955; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Han et al., 1999; Ho et al., 2008; Чувашова и др., 2012; Hong et al., 2013; Yu et al., 2015; Wang et al., 2015; Zhang and Guo, 2016; Guo et al., 2016; Pang et al., 2019; Zhao et al., 2020; Рассказов и др., 2024). Как правило, каждое вулканическое поле охарактеризовано в нескольких работах, представляющих разную информацию.



Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических полей зоны Дачи в структурах фундамента пограничной территории Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. Структуры фундамента показаны по схеме (Liu et al., 2017).

Fig. 1. Spatial distribution scheme of the Cenozoic volcanic fields of the Dachi zone in the basement unites of the border area in Southeastern Mongolia and Northern China. The basement unites are shown after (Liu et al., 2017).

Вулканическое поле Дариганга северного окончания зоны Дачи занимает площадь более 10 тыс. км² между предгорным Тамцагским прогибом хр. Нукут-Дабан на северовостоке и Онгонской впадиной на юго-западе. Это поле почти целиком находится на территории Монголии. Вулканизм поля начинался около 14 млн лет назад и развивался до позднего плейстоцена, включительно. Состав вулканических пород меняется от кварц-нормативных толеитовых базальтов до базанитов и фонотефритов. По временным изменениям состава вулканических пород и их источников различаются эпизоды 14-10 млн лет назад, 10-6 млн лет назад, 5-3 млн лет назад и <2 млн лет назад.

Вулканическое поле Абага охватывает территорию центральной части зоны Дачи, соизмеримую с территорией поля Дариганга. Это поле находится на территории Китая. Его вулканические извержения начинались около 15 млн лет назад и завершались около 3 млн лет назад с единственным остаточным событием около 1.9 млн лет назад. Эволюция вулканизма этого поля была в общем согласована с эволюцией вулканизма поля Дариганга при максимальных извержениях с 7 до 3 млн лет назад (Рассказов и др., 2024). В отличие от вулканизма Дариганги, вулканизм Абаги прекратился в раннем плейстоцене и характеризовался более ограниченным спектром составов.

Другое вулканическое поле Китая центральной части зоны Дачи – Дайлинор – занимает площадь приблизительно в 3-4 раза меньшую, чем поле Абага. На вулканическом поле насчитывается 102 вулкана. Оно вытянуто на 100 км в субширотном направлении при ширине около 80 км от г. Бейлике на севере до г. Байинкулуна на юге. Самые ранние базальты, излившиеся около 15 млн лет назад, были датированы в керне скважины, пройденной на юге вулканического поля. Все базальты, обнаженные на земной поверхности, имеют возраст не древнее 3.3 млн лет. По геологическому строению и степени выветривания пород вулканические конусы молодой генерации разделяются на группы ранней и поздней стадий (соответственно, early and late volcanics, обозначенные как EV и LV). Конусы EV сильно разрушены и располагаются в диапазоне высот от 1300 до 1450 м. Они распространяются вдоль зоны линейного выравнивания ССВ простирания. Потоки лавы, связанные с этими конусами, покрывают площадь около 3000 км² и образуют три лавовые платформы. К-Аг датировки пород конусов стадии EV находятся в интервале от 3.3 до 0.51 млн лет. Конусы LV хорошо сохранились и перекрывают вулканические продукты ранней стадии. Вулканические постройки LV обычно имеют кратера с крутыми склонами. Основные лавовые потоки этой стадии не перекрыты осадочными отложениями. Вулканы охарактеризованы К-Аг датировками 0.33 и 0.16 млн

лет. Конус Гезишан считается голоценовым (Sun, Li, 2023). Лавы вулканической стадии LV покрывают площадь около 1100 км² и достигают высот, превышающих 1450 м. Здесь встречаются более щелочные вулканические породы, чем на поле Абага.

Вулканическое поле Чифэн южного окончания зоны Дачи расположено в основном севернее китайского города, по которому это поле получило название. Мощность лавовых накоплений составляет от 100 до 450 м на площади около 3000 км². Породы представлены кварц-нормативными толеитовыми базальтами, оливиновыми толеитами и натровыми щелочными базальтами. В эволюции вулканизма с 24 до 5 млн лет назад различаются три эпизода: раннемиоценовый, позднемиоценовый и миоцен-плиоценового рубежа. Имеются указания на начальное проявление вулканизма 33 млн лет назад. В раннем миоцене (24-17 млн лет назад) извержения проявились в юго-восточной части вулканического поля, в районе г. Чифэн, в позднем миоцене (10-6 млн лет назад) – в центральной части поля, на рубеже миоцена и плиоцена (около 5 млн лет назад) – в северной части вулканического поля, вдоль долины р. Хар Морон.

Соотношение вулканической зоны Дачи с геологической структурой фундамента

Зона Дачи пересекает Солонкерский структурный шов палеоокеана, закрывшегося в конце палеозоя. У северного края Северо-Китайского и Таримского кратонов различаются манчжуриды и алтаиды, разделенные Солонкерским швом (Şengör, Natal'in, 1996) (рис. 2). Вулканические поля юго-восточной половины зоны Дачи (Чифэн и Дайлинор) попадают в манчжуриды, северо-западной части (Абага и Дариганга) – в алтаиды. От Солонкерской шовной структуры субдукция развивается в северном направлении (Windley et al., 2007).



Рис. 2. Положение вулканической зоны Дачи на тектонической карте–схеме Северо-Китайского блока, манчжурид и сопредельных алтаид. Схема фундамента адоптирована из работы (Şengör, Natal'in, 1996) с упрощениями. 1 – архейские кратоны; 2 – Баргузинский террейн; 3 – ниппониды; 4 – алтаиды; 5 – манчжуриды; 6 – районы исследований. Показаны тектонические единицы первого порядка, сложенные доалтаидскими континентальными кратонами и небольшими фрагментами, в которых размещаются тектонические единицы алтаид первого порядка, доманчжуридских континентальных фрагментов и энсиалических дуг, а также аккреционных комплексов манчжурид. Алтаиды разделены с манчжуридами Солонкерским швом (линия с зубчиками обозначает его приблизительное положение).

Fig. 2. Location of the Dachi volcanic zone on the tectonic scheme of the North China block, Manchurides and adjacent Altaides. The scheme of basement is adopted from (Sengör, Natal'in, 1996) with simplifications. 1 – Archean cratons; 2 – Barguzin terrane; 3 – Nipponides; 4 – Altaids; 5 – Manchurides; 6 – areas of studies. Tectonic units of the first order, composed of pre-Altaid continental cratons and small fragments, which are located in tectonic units of Altaids, continental fragments and pre-Manchuride ensialic arcs, accretionary complexes and Manchurides. Altaids are separated from Manchurides by the Solonker suture (the jagged line indicates its approximate position).

В реконструкции (Şengör, Natal'in, 1996) со ссылкой на работы китайских геологов подчеркивается наличие бореальной фауны и флоры в верхнепалеозойских осадочных отложениях севернее Солонкерского структурного шва и тетической фауны и флоры в одновозрастных отложениях южнее него. Важнейшая роль этого шва в разделении геологических блоков Южной и Центральной Азии иллюстрируется на недавно опубликованной палеобиогеографической схеме каменноугольного периода, составленной с учетом палеомагнитных данных (Ren et al., 2021) (рис. 3). В недавно опубликованной статье (Song et al., 2024) одновременное терминальное закрытие Палеоазиатского океана в раннем-среднем триасе трассируется от Тянь-Шаня на западе через Бейшан и Алксу до Солонкера и Чангчун-Янцзы на востоке, на расстоянии около 500 км.



Рис. 3. Положение вулканической зоны Дачи на палеобиогеографической схеме Азии каменноугольного периода. Схема адоптирована из работы (Ren et al., 2021) с изменениями. Белой линией выделен контур Монголии, желтой штриховой линией – важнейшая палеобиогеографическая граница. Тектонические структуры: А–S– Алтае-Саянский регион; В – Баргузинский террейн; СОВС – Центральный складчатый пояс Китая; Е – Орогенический пояс Восточного Палео-Тетиса; EUR – Европейский кратон; IC – Индокитайский блок; IND – Индийский блок; J – Джунгарский блок; JB – Цзямусы-Буреинский блок; КВ – Казахстанский блок; LS – Лхасский террейн; MOSZ – Монголо-Охотская шовная зона; NCB – Северо-Китайский блок; NQT – Северный террейн Цянтан; Q – блок Цайдам; SCB – Южно-Китайский блок; SG – пояс Сонгпан–Ганзи; SI – Блок Сибумасу; SIB – Сибирский кратон; SQT – террейн Южный Цянтан; Т – Таримский кратон; TMB – Тувино-Монгольский блок; AMB – Амурский блок; XSB – блок Силиньхот-Сунляо; WS – Западная Сибирь.

Fig. 3. Location of the Dachi volcanic zone on the paleobiogeographical scheme of Asia during the Carboniferous. The scheme is adopted from (Ren et al., 2021). The white line is the country outline of Mongolia. The yellow dashed line is an important paleobiogeographic boundary. Tectonic unites: A–S – Altai–Sayan region; B – Barguzin terrane; COBC – Central Orogenic Belt of China; E – East Paleo-Tethys Orogenic Belt; EUR – Europe Craton; IC – Indochina Block; IND – India Block; J – Junggar Block; JB – Jiamusi–Bureya Block; KB – Kazakhstan Block; LS – Lhasa Terrane; MOSZ – Mongol–Okhotsk Suture Zone; NCB – North China Block; NQT – North Qiangtang Terrane; Q – Qaidam Block; SCB – South China Block; SG – Songpan–Ganzi Belt; SI – Sibumasu Block; AMB – Amuria Block; XSB – Xilinhot–Songliao Block; WS – West Siberia.

По результатам исследований китайских геологов (Wan, 2014), граница Северо-Китайского кратона обозначается южнее г. Чифэн. Территория, сопредельная с северным краем Северо-Китайского кратона, определяется как зона коллизии и амальгамации – Тянь-Шань-Южно-Хинганлинский (Tianshan– South Hingganling) позднепалеозойский коллизионный пояс. Вулканическая зона Дачи пересекает позднепалеозойский пояс. Ее северная часть входит в пределы Алтай-Джунгар-Ергунского (Altay-Junggar-Ergun) раннепалеозойского коллизионного пояса. Поле Дайлинор центральной части зоны Дачи соответствует обособленному блоку

Туотуошан–Силинхот (Абагнар) (Tuotuoshan-Xilinhot, Abagnar). Вулканизм поля Чифэн южной части зоны Дачи контролируется молодым (позднепалеозойским) Тянь-Шань-Южно-Хинганлинским коллизионным поясом и проявляется между блоком Туотуошан-Силинхот и краем Северо-Китайского кратона. Вулканизм поля Абага также находится в этом поясе между блоком Туотуошан-Силинхот и более древним (ран-Алтай-Джунгар-Ергуннепалеозойским) ским коллизионным поясом. Вулканизм поля Дариганга северной части зоны Дачи развивается в пределах более древнего коллизионного пояса (рис. 4).



Рис. 4. Положение вулканической зоны Дачи в палеозойских тектонических структурах Китая. Схема адоптирована из работы (Wan, 2014). Блоки в Перисибирской тектонической области: 1. Алтай; 2. Джунгар-Восточный Казахстан; 3. Или-Балчас; 4. Турпан-Синсинся; 5. Куругтаг; 6. Хонгшишань; 7. Яган; 8. Северный Баяннур; 9. Туотуошан-Силинхот (Абагнар); 10. Ергун; 11. Харбин (Сонгхуадзянь-Нидзянь); 12. Дзямусы-Бурейский; 13. Сингкай (Андашан). Северо-Китайская (Китайско-Корейская) плита (20). Блоки тектонического домена Янцзы: 32. Северная часть плиты Янцзы; 33. Южная часть плиты Янцзы; 21. Сонпан-Ганзи (запад Сычуани); 22. Средний Циньлин; 23. Удан; 24. Даби; 25. Цзяонань (Сулу); 30. Чжондьень; 31. Ланпин-Симао-Индосинская плита; 34. Катазийская плита; 35. Тайвань (восточная часть Катазийской плиты); 36.

Санья (северо-восток Индосинской плиты). Блоки тектонического домена Сию (переходный тип): 14. Таримская плита; 15. Алтун-Дунхиан-Алкса; 16. Средний Цилиан; 17. Цайдам; 18. Хуалун; 19. Центральный Западный Куньлунь. Блоки Пери-Гондванского тектонического домена: 26. Цянтан; 27. Гангдисе (Лхаса); 28. Гималаи; 29. Баошань-Сибумасу; (Сино-Бирма-Малайско-Суматра) Индийская плита. Коллизионные пояса: А. Алтай-Джунггарско-Эргунский раннепалеозойский коллизионный пояс; В. Тяньшань-Южно-Хинганлинский позднепалеозойский коллизионный пояс (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого образования); С. Цилиан-Алтуньский пояс раннепалеозойских коллизий на плите Сиюй; D. Триасовые коллизионные пояса; Е. Палеогеновый коллизионный пояс Ланьпин-Симао; F. Мел-палеогеновый коллизионный пояс реки Бангонг-Нуцзян и Ярлунг-Цангбо. G. Западно-Тихоокеанская палеогеновая зона субдукции (фронтальная зона дуги). Триасовый коллизионный пояс Шаосин-Шивандашань показан как линия между плитой Янцзы и Катазийской плитой.

Fig. 4. Location of the Dachi volcanic zone in Paleozoic tectonic structures of China. The scheme is adopted from (Wan, 2014). Blocks in the Peri-Siberian Tectonic Domain: 1. Altay; 2. Junggar-East Kazakhstan; 3. Ili-Balchas; 4. Turpan-X ingxingxia; 5. Kuruktag; 6. Hongshishan; 7. Yagan; 8. North Bayannur; 9. Tuotuoshan-Xilinhot (Abagnar); 10. Ergun (close to Gondwana during the Neoproterozoic-Early Cambrian); 11. Harbin (Songhuajiang-Nenjiang); 12. Jiamusi- Bureinskiy (close to Gondwana during the Neoproterozoic-Early Cambrian); 13. Xingkai (i.e. Wandashan, close to Gondwana during Neoproterozoic-Early Cambrian). North China (Sino-Korean) plate (20). Blocks of the Yangtze Tectonic Domain: 32. North Yangtze Plate; 33. South Yangtze Plate; 21. Songpan-Ganzi (west Sichuan); 22. Middle Qinling; 23. Wudang; 24. Dabie; 25. Jiaonan (Sulu); 30. Zhongdian; 31. Lanping-Simao-Indosinian Plate; 34. Cathaysian Plate; 35. Taiwan (eastern Cathaysian Plate); 36. Sanya (northeast Indosinian Plate). Blocks of the Xivu Tectonic Domain (transition type): 14. Tarim Plate; 15. Altun-Dunhuang-Alxa; 16. Middle Qilian; 17. Qaidam; 18. Hualong; 19. central West Kunlun. Blocks in the Peri-Gondwanan Tectonic Domain: 26. Qiangtang; 27. Gangdise (Lhasa); 28. Himalaya; 29. Baoshan-Sibumasu (Sino-Burma-Malay-Sumatra); 37. Indian Plate. Collision Belts: A. Altay-Junggar-Ergun Early Paleozoic Collision Belt; B. Tianshan-South Hingganling Late Paleozoic Collision (eastern part of the Central Asian orogenic) Belt; C. Qilian-Altun Early Paleozoic collision belts in the Xiyu Plate; D. Shuanghu-Lancangjiang (Changning-Menglian), Lazhulong-Jinshajiang, and Qinling-Dabie-Jiaonan Triassic Collision Belt; E. Lanping-Simao Palaeogene Collision Belt; F. Bangong-Nujiang and Yarlung Zangbo River Cretaceous- Paleogene Collision Belt; G. West Pacific Palaeogene subduction zone (trench-arc zone). The Shaoxing-Shiwandashan Triassic Collision Belt is shown as a line between Yangtze Plate and Cathaysian Plate.

Граница Северо-Китайского кратона обозначается также севернее г. Чифэн, по разлому Чифэн-Баян Обо (Liu et al., 2017). На тектонической схеме палеозойских структур территории Внутренней Монголии (рис. 5) показаны многочисленные тела офиолитов, распространенных вдоль края Северо-Китайского кратона. Солонкер-Хар-Моронская шовная зона шириной около 100 км протягивается субпараллельно северному краю Северо-Китайского кратона на расстоянии 150-180 км и отделяется от него ранне-среднепалеозойским субдукционно-аккреционным поясом. Подобный субдукционно-аккреционный пояс находится севернее Солонкер-Хар-Моронской шовной зоны и далее сменяется блоком Силинхот. На северной окраине Китая и в сопредельной Монголии обозначается блок Синъань.

Подобная латеральная зональность относительно Солонкерской шовной зоны обозначается в других работах (например, Wilde, 2015; Song et al., 2024). В последней работе на северном краю Северо-Китайского кратона, южнее разлома Чифэн-Баян Обо, выделяется континентальная магматическая дуга (до 41° с.ш.). На южном фланге Солонкерской шовной зоны обозначается раннепалеозойская дуга Байнаймяо, а на ее северном фланге – позднепалеозойский островодужный аккреционный комплекс Баолидао и позднепалеозойский офиолитовый островодужный аккреционный комплекс Хегеншан, за которым находится палеозойская Улястайская активная континентальная окраина.



Рис. 5. Схематическая карта палеозойской тектоники средней части Внутренней Монголии, показывающая структурные швы и выходы офиолитов (Liu et al., 2017), а также структурное положение кайнозойских вулканических полей (настоящая работа).

Fig. 5. Paleozoic tectonic sketch map of the middle Inner Mongolia showing the sutures and ophiolite outcrops (Liu et al., 2017) and structural setting of Cenozoic volcanic fields (this work).

Смена состава вулканических пород вдоль зоны Дачи

По пространственному распределению вулканических пород на поле Дариганга с применением диаграммы MgO – La/Yb выделяется 6 петрогенетических групп (табл. 1). Преобладают породы групп III и V, представленные базальтами, трахибазальтами и тефритами с содержанием MgO 5–11 мас.% и отношением La/Yb 7–40. Породы гр. IV имеют базанитовый состав, отличаются по повышенному содержанию MgO 5–11 мас.% (11–16 мас.%) и разделяются на подгруппы с низким и умеренным содержанием K₂O. Породы групп I и II характеризуются высоким

La/Yb отношением (40–54). Гр. I имеет повышенную сумму щелочей. На классификационной диаграмме Na₂O+K₂O – SiO₂ (рис. 6) фигуративные точки пород этой группы распределяются в поля тефрита, фонотефрита и трахиандезибазальта. В гр. II содержание щелочей ниже. Породы этой группы имеют тефритовый и трахибазальтовый состав. Наконец, породы гр. VI имеют низкое La/Yb отношение (7–18). На щитовой вулканической постройке Асхатэ пачка, сложенная породами гр. VI, залегает выше пачки пород гр. III и прорывается базанитовым телом умеренно-К подгруппы гр. IV (Рассказов и др., 2024).

Таблица 1

Петрогенетические группы вулканических пород Даригангского вулканического поля

Table 1

Группа	Породы	МдО, мас.%	La/Yb
Ι	тефриты, фонотефриты, трахиандезибазальты	6–8	40–54
II	тефриты, трахибазальты	8–9	40–47
III	тефриты	8.6–11.0	25-40
IV	базаниты	11.0-15.8	25-40
V	трахибазальты, базальты	5.5-10.6	18–25
VI	базальты	6.7-8.1	7–18

Petrogenetic groups of volcanic rocks from the Dariganga volcanic field



Рис. 6. Диаграмма щелочи – кремнезем (TAS) для пород вулканических полей Дариганга (*a*), Абага и Дайлинор (δ) и Чифэн (ϵ). Породы классифицируются с использованием разделительных линий Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991). Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Оксиды пересчитываются на 100 мас. % без потерь при прокаливании. На панели *а* использованы данные (Рассказов и др., 2024; и ссылки в этой работе), на панелях δ и *в* – данные из работ (Han et al., 1999; Ho et al., 2008; Hong et al., 2013; Chen et al., 2015; Wang et al., 2015; Yu et al., 2015; Guo et al., 2016; Zhang, Guo, 2016; Pang et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Zhao et al., 2020).

Fig. 6. Alkali–silica diagram (TAS) for rocks from the Dariganga (*a*), Abaga and Dailinor (δ), and Chifeng (*b*) volcanic fields. The rocks are named according to the dividing lines of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991). Basanite differs from tephrite in having an MgO content of more than 10 wt. % (Le Bas, 1989). Oxides are recalculated to 100 wt. % without losses on ignition. Panel *a* shows data from (Rasskazov et al., 2024; and references therein), panels δ and *b* data from (Han et al., 1999; Ho et al., 2008; Hong et al., 2013; Chen et al., 2015; Wang et al., 2015; Yu et al., 2016; Zhang, Guo, 2016; Pang et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Zhao et al., 2020) are used.

На классификационной диаграмме TAS в составе вулканических пород Абаги преобладают базальты с частичным выходом в сопредельные области тефрита, базанита, трахибазальта и андезибазальта. Самый молодой возраст поля Абага (1.9 млн лет) имеет порода переходного состава к базаниту с содержанием MgO 11.36 мас. %.

На вулканическом поле Дайлинор, продолжающем зону Дачи к юго-востоку от поля Абага, распространяются более молодые извержения с проявлением тефритов. В наиболее молодых (плейстоцен-голоценовых) тефритах вулканов Лангвошан и Гезишан высокое La/Yb отношение (47.4 и 39.1) при содержании MgO в пределах значений пород гр. I и II Дариганги (соответственно, 8.0 и 9.2 мас. %). Обе породы отличаются низким содержанием SiO₂ (соответственно, 42.36 и 41.56 мас. %) при умеренном содержании K₂O (2.77 и 2.59 мас. %) и умеренном отношении K₂O/Na₂O (0.55 и 0.64). По повышенному отношению $10^{-3} \times K/Ta$ (3.6 и 4.3) эти породы сопоставляются с породами гр. I, кото-OIB-подобным характеризуется рая составом.

На вулканическом поле Чифэн породы возрастом 24-21 млн лет имеют базальт-андезибазальтовый состав. Фигуративное поле возрастной генерации среднего и позднего миоцена (17-6 млн лет) на диаграмме щелочи - кремнезем (рис. 6в) частично перекрывает фигуративное поле древних (раннемиоценовых) пород и расширяется в область базальтов с пониженным содержанием SiO₂ (до 49 мас. %). В этом возрастном диапазоне особо выделяется группа позднемиоценовых базальтов (возраст 10-8 млн лет), в которых содержание SiO₂ варьирует в интервале 46-51 мас.%. Заключительные извержения вулканического поля, произошедшие около 5 млн лет назад, представлены лавами трахибазальтового состава.

Содержание MgO в породах поля Чифэн находятся в интервале 6–11 мас. %, а отношение La/Yb – в интервале 4–30. Также как на полях Абага и Дайлинор, на поле Чифэн отсутствуют аналоги базанитов гр. IV, а также тефритов и ассоциирующих с ними пород групп I и II с высоким La/Yb отношением (более 40) поля Дариганга.

Обсуждение

Имеющиеся данные по всей вулканической зоне Дачи получают обсуждение в связи с: 1) новейшими тектоническими движениями всей Евразии по Трансевразийскому мегасдвигу, 2) проявлением вулканизма зоны Дачи как отклика на новейшие тектонические движения на востоке Азии, 3) активизацией сдвиговых смещений в Солонкерской шовной зоне в процессе эволюции вулканизма и 4) изменением источников вулканизма вдоль зоны Дачи по Pb–Nd-изотопным характеристикам вулканических пород.

Контроль вулканизма зоны Дачи Трансевразийским мегасдвигом

В генерализованной схеме новейшего пластического течения земной коры Евразии (рис. 7) Солонкерский шов рассматривается как структурный элемент широтного Трансевразийского мегасдвига, который составляют: Южно-Приморский континентальный шов, пересекающий восточную границу континент-океан, тектоническая зона Иншань северного Китая (по Ли Сы Гуану), весь Восточный Тянь-Шань к северу от Таримского блока и далее другие субширотные сдвиговые структуры Европы. Возникновение Трансевразийского мегасдвига связывается с действием сил вращения Земли (Хаин, Яблон-1996). Контроль эволюции ская, позднекайнозойского вулканизма с его локализацией в Солонкерской шовной зоне свидетельствует о том, что эта структура (как со-Трансевроазийского ставной элемент

мегасдвига) играет важнейшую роль не только в деформациях коры, но также

определяет развитие мантийных магмогенерирующих процессов.



Рис. 7. Схема новейших пластических деформаций коры Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов (Хаин, Яблонская, 1996). 1 – Трансевразийский мегасдвиг; 2 – фронтальные надвиги пластических мегапотоков земной коры; 3 – направления мегапотоков; 4 – сдвиги; 5 – зона растяжения в тылу Шиллонгского клина; 6 – впадины "отрыва" в тылах пластических потоков; 7 – плиты–обломки суперконтинента Гондваны: Афр – Африканская, Ар – Аравийская, Ап – Апулийская, Инд – Индийская, Евр – Евразийская; 8 – направления движения плит; 9 – ось симметрии веерообразной структуры.

Fig. 7. Scheme of the latest plastic deformations of the crust of the Alpine-Himalayan and Central Asian mountain belts (Khain, Yablonskaya, 1996). 1 – Trans-Eurasian megashear; 2 – frontal thrusts of plastic megaflows of the earth's crust; 3 – directions of megaflows; 4 – strike-slip faults; 5 – extension zone in the back-side of Shillong wedge; 6 – "breakaway" basins in back-sides of plastic flows; 7 – fragments of the Gondwana supercontinent: Adp – African, Ap – Arabian, AII – Apulian, Инд – Indian, EBP – Eurasian; 8 – directions of plate motions; 9 – axis of symmetry of fan-shaped structure.

Проявление вулканизма зоны Дачи в связи с новейшими тектоническими движениями на востоке Азии

Ведущая роль в неотектонических движениях Азии отводится «экструзивному» восточному движению блоков Центральной Азии как следствию эффекта конвергенции Индостана с южной окраиной Азии и наличия на юго-востоке и востоке ее «свободного» края, находящегося во взаимодействии с плитами Тихого океана (Tapponnier et al., 1982). В середине кайнозоя Тихоокеанская плита скользит вдоль Азии. В позднем кайнозое субдукция океанической плиты Кула-Изанаги под континентальную окраину Восточной Азии завершается и после структурной перестройки начинается субдукция Тихоокеанской плиты. Взаимодействие

Тихоокеанской плиты и восточной окраины Азии приводит к растяжению последней по механизму отката надсубдукционной островодужной системы в сторону океана (механизм роллбэк). Этот механизм должен проявляться в случае, если под смещающемся к востоку континентальной литосферой существовует обратный астеносферный поток, который способствует затягиванию океанической плиты под край континента. Включение механизма роллбэк Тихоокеанского слэба сопровождается раннемиоценовой активизацией вулканизма в ослабленных шовных зонах континентальной литосферы с последующим распространением вулканизма в обширном регионе от Япономорской подвижной системы до Байкальской (рис. 8).



Рис. 8. Схема пространственного распределения вулканических извержений в начале запуска режима роллбэк в Япономорской подвижной системе около 23 млн лет назад (*a*) и 22–17 млн лет назад (*b*). Около 24–23 млн лет назад базальтовые вулканические извержения, включая события на поле Чифэн, локализовались вдоль северного края Северо-Китайского кратона и вследствие импульса растяжения в интервале 22-17 млн лет назад распространялись на общирной территории от Саян до Японии, вдоль ЯБГК. Дифференцированный сдвиг литосферы вдоль северного края Северо-Китайского кратона обеспечил обратный поток астеносферы непосредственно под ней, инициировавший локальную субдукцию Тихоокеанского слэба. В это время был запущен механизм роллбэк, ярко проявившийся около 15 млн лет назад в развороте Юго-Западной Японии по часовой стрелке с раскрытием Японского моря. Использована база данных (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Чувашова, Рассказов, 2014).

Fig. 8. Spatial distribution pattern of volcanic eruptions at the onset of the rollback regime in the Sea of the Japan mobile system about 23 Ma (*a*) and 22–17 Ma (δ). About 24–23 Ma, basaltic volcanic eruptions, including events in the Chifeng field, were localized along the northern margin of the North China Craton and, as a result of the extension pulse in the interval of 22–17 Ma, spread over a vast territory from the Sayan Mountains to Japan, along the Japan-Baikal Geodynamic Corridor. Differential shear of the lithosphere along the northern margin of the North China Craton provided a reverse flow of the asthenosphere directly beneath it, which initiated local subduction of the Pacific slab. At this time, the rollback mechanism was launched, which was clearly displayed about 15 Ma ago in the clockwise rotation of southwestern Japan with the opening of the Sea of Japan. The database used is from (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Chuvashova, Rasskazov, 2014).

Попытки увязать тектонические события в Индо-Азиаткой зоне коллизии и Тихоокеанско-Азиатской зоне конвергенции предпринимались неоднократно (Worrall et al., 1996; Rasskazov, Taniguchi, 2006; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Schellart et al., 2019), но в отсутствии систематического анализа деформаций литосферы и пространственно-временной эволюции вулканизма на территории между этими зонами, такие предположения остаются пока в категории необоснованных деклараций. Для выявления реально существующих причинно-следственных связей необходимо накопление информации по вулканизму конкретных регионов.

Новейшие тектонические движения вдоль северного края Северо-Китайского кратона сопровождают начало субдукции Тихоокеанского слэба с образованием Хонсю-Корейской и Хоккайдо-Амурской флексур – возникновение первой во время ранне-среднемиоценового открытия Японского моря и последующее развитие второй при прогрессирующем затягивании слэбового материала в переходный слой по направлению конвергенции Тихоокеанской плиты И Азии (Rasskazov, Taniguchi, 2006).

Левостороннему смещению литосферы вдоль Солонкерского шва у северного края Северо-Китайского кратона предшествует мел-палеогеновое дифференцированное субширотное движение Южной Гоби относительно расплавной аномалии переходного слоя. Полная амплитуда движения составляет около 600 км (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Эволюция вулканизма зоны Дачи в связи со сдвиговыми смещениями в Солонкерской шовной зоне

Итак, вулканическая зона Дачи пересекает Солонкерскую шовную зону. Относительное положение вулканических полей зоны Дачи должно отражать движения в Солонкерской шовной зоне как составляющей Трансевразийского мегасдвига (Хаин, Яблонская, 1996). Кроме того, эти движения должны быть согласованы с задуговым раскрытием Японского моря и последующими тектоничесобытиями на востоке скими Азии (Rasskazov, Taniguchi, 2006). Возникает вопрос о геологических реперах сдвиговых смещений в Солонкерской шовной зоне и о времени их проявления.

По пространственному распределению вулканических полей на тектонической карте-схеме рис. 5 и времени вулканической деятельности зона Дачи разделяется на 2

части: северо-западную и юго-восточную. Северо-западную часть составляет сочетание вулканических полей Дариганга и Абага субмеридиональной ориентировки, юго-восточную - сочетание вулканических полей Дайлинор и Чифэн северо-западной ориентировки. Субмеридиональная пара полей протягивается от северной границы Солонкерской шовной зоны к северу, северо-западная пара – от зоны Солонкерского шва к юго-востоку, в сторону края Северо-Китайского кратона. В северо-западной части зоны Дачи наблюдается согласованность вулканических событий полей Дариганги и Абаги с 14 до 3 млн лет назад, в ее юго-восточной части сначала (в интервале 24-5 млн лет назад) развивается вулканизм поля Чифэн, затем (в последние 3.3 млн лет) – вулканизм поля Дайлинор.

Вулканические поля Дариганга и Абага образуют магистральную линию зоны Дачи ССЗ простирания. Можно предположить, что вдоль этой линии вулканизм на полях Чифэн и Дайлинор проявляется перед сдвиговыми деформациями. Ранние левосторонние сдвиговые смещения приводят к перемещению вулканического фрагмента возрастом 15 млн лет поля Дайлинор. Сдвиговое смещение вдоль северного края Солонкерской шовной зоны с амплитудой около 100 км после вулканического извержения на этом поле около 15 млн лет назад служит откликом на задуговое раскрытие Японского моря около 15-14 млн лет назад. После того как вулканизм северной окраины поля Чифэн угасает около 5 млн лет назад, вулканизм Дайлинора локализуется в последние 3.3 млн лет в Солонкерской шовной зоне. В это время лавы финальных (около 5 млн лет назад) извержений долины р. Хар Морон поля Чифэн смещаются вдоль южного края Солонкерской шовной зоны на 200-250 км. Вулканизм Дайлинора локализованным оказывается непосредственно в Солонкерской шовной зоне между двумя полями угасающего вулканизма ее северного и южного флангов.

Намечается 6 последовательных эпизодов эволюции зоны Дачи (рис. 9).

Первый эпизод (24–17 млн лет назад). Вулканизм начинается в пограничном разломе Чифэн-Баян-Обо северного края Северо-Китайского кратона.

Второй эпизод (15–14 млн лет назад). Активный вулканизм продвигается от края Северо-Китайского кратона к северу, через Солонкерскую шовную зону, в блок Синъань. Сначала активизируется вулканизм полей Дайлинор и Абага, затем – вулканизм поля Дариганга.

Третий эпизод (14–11 млн лет назад). Вулканические извержения продолжаются на вулканических полях Абага и Дариганга. Сдвиговое смещение по северному краю Солонкерской шовной зоны сопровождается угасанием вулканизма на территории, расположенной южнее. Вулканизм на полях Чифэн и Дайлинор отсутствует. Четвертый эпизод (10–6 млн лет назад). Наиболее объемный вулканизм зоны Дачи имеет сквозной характер. Он распространяется вдоль зоны Дачи от вулканического поля Дариганга через вулканическое поле Абага до поля Чифэн. Сдвиговые смещения вдоль Солонкерской шовной зоны в это время прекращаются.



Рис. 9. Схема эволюции вулканизма в зоне Дачи у северного края Северо-Китайского кратона и сдвиговых смещений вдоль Солонкерской шовной зоны.

Fig. 9. Scheme of the volcanic evolution in the Dachi zone near the northern edge of the North China Craton and shear displacements along the Solonker suture zone.

Пятый эпизод (5–3.3 млн лет назад). Вулканизм продолжается на полях Абага и Дариганга. На ЮЮЗ продолжении активной части магистрального направления зоны Дачи вулканизм поля Чифэн сокращается по площади с концентрацией около 5 млн лет назад в его северной части с последующим угасанием. Это свидетельствует о начале структурной перестройки, которая ведет к активизации плиоцен-четвертичных сдвиговых смещений вдоль Солонкерской шовной зоны.

Шестой эпизод (<3.3 млн лет назад). Вулканизм продолжается на поле Дариганга с последующим прекращением на поле Абага. Вулканизм активизируется на поле Дайлинор, наследуя вулканическое проявление около 15 млн лет назад, смещенное вдоль Солонкерской шовной зоны. Сдвиговые смещения вдоль южного края Солонкерской шовной зоны не способствуют развитию вулканизма на территории, расположенной южнее ее.

Смена источников вулканизма вдоль зоны Дачи

Малоглубинная сейсмическая томография S-волн коры и подкоровой мантии показывает высокоскоростные локальные аномалии, протягивающиеся вдоль зоны Дачи на глубине 80–100 км. На глубине 150 км в южной части вулканической зоны определяется относительное снижение скоростей сейсмических волн. С такой малоглубинной структурой китайскими сейсмологами связывается эволюция вулканизма всей территории у северного края Северо-Китайского кратона (Hou et al., 2023).

Полученные данные о Pb–Nd-изотопных компонентах вулканических пород свидетельствуют, однако, о более глубинных процессах магмогенерации, отражающихся в низкоскоростных аномалиях интервала глубин 200–300 км модели сейсмической томографии Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова (Рассказов и др., 2024). Более того, изменение изотопных характеристик Pb в вулканических породах вдоль зоны Дачи отражает зарождение и проникновение магматических расплавов с разных мантийных уровней, в том числе с уровня нижней мантии.

На диаграммах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 10) компоненты остаточного слэба выделяются в возрастной генерации лав 10-5 млн лет поля Дариганга – возраст протолита источника около 3.11 млрд лет (низкокалиевые породы высоко-Мg группы IV и породы высоко-La/Yb группы II). ОІВ-подобные компоненты различаются здесь же в возрастной генерации лав 5-3 млн лет – возраст протолита источника 4.45 млрд лет (умереннокалиевые породы высоко-Мg группы IV, породы группы 3). Компонент с протомантийным возрастом 4.47 млрд лет представляет собой протолит, из которого выделялись флюиды с образованием более молодых (четвертичных) даригангских лав (группа I с высоким La/Yb отношением). Часть фигуративных точек вулканических продуктов дегазирующей мантии смещается от геохроны 4.47 млрд лет с возрастанием и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Фигуративные точки оказываются правее геохроны 4.45 млрд лет и характеризуют экзотические источники. Подобным смещением правее геохроны 4.45 млрд лет характеризуются также породы из экзотических источников вулкана Хардат-Тологой на приграничной китайской территории, в которых определен амфибол (Xu et al., 2014). Хотя точки обеих групп пород выстраиваются в линии, малое количество данных (по три Pbизотопных определения) не дает возможности точной оценки изохронного возраста протолитов источников этих пород. Линии имеют наклон, приблизительно соответствующий возрасту источника 3.11 млрд лет и аппроксимируют точки пород, производных остаточного слэба (Рассказов и др., 2024). В целом, источники вулканических пород Дариганги характеризуются протолитами гадейского магматического океана возрастного интервала 4.47-4.45 млрд лет и протолитами, генерировавшимися в результате преобразования мантии около 3.11 млрд лет назад (не менее трех типов).



Рис. 10. Диаграммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканических пород Дариганги (*a*), Абаги и Дайлинора (*б*) и Чифэна (*в*). Условные обозначения и источники данных см. рис. 6.

Fig. 10. Diagram 207 Pb/ 204 Pb versus 206 Pb/ 204 Pb for volcanic rocks from Dariganga (*a*), Abaga and Dalinuoer (δ), and Chifeng (*b*). Symbols and data sources are as in Fig. 6.

Фигуративные точки вулканических пород поля Абага на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 106) распределяются равномерно в полосе, осевая линия которой имеет наклон, соответствующий геохроне 4.44 млрд лет. Часть точек выходит за пределы полосы с относительным снижением отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Эти аномальные точки аппроксимируются линией с наклоном, соответствующим возрасту 2.23 млрд лет. Фигуративные точки более молодых (относительно пород поля Абага) вулканических пород поля Дайлинор занимают часть полосы точек вулканических пород этого поля. Одна точка группы базальтов Дайлинора находится вблизи геохроны 4.44 млрд лет, другие точки смещены правее нее. Точка базанита с содержанием MgO 11.36 мас. % находится вблизи геохроны 4.44 млрд лет при наиболее низком отношении ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Точки тефритов Дайлинора в основном распределяются вдоль геохроны 4.44 млрд лет и частично смещаются левее нее.

Из диаграммы панели б рис. 10 следует, что, несмотря на разный возраст вулканических пород Абаги и Дайлинора, они принадлежат к единому протомантийному источнику с возрастом 4.44 млрд лет. Расплавные и флюидные компоненты (соответственно, базанит с содержанием MgO 11.36 мас. % и тефрит с отношением La/Yb более 40) в возрастном отношении не различаются между собой. Породы этих вулканических полей рассматриваются как представительные для источника ELMU (elevated μ), образовавшегося при запаздывающем отвердевании гадейского магматического океана Земли (Rasskazov et al., 2020). Единство расплавного и флюидного компонентов вулканических пород Абаги и Дайлинора отличает эти компоненты от расплавного и флюидного компонентов вулканических пород Дариганги, принадлежащих разным геохронам (соответственно, 4.45 и 4.47 млрд лет) с относительным смещением по отношению ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb при одинаковых значениях отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (рис. 10а).

В вулканических породах поля Чифэн характер вариаций изотопного состава Pb на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 10в) резко меняется. Фигуративные точки пород возрастного интервала 17–6 млн лет, включая точки возрастной генерации 10–8 млн лет, равномерно распределяются вдоль единой протяженной полосы с центральной

аппроксимирующей линией, наклон которой соответствует возрасту 2.23 млрд лет. Рассеяние полосы точек вулканических пород поля Чифэн объясняется Рb-изотопной эволюцией протолита от флюидного протомантийного компонента, подобного компоненту источника вулканических пород Даригангского поля. Оценка возраста мантийных источников Чифэна 2.23 млрд лет близка к возрасту аккретированной коры северного края Северо-Китайского кратона 2.6–2.5 млрд лет (Рассказов и др., 2022).

Интересно, что ряд составов кратонной мантии в источниках вулканических пород поля Чифэн, производных от протомантии 4.47 млрд лет, пространственно отделен от составов, отделившихся в четвертичное время от протолита источника с таким же возрастом под Даригангским полем, менее древним протолитом возрастом 4.44 млрд лет источника вулканических пород полей Абага и Дайлинор.

Существенное Рb-изотопное различие источников вулканических пород поля Чифен, с одной стороны, и источников вулканических пород трех других полей - с другой, подтверждается диаграммой ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 11). Протомантийные источники пород Дариганги возрастом 4.45 и 4.47 млрд лет и Абаги, Дайлинора возрастом 4.44 млрд лет дают обедненную изотопную характеристику Nd (эпсилон Nd около +7). Фигуративные точки пород Абаги и Дайлинора рассеиваются относительно компонента протомантии 4.44 млрд лет с возрастанием отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и снижением отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (эпсилона Nd). Такое смещение соответствует внекратонному обогащению легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и возрастанию µ (рис. 11б). Противоположную направленность смещения дают точки пород самого молодого вулкана Дзотол Дариганги, которое соответствует внекратонному обеднению протолита легкими РЗЭ и снижению µ. Вулканические породы поля Чифэн показывают снижение отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (эпсилона Nd), которое соответствует кратонному тренду в источнике с его обогащением легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и снижением µ (рис. 11в). Схождение трех лучей в одной точке может означать общий компонент, однако ЭТО предположение нуждается в подтверждении дополнительными данными.



Рис. 11. Диаграммы ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканических пород Дариганги (*a*), Абаги и Дайлинора (*б*) и Чифэна (*в*). Условные обозначения и источники данных см. рис. 6.

Fig. 11. Diagram ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd versus ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb for volcanic rocks from Dariganga (*a*), Abaga and Dalinuoer (δ), and Chifeng (*e*). Symbols and data sources are as in Fig. 6.

Схема образования и активности источников вулканизма зоны Дачи

Начиная с работы (Maruyama et al., 1997), обращалось внимание на развитие субдукционных процессов вдоль северного края Северо-Китайского кратона. При появлении сейсмических данных о наличии стагнирующего слэба вдоль всей окраины Восточной Азии его часть под северным краем Северо-Китайского кратона считалась производной субдукции докембрийской (Rasskazov, Taniguchi, 2006), а позже стала связываться с пермо-триасовым закрытием Палео-Азиатского океана (Windley et al., 2007; Song et al., 2024). В настоящее время китайские геологи склонны связывать проявление вулканизма на полях Абага и Дайлинор, а также на других полях Восточной Азии исключительно с источниками стагнирующего Тихоокеанского слэба (Zhang, Guo, 2016; Guo et al., 2016).

По данным об изотопном составе кислорода в оливине и микроэлементным данным по валовому составу пород рассматриваемых вулканических полей предполагается плавление в источниках гидротермально-измененной субдуцированной океанической коры и включение процесса «влажного» апвеллинга (Wang et al., 2015). Из сравнительного анализа состава вулканических пород северной и центральной частей зоны Дачи следует, однако, отчетливое проявление источника остаточного слэба в адиабатическом поднятии горячего материала и в магмогенерации при дегазации мантии только под полем Дариганга, причем в ограниченном временном интервале 10-5 млн лет назад. В компонентном составе вулканических пород центральной части зоны Дачи (полей Абага и Дайлинор) подобных геохимических признаков источника остаточного слэба не обнаружено (Рассказов и др., 2024).

Извержение базальтов Чифэн связывалось с разрушением литосферы Северо-Китайского кратона (Hong et al., 2013). Хотя это поле находится вне контура Северо-Китайского кратона в структуре Тянь-Шань– Южно-Хинганлинского позднепалеозойского коллизионного пояса (Wan, 2014), компонентный состав вулканических пород (рис. 10, 11) свидетельствует о наличии в их источниках кратонного мантийного протолита, расположенного под южным фланговым аккреционно-субдукционным поясом Солонкерской шовной зоны.

Следовательно, вулканизм позднего кайнозоя зарождается на активизированном краю Северо-Китайского кратона. Признаки такой активизации кратонного края проявлены в развитии каменноугольно-пермской континентальной магматической дуги южнее разлома Чифэн–Баян Обо (Song et al., 2024). Вступление вулканизма раннего миоцена (24–17 млн лет назад) контролируется тектоническими движениями по Трансевразийскому мегасдвигу (Хаин, Яблонская, 1996). Учитывая планетарный масштаб мегасдвига, можно предположить, что раннемиоценовая активизация захватывает глубокую часть кратона.

Различаются источники вулканизма в мантии одного возраста с корой Северо-Китайского кратона и источники вулканизма в мантии, которая имеет в целом более древний возраст относительно коры и мантии аккретированных комплексов (рис. 12). Протолиты источников кратона представляют собой мантийный материал, проработанный 2.23 млрд лет назад флюидами протомантии возрастом 4.47 млрд лет. Флюидная переработка охватывает и глубокую мантию, и кору. В позднекайнозойских источниках материал протомантии 4.47 млрд лет непосредственно не присутствует, а имеются только его флюидные компоненты, введенные в область источников 2.23 млрд лет назад. Материал вулканических пород полей Дариганга, Абага и Дайлинор в основном представлен протолитами гадейской мантии магматического океана Земли, отвердевшего 4.47-4.44 млрд лет назад. Под Даригангой реконструируется мощное адиабатическое поднятие высокотемпературного материала, частично реализующееся в извержениях базанитов с потенциальной температурой Т_р, рассчитанной по уравнению (Herzberg et al., 2007), до 1489 °С (Рассказов и др., 2024). Под Абагой и Дайлинором поднятие горячего материала ослаблено, что выражается в снижении потенциальной температуры источников базанитов Т_р на 139 °С (до 1350 °С).



Рис. 12. Схема образования источников вулканизма зоны Дачи и характер их активности. **Fig. 12.** Scheme of formation of volcanic sources along the Dachi zone and character of their activity.

Заключение

В пограничных районах Юго-Восточной Монголии и Северного Китая исследована цепочка вулканических полей зоны Дачи (Дариганга, Абага, Дайлинор и Чифэн), протягивающаяся более чем на 500 км от края Северо-Китайского кратона через субширотную Солонкерскую шовную зону в блок Синъань. Эта шовная зона вовлекалась в новейшую активизацию как составной элемент глобальной структуры – Трансевразийского мегаслвига. Сделан вывод о единой позднекайнозойской эволюции зоны, начавшейся от границы Северо-Китайского кратона около 24 млн лет назад и о вовлечении Солонкерской шовной зоны в левосторонние движения в среднем-позднем миоцене, после извержений 15–14 млн лет назад на полях Дариганга, Абага и Дайлинор, и в плиоцене-квартере, после финальных извержений около 5 млн лет назад в северной части поля Чифэн.

По изотопам Pb и Nd вулканических пород обозначена смена протолитов источников вулканизма вдоль зоны Дачи. В источниках вулканических пород ее южной части (поле Чифэн) определен компонент мантии кратонного киля, сгенерированный около 2.23 млрд лет назад материалом протомантии возрастом 4.47 млрд лет. Оценка возраста мантийного источника близка к возрасту коры кратона, т. е. свидетельствует о единстве эволюции кратонной коры и подстилающей мантии. В источниках вулканических пород ее северной части (поле Дариганга), под блоком Синъань, обозначен материал протомантии, характеризующейся геохронами 4.47 и 4.45 млрд лет, и компоненты мантии, эволюционированной около 3.11 млрд лет назад, включая протолит остаточного слэба. Для

источников вулканических пород центральной части зоны Дачи (поля Абага и Дайлинор) получены оценки протолита, соответствующие геохроне 4.44 млрд лет гадейского магматического океана Земли с незначительным участием материала кратонного киля.

Литература

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.

Рассказов С.В., Аило Ю., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 91– 127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 16–78.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.

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.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1996. № 6. С. 3–15.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. 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., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная 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

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ²⁰⁷Pb—²⁰⁶Pb 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 среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61– 90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // J. Volc. Geotherm. Res. 2015. Vol. 305. P. 30–44. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018

Guo P., Niu Y., Sun P., Ye L., Liu J., Zhang Y., Feng Y.-x., Zhao J.-x. The origin of Cenozoic basalts from central Inner Mongolia, East China: the consequence of recent mantle metasomatism genetically associated with seismically observed paleo-Pacific slab in the mantle transition zone // Lithos. 2016. Vol. 240. P. 104–118.

Han B.-F., Wang S.-G., Kagami H. Trace element and Nd–Sr isotope constraints on origin of the Chifeng flood basalts, North China // Chemical Geology. 1999. Vol. 155. P. 187–199.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd –Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // Geochem. J. 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hong L.-B., Zhang Y.-H., Qian S.-P., Liu J.-Q., Ren Z.-Y., Xu Y.-G. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene-Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 165. P. 305–326. doi:10.1007/s00410-012-0810-0

Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // Front. Earth Sci. 2023. Vol. 11. P. 1131393. doi:10.3389/feart.2023.1131393

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // J. Petrol. 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

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

Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 43. P. 123–148.

Maruyama S., Isozaki Y., Mimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. P. 121–142.

Pang C.-J., Wang X.-C., Li C.-F., Wilde S.A., Tian L. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone // Lithos. 2019. Vol. 332– 333. P. 39–54.

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. Vol. 8. P. 733–752. https://doi.org/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., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // Minerals. 2020. Vol. 10, No. 9. P. 739. https://doi.org/10.3390/min10090739

Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2021. Vol. 576. P. 117246. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117246

Schellart W.P., Chen Z., Strak V., Duarte J.C., Rosas F.M. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // Nature communications. 2019. Vol. 10. P. 4480 https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486– 640. Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // Acta Petrologica Sinica. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. Vol. 10. P. 611–616.

Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr—Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // Geol. J. 2019. Vol. 54. P. 3660–3680. doi:0.1002/gj.3331

Wan T. The tectonics of China: Data, maps and evolution. Springer, 2014. 501 p.

Wang X.-C., Wilde S.A., Li Q.-L., Yang Y.-N. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone // Nature communications. 2015. Vol. 6. P. 7700.

Wilde S.A. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction – A review of the evidence // Tectonophysics. 2015. Vol. 662. P. 345–362.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.

Worrall D.M., Krivdvak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 813–826.

Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // Chin. J. Geochem. 2014. Vol. 33. P. 145–154. doi:10.1007/s11631-014-0670-6

Yu X., Lee C.T.A., Chen L.H., Zeng G. Magmatic recharge in continental flood basalts: Insights from the Chifeng igneous province in Inner Mongolia // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Vol. 16. P. 2082–2096.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. Vol. 37. P. 130–151. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // Lithos. 2020. Vol. 366. P. 105561. https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561

References

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // J. Volc. Geotherm. Res. 2015. Vol. 305. P. 30–44. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018

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

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb 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: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61

Guo P., Niu Y., Sun P., Ye L., Liu J., Zhang Y., Feng Y.-x., Zhao J.-x. The origin of Cenozoic basalts from central Inner Mongolia, East China: the consequence of recent mantle metasomatism genetically associated with seismically observed paleo-Pacific slab in the mantle transition zone // Lithos. 2016. Vol. 240. P. 104–118.

Han B.-F., Wang S.-G., Kagami H. Trace element and Nd–Sr isotope constraints on origin of the Chifeng flood basalts, North China // Chemical Geology. 1999. Vol. 155. P. 187–199.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd –Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // Geochem. J. 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hong L.-B., Zhang Y.-H., Qian S.-P., Liu J.-Q., Ren Z.-Y., Xu Y.-G. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene-Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 165. P. 305-326. doi:10.1007/s00410-012-0810-0

Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // Front. Earth Sci. 2023. Vol. 11. P. 1131393. doi:10.3389/feart.2023.1131393

Khain V.E., Yablonskaya N.A. Neotectonics of Asia: 75 years after Emile Argand // Geotectonics. 1996. No. 6. P. 3–15.

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // J. Petrol. 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

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

Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 43. P. 123–148.

Maruyama S., Isozaki Y., Mimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. P. 121–142.

Pang C.-J., Wang X.-C., Li C.-F., Wilde S.A., Tian L. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone // Lithos. 2019. Vol. 332– 333. P. 39–54.

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. Vol. 8. P. 733–752. https://doi.org/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.V., Ailow Yu., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the eastern Tunka block in deep-seated nodules from late Cenozoic volcanic rocks // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 91–127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91

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. 2020. Vol. 10, No. 9. P. 739. https://doi.org/10.3390/min10090739

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Root structure of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of Late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 16–78.

Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2021. Vol. 576. P. 117246. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117246

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Mantle and volcanism of southeastern Mongolia (Dariganga plateau). Moscow, Nauka, 1984. 201 p.

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.

Schellart W.P., Chen Z., Strak V., Duarte J.C., Rosas F.M. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // Nature communications. 2019. Vol. 10. P. 4480 https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486– 640.

Song D., Xiao W., Ao S., Mao Q., Wan B., Zeng H. Contemporaneous closure of the Paleo-Asian Ocean in the Middle-Late Triassic: A synthesis of new evidence and tectonic implications for the fial assembly of Pangea // Earth-Science Reviews. 2024. Vol. 253. P. 104771. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104771

Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // Acta Petrologica Sinica. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. Vol. 10. P. 611–616.

Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr—Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // Geol. J. 2019. Vol. 54. P. 3660–3680. doi:0.1002/gj.3331

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

Wan T. The tectonics of China: Data, maps and evolution. Springer, 2014. 501 p.

Wang X.-C., Wilde S.A., Li Q.-L., Yang Y.-N. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone // Nature communications. 2015. Vol. 6. P. 7700.

Wilde S.A. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction – A review of the evidence // Tectonophysics. 2015. Vol. 662. P. 345–362.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.

Worrall D.M., Krivdvak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 813–826.

Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // Chin. J. Geochem. 2014. Vol. 33. P. 145–154. https://doi.org/10.1007/s11631-014-0670-6

Yu X., Lee C.T.A., Chen L.H., Zeng G. Magmatic recharge in continental flood basalts: Insights from the Chifeng igneous province in Inner Mongolia // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Vol. 16. P. 2082–2096.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. Vol. 37. P. 130–151. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // Lithos. 2020. Vol. 366. P. 105561. https://doi.org/10.1016/J.Li-thos.2020.105561

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, 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.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59, етаіl: chuvashova@crust.irk.ru. **Chuvashova Irina Sergeevna,** candidate of geological and mineralogical sciences, 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.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, 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,

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.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО 4H,

PAH,

cmail: e_v_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna,

candidate of geological and mineralogical sci-

664033, Irkutsk, Lermontov st., 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.

УДК 551.24+552.323.5(571.5) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.105

Импульсная скользящая транстенсия литосферы от Витимо-Удоканской горячей угловой зоны Японско-Байкальского геодинамического коридора к впадинам оз. Байкал

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Обосновывается гипотеза позднекайнозойского импульсного распространения тектонических деформаций литосферы от Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии к впадинам оз. Байкал. Зарождение импульсов обозначается по вулканическим интервалам осевого Витимского поля Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК) и их развитие – по вулканическим интервалам его периферического Удоканского поля.

Ключевые слова: кайнозой, Азия, Байкал, Японско-Байкальский геодинамический коридор, литосфера, транстенсия, вулканизм.

Pulsary Sliding Transtension of the Lithosphere from the Vitim-Udokan Hot Angular Zone of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor to Basins of Lake Baikal

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}

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

Abstract. The hypothesis of the late Cenozoic pulsary propagation of tectonic deformations of the lithosphere from the Vitim-Udokan angular hot transtension zone to basins of Lake Baikal is substantiated. The origin of pulses is designated by volcanic intervals of the axial Vitim field of the Japan-Baikal geodynamic corridor (JBGC) and their development – by volcanic intervals of its peripheral Udokan field.

Keywords: *Cenozoic*, *Asia*, *Baikal*, *Japan-Baikal* geodynamic corridor, lithosphere, transtension, *volcanism*.

Введение

Вопрос о характере и причинах проявления тектонических процессов во впадинах оз. Байкал ставился неоднократно. Предлагались различные решения. В настоящее время этот вопрос должен перейти из категории предварительных моделей в практическую плоскость изучения сейсмической угрозы землетрясений в Байкальской рифтовой системе (БРС). Необходимо выстроить систему мониторинга процессов, сопутствующих землетрясениям, в которой изначально должны проясниться закономерности пространственновременного развития деформаций в литосфере. В связи с этим простая констатация той или иной тектонической модели не достаточна, важна ее аргументация. По строению рельефа, Е.В. Павловским

(1948) была выдвинута гипотеза о впадинах Байкал впадинах-рампах, 03. как а Н.А. Флоренсовым (1960) - гипотеза об этих впадинах как впадинах-рифтах. В.П. Солоненко (1968; Солоненко и др., 1966) была высказана идея о распространении рифтогенеза от впадин оз. Байкал на северо-восточное сейсмически-активное окончание Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Эта была поддержана идея

Н.А. Логачевым (1974, 2003), который по анализу пространственно-временного распространения осадочных формаций предположил наличие в БРЗ исторического ядра, роль которого должна была играть Южно-Байкальская впадина. В основу этой гипотезы было положено предположение о наличии в разрезе дельты Селенги палеоцеотложений. Предположение новых 0 начале тектонических движений в Южно-Байкальской впадине в середине олигоцена (около 30 млн лет назад) служило в качестве основы для гипотезы об активном поднятии аномальной мантии под центральной частью БРЗ (Logatchev, Zorin, 1992). В дельте Селенги и в Мишихинском разрезе, однако, вскрыты отложения не древнее эоценовых (Аль Хамуд и др., 2021). До сих пор вопрос о палеоценовых отложениях в Южно-Байкальской впадине остается открытым, тогда как на флангах оз. Байкал, в Предбайкальском и Селенгино-Витимском прогибах, охарактеризованы осадочные отложения широкого возрастного диапазона от пограничных мел-палеогеновых слоев до четвертичных (Павлов и др., 1976; Рассказов и др., 2007).

В.Д. Мацем (2015), вслед за Н.А. Логачевым, также предполагалось наличие наиболее древних (палеогеновых) осадочных отложений в Южно-Байкальской впадине. К палеогену им относился мощный сейсмопрозрачный слой, выделенный на профиле (Hutchinson et al., 1992). Эоцен-олигоценовые слои, вскрытые в Мишихинском разрезе Танхойской тектонической ступени Южного Байкала, представлены, однако, слоистым аллювием, подобным моценплиоценовому аллювию впадин байкальского типа. Вряд ли осадочные породы с такой литологией сейсмически прозрачны. Это свойство сейсмического разреза объясняется наличием однородных милонитов в фундаменте хорошо проработанной шовной зоны Сибирского палеоконтинента (Рассказов и др., 2021). Малая мощность слоистой части разреза (сотни м, возможно, первые км) на сейсмическом профиле (Hutchinson et al., 1992) может свидетельствовать о медленном опускании фундамента байкальских впадин в палеогене и

миоцене, которое подобно по амплитуде опусканию фундамента в суходольных впадинах БРЗ.

Значительный интерес долгое время вызывала структура северо-востока БРЗ. При анализе четвертичной тектоники Азии обращалось внимание на внешнее сходство кулисообразного сочетания впадин субширотной части БРЗ с распределением разрывов в сдвиговой модели глиняной пасты, что интерпретировалось как показатель растяжения коры с левосторонним смещением вдоль впадин (Molnar, Tapponnier, 1975). Эти движения рассматривались П. Молнаром и П. Таппонье в контексте последствий Индо-Азиатской коллизии. Для объяснения возникновения слвиговой компоненты движений С.И. Шерманом и К.Г. Леви (1977, 1978; Геология..., 1984) предлагалось другое объяснение в связи с вра-Сибирской Забайкальской щением И «плит» относительно эйлерова полюса, расположенного на плато Путорана. Ими допускалась передача движений между раздвиговыми Северо-Байкальской и Чарской впадинами по единой системе кулис Муйско-Чарского разлома. По статистическому анализу ориентировок осей растяжения в очагах землетрясений в центральной и северо-восточной частях БРЗ Л.П. Зоненшайном и др. (1978) было определено, однако, современное вращение в рифтовой зоне относительно эйлерового полюса, расположенного на ее северо-восточном окончании. Позже модель вращения в рифтовой зоне тестировалась Ю.А. Зориным и Л. Корделом (1991) по гравиметрическим данным и распространялась на более продолжительное время позднего кайнозоя.

Перечисленные идеи, гипотезы и интерпретации имели общий недостаток; в них отсутствовала увязка предполагаемых однонаправленных долговременных тектонических движений в БРЗ с эволюцией кайнозойского вулканизма. Особенно проблематична была связь между структурами БРЗ и вулканизмом Витимского поля. Н.А. Флоренсов (1968, с. 54) писал: «Обилие кайнозойских вулканитов на концах рифтовой зоны и практическое их отсутствие в центральной ее части, наиболее мощной и

глубокой, остаются загадкой, так же как существование в стороне от рифта лавового плато Витимского плоскогорья». Необходимо было, прежде всего, решить вопрос о соотношении этого лавового плато со структурами БРЗ. Между тем, модель вращения в БРЗ с эйлеровым полюсом на ее северо-восточном окончании предполагала продольное изменение характера деформаций, отразившееся в компактности вулканизма Удоканского и Витимского полей и его рассеянном распределении на полях Саяно-Хамардабанской области (Rasskazov, 1994). Из анализа распределения вулканизма и впадин в пространстве и времени следовал вывод об определяющей роли сегментного строения рифтовых структур и их более обширного распространения за структурно-геоморфологическими границами БРЗ в рамках проявления процессов в БРС (Логачев и др., 1996; Рассказов, 1996).

Магмообразование и магмопроницаемость литосферы контролируется структурами растяжения, которые могут относиться к зонам раздвига, пулл-апарт, аккомодации или транстенсии. На структурных окончаниях БРС (в Северо-Восточном Забайкалье и Центральной Монголии) вулканизм контролировался транстенсионными сегментами, хотя по строению транстенсионных сегментов и их соотношениям с вулканическими полями окончания БРС существенно различались между собой. На югозападе БРС зоны транстенсии сочетались с зонами транспрессии. В Восточно-Саянском параболическом поднятии сегменты транстенсионного типа не получили развития (Рассказов, 1994). На северо-востоке БРС вулканизм контролировался Витимо-Удоканской зоной угловой горячей транстенсии, в которой сочетались Ципа-Муяканский и Муя-Удоканский сегменты. Ципа-Муяканский сегмент с правосторонней транстенсией простирался субмеридионально с небольшим отклонением на северо-северо-восток, Муя-Удоканский сеглевосторонней транстенсией с мент протягивался в субширотном направлении. На окончаниях Муя-Удоканского и Ципа-Муяканского сегментов образовались, соответственно, Удоканский и Витимский ареалы позднекайнозойского вулканизма.

Сопряженная активность Ципа-Муяканского и Муя-Удоканского транстенсионных сегментов в единой горячей угловой Витимо-Удоканской транстенсионной структуре проявила себя в противофазной вулканической деятельности на Витимском и Улоканском полях в последние 16 млн лет. Вулканические импульсы передавались в литосфере и подлитосферной мантии от оси Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК) к его периферии, от Витимского вулканического поля к Удоканскому, вдоль зоны угловой транстенсии, с квазипериодичностью 2.5 млн лет, соответствующей великим циклам эксцентриситета орбитального вращения Земли. В рамках единой вулканической эволюции ЯБГК эффективно действовал механизм создания тектонических усилий от задугового Япономорского бассейна на границе литосферных плит Тихого океана и Азии до Витимо-Удоканской зоны. Распространение деформаций за Витимо-Удоканскую зону ЯБГК повлекло за собой образование Байкало-Верхнеангарского сочетания раздвигового и транстенсионного сегментов, в котором вулканизм отсутствовал (рис. 1).



Рис. 1. Схема деформаций литосферы в ЯБГК (Рассказов, Чувашова, 2018). В Япономорском бассейне (ЯМ) развивается задуговый спрединг коры в структуре пулл-апарт. В Витимо-Удоканской зоне (ВУ) проявляется горячая угловая транстенсия. В Байкал-Верхнеангарском угловом сочетании раздвигового и транстенсионного сегментов (БВА) вулканизм отсутствует.

Fig. 1. Scheme of axial extension along the Japan-Baikal Geodynamic Corridor (JBGC) (Rasskazov, Chuvashova, 2018). In the Vitim-Udokan zone (BY), hot angular transtension is displayed. In the Sea of Japan basin (*AM*), back-arc spreading is developed in a pull-apart structure. No volcanism occur

in the Baikal-Upper Angara angular combination of extensional and transtensional segments (BBA).

Цель настоящей работы – проследить характер передачи синвулканических позднекайнозойских деформаций литосферы, создающихся в Витимо-Удоканской зоне горячей угловой транстенсии ЯБГК, к авулканичным впадинам оз. Байкал.

Механизм образование структуры Витимо-Удоканской зоны горячей угловой транстенсии в ЯБГК

Теоретическая деформация упруго-пластичного литосферного блока обычно реализуется в движениях по разломам, соответствующих распределению касательных напряжений. Образуется симметричный узел активных пересекающихся структур с попарными секторами растяжения и сжатия (рис. 2а). Теоретически возможен случай приложения силы к основанию деформируемого блока, который приводит к нарушению симметрии до полной концентрации движений в пределах одного сектора, ограниченного активными разломами. Сектор растяжения ограничивается разломами с косым растяжением (рис. 2б). Упруго-пластичный литосферный блок деформируется с движениями по зонам разломов, в которых образуются эшелонированные разрывы растяжения (рис. 2в). Этот случай соответствует маркированной впадинами и вулканическими полями структуре верхней части коры, деформированной в результате затягивания мантийного материала от периферии к оси ЯБГК в Витимо-Удоканской зоне горячей угловой транстенсии (рис. 3).



Рис. 2. Иллюстрации образования разрывов: а – теоретическая деформация упруго-пластичного литосферного блока в условиях его растяжения, б – теоретическая деформация в условиях преимушественного лействия силы в квалранте растяжения и в – наблюдаемые деформационные эффекты ассиметричной угловой горячей транстенсии упруго-пластичной литосферы северо-восточной части БРС при затягивании ее материала с периферии к оси ЯБГК. На панели в схематично показаны эшелонированные разрывы растяжения, маркированные впадинами, и местоположение Витимской (В) и Удоканской (У) расплавных аномалий.

Fig. 2. Illustrations of rupture formation: a – theoretical general deformation of an elasticplastic lithospheric block under extension, δ – theoretical deformation under predominant force in an extension quadrant, and e – observed deformation effects of asymmetric angular hot transtension of an elastic-plastic lithosphere in the northeastern parts of the BRS with pool-to-axis material from the periphery of the JPGC. Panel *e* schematically shows echeloned tensile faults, marked by basins, and the location of the Vitim (B) and Udokan (V) melting anomalies.


Рис. 3. Положение Витимского и Удоканского вулканических полей в морфоструктуре Витимского бассейна (Рассказов, Чувашова, 2018). На юго-западном замыкании бассейна находится плиоценовое Верхнемохейское вулканическое поле (ВМП). Южную часть субмеридионального Ципа-Муяканского транстенсионного сегмента составляют погребенные палеодолины Витимского вулканического поля, центральную часть сегмента – Ципа-Баунтовская (ЦБ), Ципиканская (ЦП), входящие в контур Витимской морфоструктуры, и северное окончание сегмента – Верхнемуйская (ВМ) и Муяканская (М) впадины, расположенные в северном горном обрамлении Витимской морфоструктуры. Эту часть ее обрамления образуют структуры субширотного Муя-Удоканского транстенсионного сегмента.

Fig. 3. The position of the Vitim and Udokan volcanic fields (BII, YII) in the morphostructure of the Vitim Basin (Rasskazov, Chuvashova, 2018). The Pliocene Upper Mokhei volcanic field (BMII) occurs in the southwestern terminus of the basin. The southern part of the north-south Tsipa-Muyakan transtensional segment consists of the buried paleovalleys of the Vitim volcanic field: Northern (C), Central (II), Southern (IO), and Vitim (B). The central part of the segment is formed by the Tsipa-Baunt (IIE) and Tsipikan (IIII) basins that are included into the contour of the morphostructure of the Vitim Basin. The northern end of the segment is created by the Upper Muya (BM) and Muyakan (M) basins that are located in the mountain frame of the morphostructure of the Vitim Basin. The northern part of the latter is framed by the structures of the west-east Muya-Udokan transtensional segment.

Активность Витимской и Удоканской расплавных аномалий

Геодинамическая сущность Витимо-Удоканской угловой транстенсионной структуры выявляется через сравнительный анализ ее вулканических (горячих) частей: витимской и удоканской (табл. 1). Почти по каждому параметру, указанному в таблице, наблюдаются различия расплавных аномалий при главенствующем значении Витимской и подчиненном – Удоканской. Такие соотношения обусловлены положением первой в оси ЯБГК, второй – на его северо-северо-восточном фланге.

Таблица 1

Сопоставление параметров Витимской и Удоканской расплавных аномалий в Витимо-Удоканской угловой горячей транстенсионной зоне

Table 1

Comparison of parameters of the Vitim and Udokan melting anomalies in the Vitim-Udokan angular hot transtensional zone

Расплавная аномалия	Витимская	Улоканская
Транстенсия в ЯБГК	Осевая	Фланговая
Структурный сегмент: простирание, протяженность	Ципа-Муяканский: субмеридиональный, 300 км	Муя-Удоканский: субширот- ный, 250 км
Морфоструктура: морфоструктурный элемент, отражающийся в вулканизме	Витимский бассейн: лито- сферный резургентный купол вулканоструктуры Антасе	Хребты северного обрамления Витимского бассейна, новооб- разованный хр. Улокан
Вулканизм, предшествующий позлнему кайнозою	Эпизодические извержения в палеогене	Отсутствует
Позднекайнозойское вулкани- ческое поле: плошадь и объем продуктов извержений	Витимское, 10 тыс. км ² , 7–8 тыс. км ³	Удоканское, 3 тыс. км ² , 5–7 тыс. км ³
Начальный позднекайнозой- ский импульс: время и состав вулканических пород	Береинский и Амундинский вулканические центры: 16–13 млн лет назад, высоко- Mg базаниты и пикроба- зальты, андезибазальты	Северная вулканоструктура: 14 млн лет назад, высоко-Mg оливиновые лей- цититы
Последующие импульсы вул- каноструктур и состав вулка- нических пород	Вулканоструктура Антасе, средне-позднемиоценовый, 14–9 млн лет назад, Вулканоструктура Антасе, плиоцен-эоплейстоценовый, 5.2–1.8 млн лет назад, Вулканоструктура Ингур-Ма- лоамалатская, неоплейстоцен- голоценовый, 1.1–0.6 млн лет назад, базальты, базаниты, фоно- тефриты	Вулканоструктура Восточная, Позднемиоценовый, 8.9–7.4 млн лет назад, Вулканоструктуры Централь- ная, Северная и Западная, 4.0– 1.7 млн лет назад, Вулканоструктура Западная, <0.7 млн лет назад, высоко щелочная серия база- нит-фонотефрит, умеренно щелочная серия щелочной оливиновый базальт–трахит
Родственные включения, глубины кристаллизации	Мегакристаллы, мантийные уровни гранатовой и шпинеле- вой фаций, в основном 100–60 км	Полиминеральные кумуляты, мегакристаллы, подкоровая мантия, кора <60 км
Чужеродные включения, глубины отторжения	Коровые и мантийные по- роды, <100 км	Коровые и мантийные породы шпинелевой фации, <60 км
Глубины плавления, км: гранатсодержащие породы (включения), высоко-Мg лавы возрастом 16–14 млн лет, андезибазальты возрастом 14– 13 млн лет, последующие лавы (динамо- метаморфическая сегрегация)	270–250 км, 150–115 км, ~60 км, 60–100 км	Нет, ~100 км, нет, <100 км
Время гомогенизации мантий- ных источников вулканизма, изотопная система	Распад суперконтинента Ро- диния в рифее, 660–640 млн лет назад, Sm–Nd, U–Pb	Становление ранней лито- сферной мантии и коры в га- дее, ~4.51 млрд. лет назад, U– Pb
Докайнозойский фундамент	Коллаж террейнов позднего докембрия и палеозоя, Ан- гаро-Витимский батолит и по- следующие гранитоиды, ак- тивные мезозойские струк- туры	Край Алданского щита фунда- мента Сибирской платформы, край Ангаро-Витимского ба- толита, мезозойский Чукчу- динский грабен

Примечание: характеристики вулканических полей приведены в таблице по данным из монографии (Рассказов, Чувашова, 2018).

На Витимском плоскогорье позднекайнозойскому вулканизму предшествовал вулканизм раннего-среднего кайнозоя, в районе хр. Удокан вулканизм раннего-среднего кайнозоя отсутствовал и проявился только в позднем кайнозое.

После запуска транстенсионного ИМпульса во временном интервале 16-13 млн лет назад в Витимской расплавной аномалии возобновлялись импульсы продолжительного вулканизма 14.4-9.2, 5.2-2.9 и эпизоды сокращенного по времени вулканизма 6.7-6.3 и 1.8-1.7 млн лет назад в окружении литосферного резургентного купола Антасе. Максимальный вулканизм временного интервала 12-9 млн лет назад характеризовался образованием четырех новых крупных вулканических центров: Амундинского, Яоле, Намару и Количиканского. Мощные извержения проявились и на небольшом Мухальском вулканическом центре. После 9 млн лет назад интенсивность вулканической деятельности снизилась. В интервале 6.7-6.3 млн лет назад был активным только центр Намару. Новый импульс вулканизма 5.2-2.9 млн лет назад выразился резким расширением ареала вулканических центров, действовавших в окружении литосферного резургентного купола. Затем вновь последовал перерыв в вулканической деятельности, продолжавшийся около 1 млн лет. Около 1.8-1.7 млн лет назад был активным только Амундинский центр. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена, в интервале 1.1-0.6 млн лет назад, вулканизм проявился вдоль субмеридиональной Ингур-Малоамалатской зоны, расположенной по касательной к литосферному резургентному куполу восточнее его. В последние 0.6 млн лет вулканическая деятельность не возобновлялась.

Термальный импакт начального высокотемпературного материала, поднявшегося адиабатически в мантии под Витимским полем, повредил литосферу под Береинским вулканическим центром. Хотя литосфера сместилась относительно начальной термальной аномалии и в дальнейшем не испытывала ее влияния, в поврежденном участке литосферы вулканизм неоднократно возобновлялся. Такое же начальное повреждение литосферы случилось около 14 млн лет назад под северной частью Удоканского поля. Между поврежденными участками литосферы двух полей образовалась ослабленная транстенсионная зона, через которую осуществлялась передача импульсов от Витимской расплавной аномалии к Удоканской.

После начальной фазы последовали три импульсных передачи: 1) от интервала 14.4– 9.2 млн лет назад Витимского поля к интервалу 8.9–8.5 млн лет назад Удоканского; 2) от интервала 5.0–2.9 млн лет назад Витимского поля к интервалу 4.0–2.4 млн лет назад Удоканского и, наконец, 3) от интервала 1.1–0.6 млн лет назад Витимского поля к интервалу 0.7–0.002 млн лет назад Удоканского. Наряду с запаздыванием, проявились два коротких эпизода синхронизации вулканизма Витимского и Удоканского полей около 7.5–6.3 и 1.8–1.7 млн лет назад (рис. 4).

Распространение позднекайнозойских деформационных импульсов

Кроме горячей угловой Витимо-Удоканской зоны, в северо-восточной и центральной частях БРС образовались авулканичные угловые зоны: Байкал-Верхнеангарская и Баргузин-Ольхонская. По отношению к оси ЯБГК Витимо-Удоканская зона угловой транстенсии расположена фронтально, Байкал-Верхнеангарская – в тылу Витимо-Удоканской, Баргузин-Ольхонская – между Витимо-Удоканской и Байкал-Верхнеангарской.

111



Рис. 4. Распространение деформационных импульсов в Витимо-Удоканской зоне транстенсии от Витимской расплавной аномалии, расположенной в осевой части ЯБГК, к Удоканской расплавной аномалии, проявившейся в его периферической части (Chuvashova et al., 2017а; Рассказов, Чувашова, 2018). Стрелки показывают запаздывание вулканических эпизодов Удоканского поля относительно эпизодов Витимского поля. Двусторонние стрелки обозначают синхронные вулканические эпизоды.

Fig. 4. Propagation of deformation impulses in the Vitim-Udokan transtension zone from the Vitim melting anomaly, located at the axial part of the Japan-Baikal geodynamic corridor, to the Udokan melting anomaly, displayed in its peripheral part (Chuvashova et al., 2017a; Rasskazov, Chuvashova, 2018). Arrows show lags of volcanic episodes of the Udokan field relative to the ones of the Vitim field. Two-sided arrows indicate synchronous volcanic episodes.

Фронтальная угловая зона генерировалась силой затягивания от периферии к оси ЯБГК. Тектонические движения в тыловой зоне были производными движений во фронтальной зоне. Промежуточная угловая зона создавалась двумя силами: основной, направленной вдоль оси ЯБГК, от Витимской расплавной аномалии через Баргузинскую долину к Северо-Байкальской впадине, и дополнительной, направленной от фронтальной Витимо-Удоканской зоны через тыловую Байкал-Верхнеангарскую к Баргузин-Ольхонской зоне угловой транстенсии.

Вместе с импульсной активизацией Муя-Удоканского сегмента на его западном продолжении вовлекались в движения структуры Рель-Верхнеангарского сегмента. Тектонические импульсы передавались через Рельский угол в Северо-Байкальскую впадину. Между витимскими структурами осевой части ЯБГК и Северо-Байкальской впадиной развивалась цепочка впадин Баргузинской долины. Через угол Уро юга Баргузинской долины тектонические импульсы передавались вдоль Ямбуйского транстенсионного сегмента в акваторию Байкала до о-ва Ольхон (рис. 5).



Рис. 5. Схема отдельного импульса активизации в последовательности: Витимо-Удоканской фронтальной угловой горячей зоны транстенсии (*a*) Байкал-Верхнеангарской тыловой угловой транстенсионно-раздвиговой зоны (б) и Баргузин-Ольхонской средней угловой транстенсионной зоны (*в*).

Fig. 5. Scheme of a single pulse of reactivation in the sequence: Vitim-Udokan frontal angular hot transtension zone (*a*), Baikal-Verkhneangarsk back-side angular transtension-extension zone (δ), and Barguzin-Olkhon middle angular transtension zone (ϵ).

Очередной позднекайнозойский тектонический импульс, зарождающийся фронтально в оси горячей Витимской расплавной аномалии ЯБГК, сопровождается тектоническими деформациями, достигающими структур Среднего Байкала опосредованным путем. Здесь складываются условия для взаимного наложения сил, действующих во время каждого импульса опосредованно через активизацию Байкал-Верхнеангарской тыловой угловой транстенсионно-раздвиговой зоны и Баргузин-Ольхонской средней угловой транстенсионной зоны.

Обсуждение

Вулканизм БРС характеризуется как процесс, составляющий иерархию квазипериодических импульсных событий шести уровней: 1) 22 млн лет, 2) 2.0–2.5 млн лет, 3) 0.3 млн лет, 4) 14 тыс. лет, 5) 2.2 тыс. лет и 6) первые сотни лет с последним событием в 1720–1721 гг. На северо-востоке БРС отчетливо проявляются события четвертого и пятого иерархических уровней (Рассказов и др., 2005). Для перераспределения тектонических деформаций от ЯБГК к байкальским впадинам важнейшее значение имеет квазипериодичность второго иерархического уровня (2.0–2.5 млн лет).

Инициальный высоко-Мд вулканизм 16–13 млн лет назад

В качестве отправного пункта позднекайнозойской эволюции вулканизма Витимского поля служат начальные извержения высоко-Мg базанитов и пикробазальтов Береинского центра, сменяющиеся извержениями андезибазальтов (Chuvashova et al., 2017b). С течением времени литосфера смещается относительно корневой подлитосферной части расплавной аномалии в направлении на востокюго-восток со скоростью 2–3 см/год. В результате такого движения подлитосферная термальная аномалия оказывается через 1.5– 2 млн лет, приблизительно, в 40 км от исходной точки, на Амундинском вулканическом центре (рис. 6).



Рис. 6. Распределение начального (*a*) и последующего (б) вулканизма на Витимском поле как следствие смещения литосферы от подлитосферной горячей аномалии.

Fig. 6. Distribution of initial (*a*) and subsequent (δ) volcanism in the Vitim field as a consequence of the lithosphere shift from a sub-lithospheric hot anomaly.

Инициальные высоко-Mg извержения Береинского вулканического центра сопровождаются началом эрозионного расчленения территории. Термальное воздействие на движущуюся литосферу влечет за собой формирование литосферного резургентного купола Антасе с его глубоким эрозионным расчленением. Высоко-Мg (пикробазальтовые) и умеренно-Мg (андезибазальтовые) лавы Амундинского центра изливаются около 14–13 млн лет назад в сформировавшиеся каньоны, частично заполненные осадками. В отличие от Береинского вулканического центра, в котором высоко-Мg базаниты и пикробазальты сменяются андезибазальтами, на Амундинском вулканическом центре лавы пикробазальтов залегают в разрезе выше андезибазальтов, в переслаивании с умеренно-Мg базанитовыми лавами.

Высоко-Mg оливин-лейцититовый вулканизм Северной вулканоструктуры Удоканского поля проявляется позже начальной фазы высоко-Mg вулканизма Береинского центра Витимского поля и предшествует его андезибазальтовой фазе.

От вулканизма 14–9 млн лет назад Витимского поля к вулканизму 8.9–8.5 млн лет назад Удоканского поля

Смещение литосферы приводит к тому, что через 2–3 млн лет после первого проявления инициального вулканизма на Береинском центре подлитосферная термальная аномалия находилась уже под центральной частью структуры Антасе, а еще через 3–4 млн лет – за северо-западной границей Витимского поля. В дальнейшем магматизм инициального типа на Витимском поле не возобновляется. Около 9.2 млн лет назад, на вулканическом центре Яоле (северо-западная граница поля) проявляется дифференцированная серия базанит-тефрифонолит, обозначающая финал вулканических извержений временного интервала 14.4–9.2 млн лет назад.

Сохранившийся фрагмент щелочно-оливин-базальтового лавового потока возрастом около 13.7 млн лет, фиксировавший эродированное днище погребенного каньона на Мухальском вулканическом центре, имеет небольшую мощность (первые метры). Его наличие свидетельствует о щелочно-оливинбазальтовых извержениях, синхронных с инициальными пикробазальт-андезибазальтовыми извержениями Береинского и Амундинского центров.

В интервале 8.9–8.5 млн лет назад вулканизм проявляется на востоке Удоканского поля с последующим угасанием. Пространственное перераспределение вулканизма с Витимского поля на Удоканское свидетельствует о перераспределении тектонической активности от Цыпа-Муяканского сегмента к Муя-Удоканскому.

Эпизод 7.5–6.3 млн лет назад

В интервале 9-5 млн лет назад вулканизм Витимского поля в целом ослабевает. Активность проявляется 6.7-6.3 млн лет назад на единственном вулканическом центре Намару. Близкие по времени извержения имеют место в восточной части Удоканского поля около 7.5 млн лет назад. В это время в Удоканской части ЯБГК предполагается инверсия движений астеносферы относительно литосферы (Рассказов, Чувашова, 2018). Эпизод Намару в совокупности с инверсией движений в районе Удоканского вулканического поля дает репер существенных изменений глубинных процессов ЯБГК.

На Среднем Байкале в позднем миоцене уже существует глубокое озеро в районе о-ва Ольхон (Лут и др., 1984), тогда как западная часть Байкальской впадины в это время остается суходольной (Рассказов и др., 2023б).

Эпизод 5.2–2.4 млн лет назад

Этот эпизод обозначает переход от накопления хойтогольской толщи Витимского поля 5.2–2.9 млн лет назад к накоплению мощных толщ в Центральной и Северной вулканоструктурах Удоканского поля 4.0–2.4 млн лет назад. Эпизод, начинающийся на рубеже миоцена и плиоцена на Витимском поле, получает развитие на Удоканском поле с выходом на события 3.2–2.4 млн лет назад в Северной вулканоструктуре, во время которых происходит структурная перестройка 2.6 млн лет назад.

Переход от перестройки 2.6 млн лет назад к синхронизации вулканических и тектонических процессов 1.8–1.7 млн лет назад

Во время структурной перестройки в северной части Удоканского вулканического поля около 2.6 млн лет назад резко меняется ориентировка даек одновременно со сменой источников магматических расплавов. За гавайитовыми магмами, извергающимися 2.6 млн лет назад из безгранатовых источников коро-мантийного перехода, следуют базанитовые (тефритовые) магмы из источников более глубокой гранатсодержащей мантийной области. Тектоническая активность Среднего Байкала может ослабевать после 2.6 млн лет назад, но затем усиливаться за счет импульса от Муя-Удоканского сегмента. Наблюдется синхронность вулканизма 1.8–1.7 млн лет на Витимском поле и на западе Удоканского, которая свидетельствует о состоянии общей организации (самоорганизации) вулканических и тектонических процессов, вовлечении в деформации литосферы всего сечения ЯБГК от оси до периферии. Эти сквозные деформации могут быть выражены в усилении тектонических движений на Среднем Байкале.

Сценарий пространственного перераспределения тектонических деформаций в последние 1.1 млн лет

Запуск последнего позднекайнозойского деформационного импульса на северо-востоке БРС обозначается вулканизмом Витимского поля 1.1-0.6 млн лет назад при его распространении на Удоканское поле, начиная с 0.7 млн лет назад. Во временном интервале последних 1.1 млн лет импульс передается от Муя-Удоканского сегмента через тыловую Байкал-Верхне-Ангарскую транстенсионнораздвиговую угловую структуру к Баргузин-Ольхонской зоне угловой транстенсии. Эта передача сил поддерживается до настоящего времени в режиме заключительной части событий второго иерархического уровня, поскольку вулканизм Удоканского поля продолжается.

С одной стороны, Витимское плоскогорье осевой части ЯБГК в настоящее время представляет собой низкую территорию, слабо расчлененную речными долинами и окруженную горными хребтами. Вулканическая деятельность угасает здесь 0.6 млн лет назад

с общим снижением тектонической активности и оказывается за структурно-геоморфологической границей БРЗ. С другой стороны, многочисленные вулканические события Удоканского поля в последние 0.7 млн лет обозначают высокую активность Муя-Удоканского сегмента, которая трансформируется через Байкал-Верхне-Ангарскую и Баргузин-Ольхонскую угловые структуры в развитие быстро погружающихся впадин глубокого Байкала.

События последних 14.4 тыс. лет

Последние вулканические извержения Удоканского поля выстраиваются в событийный ряд, начинающийся 14400 ± 1600 лет назад и завершающийся извержением вулкана Чепе 2040 ± 80 лет назад (календарные даты). Следующее извержение ожидается около 2050 г.

На фоне общей передачи деформационного импульса последних 14.4 тыс. лет направленность действующих сил изменяется около 8.8 тыс. лет назад (календарная дата). До этого рубежа извержения контролируются разрывами северо-западной ориентировки, после него - разрывами северо-восточного простирания (рис. 7). В начале интервала извергаются базальтовые И трахитовые магмы, около 8.8 тыс. лет назад они смешиваются между собой, а в дальнейшем извергаются трахиты, связанные с опустошением магматических камер коры. Можно предположить, что тектонические деформации в коре хр. Удокан с 14.4 до 8.8 тыс. лет назад нарастают, а с 8.8 тыс. лет назад до настоящего времени – снижаются.



Рис. 7. Структурная перестройка в зоне неоплейстоцен-голоценового вулканизма. a-e – пространственное распределение действовавших вулканов; c – интерпретация смены напряженного состояния коры; ∂ – местоположение зоны.

Fig. 7. Scheme of structural reorganization in the zone of Neopleistocene-Holocene volcanism. a-e – spatial distribution of active volcanoes; e – interpretation of the stress change in the crust; ∂ – location of the zone.

В Муйско-Куандинской впадине синтектоническая смена седиментации обозначается датировками ¹⁴С 58.0-56.5, 39.0-36.5, 24.0-22.3 и 13.5-12.9 тыс. лет. Измеренное значение 12050 ± 650 лет назад календарной датировки 14.4 тыс. лет первого вулканического события на хр. Удокан несколько меньше начала тектонического эпизода в Муйско-Куандинской впадине (интервал ¹⁴С 13.5-12.9 тыс. лет назад). Из этих соотношений вырисовывается сценарий, в котором, тектонический импульс инициируется в Муйско-Куандинской угловой впадине Витимо-Удоканской зоны транстенсии, быстро (в течение нескольких сотен лет) достигает хр. Удокан и после 8.8 тыс. лет назад получает отдачу с обратным смещением

деформаций, которые распространяются через Муйско-Куандинскую впадину к Байкал-Верхнеангарской и Баргузин-Ольхонской угловым зонам. Тектоническая активность может ослабевать на Среднем Байкале в начале последнего иерархического интервала (с 14.4 до 8.8 тыс. лет назад), но усиливаться от Муя-Удоканского сегмента и концентрироваться на Среднем Байкале к его концу (после 8.8 тыс. лет назад).

Индикаторная роль сейсмичности и гидротерм

Низкая современная тектоническая активность на Витимском плоскогорье закономерно отражается в отсутствии сейсмичности. С учетом общей тенденции передачи позднекайнозойских тектонических импульсов от фронтальной Витимо-Удоканской зоны к тыловой Байкал-Верхне-Ангарской и средней Баргузин-Ольхонской зонам, можно предположить, что подобный импульсный сценарий соблюдается и в настоящее время в пространственно-временном распространении землетрясений. Это предположение требует подтверждения конкретными наблюдениями распределения эпицентров во времени и пространстве.

Кроме сейсмичности, о характере современной тектонической активности угловых структур свидетельствует распространение гидротерм. В условиях снижения тектонической активности на Витимском плоскогорье гидротермальная деятельность (также как вулканизм) на этой территории отсутствует. В Верхне-Ангарском и других тектонических сегментах, активность которых связана с горячей транстенсией последних 0.7 млн лет в Муя-Удоканском сегменте, гидротермы не редкость. В Ольхон-Баргузинской зоне угловой транстенсии, в углу между Центрально-Баргузинским и Ямбуйским транстенсионными сегментами, на юге Баргузинской долины находится Средне-Байкальская геотермальная аномалия. Гидротермы распространяются к акватории Байкала по направлению к подводному Академическому хребту. Ямбуйский транстенсионный сегмент рассекает Средне-Байкальскую геотермальную аномалию (Рассказов и др., 2023а).

Заключение

Импульсное распределение вулканизма на северо-востоке БРС объясняется в рамках модели ее сегментного строения и эволюции в составе ЯБГК. Эта модель объясняет расположение Витимского вулканического поля за структурно-геоморфологической границей БРЗ.

В рамках модели обосновывается гипотеза о позднекайнозойском импульсном распространении тектонических деформаций литосферы от фронтальной Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии ЯБГК к впадинам оз. Байкал. Импульсы образуют иерархическую систему. Каждый обозначается по вулканическим интервалам осевого Витимского поля ЯБГК и периферического Удоканского. Развитие деформаций в Байкал-Верхне-Ангарской и Баргузин-Ольхонской угловых структурах растяжения маркируется по вулканическим интервалам периферического Удоканского поля.

Благодарности

Работа подготовлена при выполнении госзадания ИЗК СО РАН на 2021–2025 гг. "Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии" (FWEF-2021-0009) и плана НИР геологического факультета ИГУ.

Литература

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта. Доклады АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.

Зорин Ю.А., Корделл Л. Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1991. № 5. С. 3–11.

Логачев Н. А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука. 1974. С. 16–162.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.

Лут Б.Ф., Власова Л.К., Фиалков В.А., Лещиков Ф.Н., Мирошниченко А.П., Галкин В.И., Карабанов Е.Б., Мизандронцев И.Б., Белова В.А., Логинова Л.П., Хурсевич Г.К., Компанец В.Х. Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала. Новосибирск: Наука, 1984. 290 с.

Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 467–489. doi:10.5800/GT-2015-6-4-0190.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1948. 175 с.

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига // Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ие, 1991. 262 с.

Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 67–75.

Рассказов С.В. Вулканизм и структура северовосточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 60–70.

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

Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В., Ясныгина Т.А., Демонтерова Е.И., Ильясова А.М. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2005. 268 с.

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. 2023а. Т. 3, № 4. С. 108–145. https://doi.org/10.26516/2541 -9641.2023.4.108

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.

Рассказов С. В., Лямина Н. А., Черняева Г. П. Лузина И. В., Руднев А. Ф., Резанов И. Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 193 с.

Рассказов С.В., Решетова С.А., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Рубцова М.Н., Аль Хамуд А., Хассан А. Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину // Геология и окружающая среда. 20236. Т. 3, № 4. С. 82–107. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.82

Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. М.: Изд-во Наука, 1968. С. 57–71.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 231 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 258 с.

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

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 461–464.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017a. Vol. 8. No. 3. P. 435– 440. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // Geoscience Frontiers 2017b. V. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011. Hutchinson D.R., Golmstok A.S., Zonenshain L.P. et al. Depositional and tectonic frame work of the rift basin of lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. Vol. 20. P. 589–592.

Logatchev N.A., Zorin Y.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics, 1992. Vol. 208. P. 273–286.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189, No. 4201. P. 419–426.

Rasskazov S.V. Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. Vol. 18. No. 2. P. 437–452.

References

Al Hamoud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tregub T.F., Rubtsova M.N., Kolomiyets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Volkov M.A., 2021. Overturned Eocene – Lower Pliocene alluvial stratum on the southern coast of Lake Baikal and its neotectonic significance. Geodynamics & Tectonophysics 12 (1), 139–156. doi:10.5800/GT-2021-12-1-0518

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017a. Vol. 8. No. 3. P. 435– 440. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // Geoscience Frontiers 2017b. Vol. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011.

Florensov N.A. Geomorphology and recent tectonics of Transbaikalia // Proceedings of the USSR Academy of Sciences. Ser. geol. 1948. No. 2. P. 3– 16.

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region. Moscow–Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1960. 258 p.

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

Geology and seismicity of the BAM zone. Neotectonics / Sherman S.I., Levi K.G., Ruzhich V.V., Sankov V.A., Dneprovsky Yu.I., Rasskazov S.V. Novosibirsk: Nauka, 1984. 207 p. Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoe highlands // Highlands of the Baikal region and Transbaikalia / Ed. N.A. Florensov. Moscow: Science. 1974. P. 16–162.

Logatchev N.A. History and geodynamics of the Baikal rift // Geology and Geophysics. 2003. Vol. 44, No. 5. P. 391–406.

Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Levi K.G., Bukharov A.A., Kashik S.A., Sherman S.I. Cenozoic rifting in the continental lithosphere // Lithosphere of Central Asia. Ed. N.A. Logatchev. Novosibirsk: Nauka, 1996. P. 57–80.

Logatchev N.A., Zorin Y.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics, 1992. Vol. 208. P. 273–286.

Lut B.F., Vlasova L.K., Fialkov V.A., Leshchikov F.N., Miroshnichenko A.P., Galkin V.I., Karabanov E.B., Mizandrontsev I.B., Belova V.A., Loginova L.P., Khursevich G.K., Kompanets V.Kh. Lithodynamics and sedimentation of Northern Baikal. Novosibirsk: Nauka, 1984. 290 p.

Mats V.D. The Baikal rift: Pliocene (Miocene) – Quaternary episode or product of extended development since the Late Cretaceous under various tectonic factors. A review // Geodynamics & Tectonophysics. Vol. 6, No 4. P. 467–489. doi:10.5800/GT-2015-6-4-0190.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189, No. 4201. P. 419–426.

Pavlovsky E.V. Geological history and geological structure of the Baikal mountain region. Moscow: Publishing house Acad. Sciences USSR, 1948. 175 p.

Rasskazov S.V. Comparison of volcanism and recent structures of hot spots of Yellowstone and Eastern Sayan // Geology and Geophysics. 1994. No. 10. P. 67–75.

Rasskazov S.V. Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. Vol. 18. No. 2. P. 437–452.

Rasskazov S.V. Volcanism and structure of the northeastern flank of the Baikal rift system // Geology and Geophysics. 1996. Vol. 37, No. 4. P. 60–70.

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., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Yasnygina T.A., Demonterova E.I., Ilyasova

A.M. Radiogenic isotope geology in problems and examples. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo", 2005. 268 p.

Rasskazov S.V., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Chuvashova I.S., Al-hamud A., Hassan A., Alokla R. Recent reactivation of the suture zone of the Siberian craton under Southern Baikal: from Cretaceous-Paleogene orogen to the Neogene-Quaternary rift // Geology and Environment. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 7– 15.

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P. Luzina I.V., Rudnev A.F., Rezanov I.N. Cenozoic stratigraphy of the Vitim Plateau: the phenomenon of long-term rifting in the south of Eastern Siberia. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo". 2007. 193 p.

Rasskazov S.V., Reshetova S.A., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Saranina E.V., Rubtsova M.N., Al Hamud A., Hassan A. Upper Miocene-Pliocene deposits of Pra-Anosovka as a source of alluvium of Pra-Manzurka: Pre-Baikal transport of detrital material through the South Baikal basin // Geology and Environment. 2023b. Vol. 3, No. 4. P. 82–107. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.82

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, 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. Solonenko V.P. Seismotectonics and modern structural development of the Baikal rift zone. Moscow: Nauka Publishing House, 1968. P. 57–71.

Solonenko V.P., Treskov A.A., Kurushin R.A. et al. Living tectonics, volcanoes and seismicity of the Stanovoy Highlands. Moscow: Nauka, 1966. 231 p.

Sherman S.I., Levy K.G. Transform faults of the Baikal rift zone // Reports of the USSR Academy of Sciences. 1977. Vol. 233, No. 2. P. 461–464.

Sherman S.I., Levy K.G. Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks // Tectonics and seismicity of continental rift zones. Moscow: Nauka, 1978. P. 7–18.

Zonenshain L.P., Savostin L.A., Misharina L.A., Solonenko N. Plate tectonics of the Baikal mountain region and the Stanovoy Range. Reports of the USSR Academy of Sciences. 1978. Vol. 240, No. 3. P. 669– 672.

Zorin Yu.A., Cordell L. Extension of the earth's crust in the Baikal rift zone according to gravimetric data // Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. Physics of the Earth. 1991. No. 5. P. 3–11.

Чувашова Ирина Сергеевна, кандидат геолого-минералогических наук, 664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033, 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, 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.

Геология нефти и газа

УДК 55, 550.8 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.122

Опыт внедрения модульной кустовой насосной станции в систему поддержания пластового давления на Верхнечонском НГКМ

Р.Д. Симоненко

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Статья посвящена исследованию эффективности внедрения модульной кустовой насосной станции в систему поддержания пластового давления на Верхнечонском НГКМ.

Ключевые слова: модульная кустовая насосная станция, блочная кустовая насосная станция, система поддержания пластового давления, насосная установка, Верхнечонское месторождение, заводнение.

Experience in implementing modular cluster pumping station into the reservoir pressure maintenance system at the Verkhnechonskoye oil and gas condensate field

R.D. Simonenko

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The article is devoted to studying the effectiveness of introducing a modular cluster pumping station into the reservoir pressure maintenance system at the Verkhnechonskoye oil and gas condensate field.

Keywords: modular cluster pumping station, block cluster pumping station, reservoir pressure maintenance system, pumping unit, Verkhnechonskoye field, water supply.

Введение

Система поддержания пластового давления Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения предназначена для повышения нефтеотдачи продуктивных пластов. В качестве рабочего агента для заводнения используется артезианская вода Верхоленской свиты, добываемая погружными насосами из водозаборных скважин, а также очищенные пластовые воды и промдождевые стоки (Воробьев и др., 2006).

Целью данной работы является, анализ и эффективность системы поддержания пластового давления, путем внедрения новейшего технологического оборудования. На основании выбранной темы исследования, поставлена задача в рассмотрении опыта внедрения модульной кустовой станции в систему ППД на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении.

Актуальность данной темы заключается в том, что внедрение новейшего технологического оборудования в систему поддержания пластового давления даёт положительный экономический эффект, а именно увеличивает объем добычи нефти.

Результаты исследований

Проектная мощность системы заводнения составляет от:

1. БКНС-1 Q = 8409.6 тыс. M^3/Γ , 23040 $M^3/\text{сут}$;

2. БКНС-2 Q = 10512 тыс. м³/г, 28800 M^{3} /сут

3. БКНС-3 Q = 4204.8 тыс. м³/г, 11520, M^{3} /сут.

Проектная мощность системы ППД определена с учетом установленного на блочной кустовой насосной станции (БКНС-1 и БКНС-2) и запроектированного (БКНС-3) насосного оборудования. Система поддержания пластового давления включает в себя очистку, транспортировку и закачку в пласт (Ивановский и др., 2015).

Сырьем для системы заводнения нефтяных пластов является артезианская вода Верхоленской свиты и подтоварная вода с установки подготовки нефти (УПН-1). Смесь воды, закачиваемой в продуктивные горизонты месторождения, должна быть совместима с:

пластовыми водами продуктивных пластов;

породами продуктивных пластов.

Модульные насосные станции широко используются в различных отраслях, включая нефтегазовую промышленность, водоснабжение и водоотведение, промышленное производство, химическую промышленность и другие области. Они применяются для перекачки жидкостей на большие расстояния, подъема воды на высоту, подачи жидкости в производственные линии и других задач. Максимальный объем закачиваемой воды составляет 2003 м³/ч. Недостающий объем воды для закачки дополняется пресной водой от водозаборов и очищенными производственно-дождевыми стоками.

Модульная кустовая насосная станция МКНС предназначена:

для поддержания пластового давления в продуктивных пластах нефтяных месторождений методом закачивания пресной, пластовой и сточной воды (полимеров) в пласт; для перекачивания нефтепродуктов (после газовой сепарации);

для перекачивания жидкостей (загрязненной воды, нефтяных эмульсий)

Технология подготовки воды, отделенной от нефти, и производственно-дождевых стоков на УПН-1 требуемого качества, а также закачка воды в пласт включает в себя следующие стадии процесса:

1. Первичная очистка жидкости происходит в отстойниках воды ОВ – 1/1, 1/2. Процесс очистки состоит в удалении из воды нефти, газа и механических примесей. Вторичная очистка происходит в резервуарах, воды отделенной от нефти, посредством динамического отстоя. В процессе очистки воды, отделенной от нефти, и производственно-дождевых стоков предусматривается дозирование биоцида. Пресная вода, поступающая на площадку УПН-1, проходит стадию подогрева в печах. Смешение потока очищенной воды, отделенной от нефти, с потоком пресной воды происходит в смесителе. При смешении достигается температура воды, необходимая для ее транспортировки и закачки в пласт. В поток воды на закачку дозируются ингибитор коррозии и ингибитор солеотложений.

2. Закачка воды в пласт осуществляется БКНС – 1 и БКНС – 2 с разделением потока жидкости по кустовым площадкам с помощью блоков гребенок (см. рис. 1) на УПН – 1.

3. Подача воды предусматривается посредством высоконапорных водоводов от БКНС до блоков гребенок (БГ) на кустовых площадках. В БГ на кустовых площадках происходит распределение потока воды по водоприемным скважинам (Технологический регламент УПН Верхнечонского месторождения).





Рис. 1. Технологическая схема Блока Гребенок Модульной кустовой насосной станции (МКНС). **Fig. 1.** Technological diagram of the Comb Block of Modular cluster pumping station (MCPS).

Для поддержания необходимой температуры воды для закачки в пласт, предусматривается тепловая изоляция трубопроводов и оборудования.

В отстойниках воды при давлении в коллекторе происходит очистка воды от растворенного газа, нефтепродуктов и

механических примесей. В стальном вертикальном резервуаре происходит накопление пластовой воды, которая подается в кустовую насосную станцию для закачки в нагнетательную скважину системы ППД. В табл. 1 представлена характеристика продуктивных пластов, подлежащих заводнению.

Таблица 1

Характеристика	продуктивных пласто	ов, подлежащих заводнению
		2, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10

Table 1

Characteristics of productive for mations subjected to water suppry				
Параметры	Пласт Вч ₁	Пласт Вч2	Пласт Вч ₁ +2	
Тип коллектора	терригенный	терригенный	терригенный	
Средняя глубина залегания кровли,	-1229	-1247	-1258	
абс. отм				
Коэффициент пористости, д.с	0.117	0.148	0.147	
Проницаемость, мД	270	150	420	

Characteristics of productive formations subjected to watersupply

Для повышения эффективности системы поддержания пластового давления была введена в эксплуатацию Модульная кустовая насосная станция (см. рис. 2), которая предназначена для поддержания давления в продуктивных пластах нефтяных месторождений методом закачки воды (речной, подтоварной, сеноманской) в пласт. МКНС может быть использована для внутри промысловой транспортировки негорючей жидкости.

Технологическая схема МКНС





МКНС выполнена на базе четырех установок центробежных горизонтальных насосов УЦГНП8-2000-700 ТУ 3631-002-12058737-2010 (УЦГНП) с двумя насосами центробежными ВНН8-2000-700/04-203 и погружным электродвигателем ПЭДНЗ 50-185-2900/174-5 ТУ. Характеристики установки УЦГНП при работе одного насоса, приведенные в табл. 2, соответствуют работе насосной установки без подпора на воде плотностью 1000 кг/м³. Напор и мощность насоса будут увеличиваться пропорционально увеличению плотности перекачиваемой жидкости.

МКНС предназначена для работы в автоматическом режиме. Автоматизированная система самостоятельно отслеживает, регистрирует и, при необходимости, корректирует, все необходимые для надежной и безотказной работы, параметры. Нормы технологических параметров разработаны для того, чтобы не допустить отклонений в работе установок центробежных горизонтальных насосов УЦГНП8-2000-700 от нормального технологического режима, а также предотвращения аварийных ситуаций (Руководство по эксплуатации УЦГНП 2000-700).

Показатели технической и энергетической эффективности:

- максимальное значение КПД насоса;
- давление жидкости на входе в насосные установки не менее
 0.2 МПа (1,0 кгс/см) и не более
 21 МПа (210 кгс/см). При увеличении давления на входе
 выше 21 МПа может произойти
 разрушение некоторых элементов подводящего трубопровода.

Таблица 2

Характеристики установки центробежных горизонтальных насосов при работе одного насоса

Table 2

Characteristics of installation of centrifugal horizontal	l numns under one numn operating
Characteristics of installation of centringal norizontal	i pumps under one pump operating

Наименование параметра	Значение
Номинальная производительность установки при работе од-	2000/4000
ного/двух насосов, м ³ /сут	
Минимальная производительность установки при работе одного	1000
Hacoca, M ³ /cyt	
Максимальная производительность установки при работе шести	12500
насосов, м ³ /сут	
Напор при номинальная подаче, м	700
Частота вращения приведенная, об/мин	2910
Число ступеней насоса	40
Номинальная потребляемая мощность, кВт	267
КПД, %	70
Номинальная мощность электродвигателя, кВт	350
Рекомендуемая рабочая часть характеристики при 50 Гц:	•
- подача, м ³ /сут	1400-2600
- напор, м	850-500
	•

Представленный гидравлический расчет ведется согласно аксонометрической схемы подводящего трубопровода для ветви № 1, т.к. расход на данной ветви максимален, составляет 4800 м³/сутки. На ветвях № 2.3 расход составляет 2400 м³/сутки.

Входные данные:

• Продукт – вода (плотность 1000 кг/м³);

• Расход – 4800 м³/сут (максимальный объем перекачиваемой жидкости для двух насосных установок);

• Диаметр трубопровода – 150 мм;

Общая длина трубопровода – 13.4 м;

Местные потери и потери по длине на сопротивления составляют 9.0000-8.998231 = 0.001769 МПа, что соответствует 0.02 % от начального давления жидкости. Данная реконструкция модульной кустовой насосной станции эффективна, также при внедрении новой системы будет получен дополнительный дебит нефти в размере 20 тыс. тонн (Анурьев, Гладков, Игнатьев, 2016).

Выводы

В ходе научной работы проделан анализ эффективности внедрения системы поддержания пластового давления для поддержания проектного уровня добычи, руководством геологической службы уделяется особое внимание качественному подходу к реализации плановых уровней закачки, и своевременным внедрением в существующую систему ППД нового технологического оборудования.

Эффективным, в плане улучшения стало мероприятие по внедрению модульной кустовой насосной станции. Внедрение в работу МКНС в системе ППД дает положительный эффект, а именно прирост добычи нефти, увеличению межремонтного периода, эксплуатируется с минимальными затратами на электроэнергию и техническое обслуживание, не требует расширение штата сотрудников для эксплуатации устройства в соответствии с инструкцией завода изготовителя и соблюдением всех правил техники безопасности.

Литература

Технологический регламент УПН Верхнечонского месторождения.

Руководство по эксплуатации УЦГНП 2000-700.

Воробьев В.Н., Моисеев С.А., Топешко В.А., Ситников В.С. Месторождения нефти и газа центральной части Непско-Бутуобинской антеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 7. С. 4–17.

Симоненко Роман Дмитриевич,

Ивановский В.Н., Дарищев В.И., Сабиров А.А., Каштанов В.С., Пекин С.С. Оборудование для добычи нефти и газа: в 2 ч. // М.: ГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губ-кина. 2015. С. 958.

Анурьев Д.А., Гладков А.В., Игнатьев Н.А. Мониторинг разработки Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения // Научно-технический вестник ОАО «НК Роснефть». 2016. № 2. С. 56–59.

References

Technological regulations for the oil treatment unit of the Verkhnechonskoye field.

Operation manual UTSGNP 2000-700.

Vorobyov V.N., Moiseev S.A., Topeshko V.A., Sitnikov V.S. Oil and gas fields in the central part of the Nepa-Butuobinskaya anteclise // Geology, geophysics and development of oil and gas fields. 2006. No. 7. P. 4–17.

Ivanovsky V.N., Darishchev V.I., Sabirov A.A., Kashtanov V.S., Beijing S.S. Equipment for oil and gas production: in 2 hours // Moscow: State Unitary Enterprise Publishing House "Oil and Gas" of the Gubkin Russian State University of Oil and Gas. 2015. P. 958.

Anuriev D.A., Gladkov A.V., Ignatiev N.A. Monitoring of the development of the Verkhnechonskoye oil and gas condensate field // Scientific and Technical Bulletin of OJSC NK Rosneft. 2016. No. 2. P. 56–59.

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант 2 курса, тел.: +79500723781, email: simonenkoroman1999@gmail.com. Simonenko Roman Dmitrievich, 664025, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Geology Department, 2nd year master's student, tel.: +79500723781, email: simonenkoroman1999@gmail.com.

Неотектоника, геоморфология

УДК 551.435.57+551.328+910.4(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.128

Некоторые вопросы динамики наледных и осыпных склоновых процессов в высокогорном районе горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На основе новых экспедиционных данных 2023-2024 гг. освещаются полученные научные результаты и достижения по изучению динамики речных и присклоновых высокогорных наледей, мерзлотно-каменных горных потоков, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек, а также режимных обследований высокогорных наледей.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, высокогорные наледи, мерзлотно-каменные горные потоки, динамика наледей, склоновые процессы.

Some issues of dynamics of aufeis and scree slope processes in the high-mountain area of the Munku-Sardyk mountain massif

S.N. Kovalenko

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. On the basis of new expedition data from 2023-2024, the obtained scientific results and achievements in studying the dynamics of river and near-slope high mountain aufeis, permafrost-rock mountain streams, slope relief forms and processes forming them along the valleys of the Bely Irkut, Bugovek, and Muguvek rivers, as well as regime surveys of high-mountain aufeis are highlighted.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, high-mountainous aufeis, permafrost-rock mountain streams, dynamics of aufeis, slope processes.

Введение

Зима 2023-2024 гг. на территории высокогного массиыв Мунку-Сардык (Восточный Саян), видимо была довольно теплой. Наледи, как индикаторы погоды, в этом году равномерно мощные и имеют максимальные длины распространения вниз по долинам. Во время весенней экспедиции 2024 года подробно были изучены режимные наледи Белоиркутная, Таборная, Наскальная, термальные. Первая ровная не широкая, передвигаться по ней очень удобно, некоторая часть наледи около 0.5-0.7 м наледи стаяла в теплые дни в начале апреля, которые по данным метеостанции пос. Монды наблюдались с 5.04 по 10.04.2024 и с 15.04 по 23.04.2024, когда температуры днем достигали 15 °C, а ночью не опускались в первый период ниже 3 °C, а во второй 10 °C. Такие температурные параметры чаще всего бывают характерны для первой и второй декады мая. В связи с этим в районе лагеря режимная (за которой ведутся многолетние монитринговые наблюдения) речная наледь Белоиркутная по сравнению с прошлым годом очень сильно подтаяла (рис. 1, сравни его с рис. 9 весенней экспедиции 2023 г. статьи Коваленко, Китова, 2024).



Рис. 1. Наледная обстановка на речной наледи напротив лагеря Портулан. Хорошо устанавливается величина стаивания наледи в теплый период в начале апреля (с 05.04 по 10.04 и 15.04 по 23.04), фТ № 12. Фото 0217-221.

Fig. 1. Aufeis conditions on the river aufeis opposite the Portulan camp. The magnitude of aufeis melt during the warm period in early April (05.04-10.04 and 15.04-23.04) is well established, fT No. 12. Photo 0217-221.

Полевые наблюдения весной 2024 года и фотодокументация живой осыпи Белоиркутной и новой осыпи 2024, являющимися составными частями Большой Осыпи Первых Бакалавров ЕГФ позволили сделать интересные выводы о их генезисе и характере динамики.

Динамика высокогорных наледей

Высокогорные наледи (high mountain aufeis, англ.) формируются в течение всего морозного периода года. Это наледи развиваются в долинах и на склонах небольших горных рек, подземный и поверхностный водный приток на которых зимой прекращается или его величина не обеспечивает существование постоянного речного водотока. Их динамика развития сильно отличается от формирования наледей больших рек равнинных и среднегорных территорий (Алексеев, 2015) и неоднократно описывалась нами в более ранних публикациях и блогах и сайтах в Интернете (Коваленко, 2016, 2023, 2024; Коваленко, Акулова, 2022; Коваленко, Лихтарович, 2021; Коваленко, Мункоева, 2013, 2014; Мункоева, Коваленко, 2014; Мунку-Сардык... 2024).

В начале зимы, начинающейся в горах как правило в конце осени, в реках сильно уменьшается количество воды как в следствие ее частичного замерзания с поверхности и отсутствия жидких водных осадков в виде дождя. Поступающая, как правило, небольшое количество грунтовой воды (атмосферного происхождения) легко стекает по руслу. На начальной стадии формирования высокогорных наледей первые порции наледного льда могут образоваться еще поздней осенью Коваленко, Мункоева, 2013), когда речная и наледная вода еще текут по самым низким ложбинам аллювиального покрова поймы реки, т. е. по летнему руслу. Вторая стадия наступает, когда основное русловое понижение горной реки полностью заполняется довольно плотным льдом, выравнивая тем самым поверхность поймы, т. е. ее уровень становится по высоте равен уровню паводкового дна или несколько выше. Поверхность этого уровня можно в первом приближении определить как низкая наледная пойма с признакими отвечающими речному руслу. Тогда высокой наледной поймой или собственно поймой наледи следует считать площадь максимального разлива наледи при максимальном высотном подъеме уровня льда наледи. Первые весенние разливы талых вод, как правило с переносом и отложением первого наледного аллювия, когда талая вода идет сплошным потоком по всей поверхности наледи и даже заплескивается на наледные террасы, следует считать и называть террасовым наледным уровнем. Весь процесс или театр наледного действа высокогорных наледей от эпогея накопления льда и до его исчезновения или стаивания в течение всей жизни сушествования той или иной наледи — театром наледи, а наледную поляну временно пустой сценой.

На поверхности низкой наледной поймы и формируется основной слоистый пирог высокогорных наледей в течении зимы и ранней весны, когда с увеличением морозов эта стекающая вода начинает в мелких местах широкого потока перемерзать, где ее теплового запаса из-за небольшой глубины потока или большой площади разлива и, следовательно, возникновения большой площади остывания, для сохранения в жидком состоянии становится недостаточным и она замерзает. Во время теплой зимы наледь разольется широко, далеко и ровно, при морозной — высоко (мощно) и бугристо.

Разлившаяся в мороз вода быстро замерзает и начинается процесс наледеобразования, т. е. накопление и увеличение толщины наледного льда. Количество циклов выхода такой воды за всю зиму и до середины мая может достигать нескольких десятков раз, что хорошо видно по полосчатости льда наледей при их размыве талыми водами. Главными источниками воды при образовании наледей являются грунтовые воды, накопившиеся в течение лета от таяния снега и выпадения дождя в рыхлых моренных отоложениях на псевдотеррасах и древних пролювиальных отложениях больших конусов выноса у подножья коренных склонов, сформировавшихся в результате гиганских селевых потоков (Коваленко, Гергенов, 2022).

Местами при появлении благоприятной литолого-геоморфологической обстановки в виде триады — скальный склон южной экспозиции, являющемся аккумулятором-накопителем солнечного тепла, распадок с рыхлыми отложениями, являющемся транстпорно-аккумуляторным агентом накопления и транзита грунтовых тылых вод. При этом сам распадок, образован, вероятно, наледными и эрозионными процессами этих талых и дождевых летних вод и заполнен специфическим крупно-глыбовым материалом коллювиально-наледного происхождения.

При этом механизм образования термальных подскальных наледей довольно прост. Они формируются за счет таяния снега на близлежащей скале-аккумуляторе тепла, который накапливается на подветренном склоне долины, затем тает и вода проникает в крупноглыбовые коллювиальные подскальные отложения, где замерзает или относительно теплой движется в них зимой вниз, где на относительно горизонтальной площадке вблизи поймы формирует «подскальную» термальную или термально-аллювиальную наледь, если пополняет речную.

В районе известен и другой механизм формирования присклоновых термальных наледей, которые формируются, в отличие от первых, в стороне от речной наледи. Здесь опять имеем южный склон, подскальный характер местоположения наледи, снова под скалой небольшой распадок с крупноглыбовыми рыхлыми отложениями. Но дополнительным или основным источником наледных вод могут являться грунтовые воды, секающие по распадку из мощных моренных отложений, лежащих выше. Присклоновые термальные наледи этого типа могут формировать чисто наледные террасы.

Формированию термальных присклоновых наледей способствуют следующие факторы: 1) южная экспозиция скальных поверхностей с подветренной стороны преобладающих зимних ветров; 2) вблизи скал должны водные коллекторы для накопления талых грунтовых вод, что мы и имеем в виде небольших распадков с южной экспозицией тальвега, заполненных рыхлым материалом.

Вода, накопившаяся в рыхлом грунте распадка, вначале зимы выходит в русло реки, затем грунт промерзает и поступление воды прекращается. Остается только небольшой сток талой теплой воды текущей вдоль прогретых скал, которые при южной экспозиции скал нагреваются, тепло поступает в грунт и подогревает вблизи них грунтовые воды. Вот, эти-то воды и формируют в конце зимы термальные присклоновые наледи.

Весной, а на склонах южной экспозиции иногда и зимой (см. термальные наледи), когда начинает таять снег на склонах долины и выше уровня распространения наледей, по поверхности наледей сплошным потоком начинают идти мутные вешние потоки талой воды. Эти воды постепенно размывают наледь в теплые дни и замерзают в морозные ночи или морозные весенние дни, еще более наращивая наледь.

Попав в такой теплый период на наледь туристы бредут по щиколотки в потоке воды, думая, что они последние, кто смог пройти вверх или вниз по наледи, что начался «ледоход» на реке и что уже никто в последующие дни пройти по реке в ботинках не сможет. О, как они ошибаются! Пройдет теплый весенний период (2-3 дня) и этот поток замерзнет, часто смешавшись с выпавшим снегом в начале морозного периода. Часто такой долго идущий в морозный период снег успевает на замерзающих наледях сформировать приличные сугробы (до 10–20 см), схоронив под собой все признаки весеннего таяния наледей.

Но весна, как правило, берет свое, становится все теплее и теплее. Продолжительность и количество морозных периодов уменьшается, а теплых увеличивается. Все чаще и продолжительнее сплошным потоком от берега до берега течет вода, с которой смешивается выпавший снег, иногда даже не растаяв в талой воде вновь может замерзнуть и в последний раз нарастить мощность (толщину) наледи. Почему в последний? Да потому, что текущая сплошным потоком талая вода часто содержит осыпавшиеся (или смытые) со склонов рыхлые неокатанные остроугольные обломки окружающих пород, что значительно повышает ее эрозионную способность и она делает на поверхности льда вначале небольшие ложбины, которые быстро перерастают в глубокие промоины.

На мощных речных наледях (более 3–5 м) бывают довольно большие промоины. Подобные той, что была обнаружена Владом Яворским, на Усть-Буговекской наледи вблизи скал недалеко от автомобильного моста весной 2023 г. Он обследовал ее и произвел фото-видео документацию. По такой промоине можно ходить в полный рост, лишь в некоторых узких местах приходится протискиваться, выдыхая весь воздух из легких. Длина более 30 м, глубина более 2 м, ширина 0.5–1 м.

Промоины вбирают в себя всю поверхностную воду, скорость которой, как и ее глубинная эрозионная энергия, в таких узких промоинах резко возрастает, и она размывает толщу наледного льда до самой подошвы. При этом в силу извилистости пойменной и русловой части реки наиболее крупные промоины образуются по берегам наледи, чему не мало способствует и попавший в них осыпавшийся каменный остроугольный (с острыми ребрами) материал. Этот несущийся вдоль береговых и скальных прижимов каменный «абразивный» материал производит расширение наледных полян и оставляет на скальных поверхностях хорошо заметные так называемые наледные борозды (рис. 2) — полосы, которые никак не мог оставить водный поток летних паводков какого бы масштаба он не был. Абразивный каменный материал в таких водных потоках волочится по дну потока в самых глубоких (читай, низких) местах.



Рис. 2. Борозды были оставлены каменным материалом влекомым талыми водными потоками по поверхности наледи вблизи ее края вдоль скального прижима (Коваленко, Лихтарович, 2021).

Fig. 2. The furrows were left by rocky material carried by meltwater flows along the surface of the aufeis near its edge along the rocky outburst (Kovalenko and Likhtarovich, 2021).

С уходом воды с поверхности наледи, прекращается рост ее мощности, хотя в отдельные все более редкие холодные (морозные) периоды из поверхностного снега на наледи может образоваться несколько сантиметров наледного льда. Но это такой

незначительный прирост, что им можно пренебречь. С момента достижения примоинами подошвенной части наледи начинается эрозионная деятельность наледного талого водного потока в отложившемся в предыдущие годы наледном и речном аллювии. При этом эта деятельность часто локализуется не только в русловой, что по ряду рассмотренных ниже причин, и в пойменной или даже террасовой части долины (см. статью в этом номере Коваленко, Китов, 2024, рис. 15–16), что иногда приводит к смене местоположения летнего русла реки, бифуркации, образованию островов и перемещению устий впадающих притоков. Например, за годы наших наблюдений устье Мугувека смещалось из года в год то вниз, то вверх по течению в пределах от 100 до 500 м.

Осыпной породный материал, лежащий на поверхности наледей и не попавший в наледные промоины, при постепенном стаивании наледного льда, в основном от летних теплых ливневых дождей, осаждается на поверхность подналедного аллювия в виде плаща неокатанного, несортированного материала (см. Коваленко, Мункоева, 2013, рис. 20), формирование которого никак нельзя объяснить речным водным потоком (лежит на больших камнях, с которых речная вода его непременно бы смыла, большое содержание суглинисто-глинистого материала). Мощность такого плаща в совокупности с намывным наледным аллювием местами в отдельные годы может достигать 0.5-1.5 м (Коваленко, Лихтарович, 2021).



Рис. 3. На панораме хорошо видно, что терраса наледи Лесной является продолжением о-ва Лесников. Снимок сделан с речной наледи. Фото 0098-102.

Fig. 3. The panorama clearly shows that the terrace of the Lesnaya aufeis cap is a continuation of Lesnikov Island. The photo was taken from the river aufeis. Photo 0098-102.



Рис. 4. На снимке хорошо видно, что отложения о-ва Лесников (*a*) и террасы наледи Лесной (*б*) являются образованиями одного уровня, образовавшегося скорее всего в результате

деятельности катастрофических селей. Эти отложения размыты современными селевыми и паводковыми потоками основного русла долины (в) и протоки Лесников (г). Фото 0106.

Fig. 4. The image clearly shows that the Lesnikov Island sediments (a) and the Lesnaya aufeis terrace (b) are formations of the same level, most likely formed as a result of catastrophic mudflow activity. These sediments have been eroded by modern mudflows and flood flows of the main channel of the valley (c) and Lesnikov channel (d). Photo 0106.

Характерные особенности мест локализации (проявления) высокогорных наледей можно рассмотреть на примере наледей в долине среднего течения Белого Иркута, где наблюдаются следующие структуры (рис. 3– 4).

1. Терраса, на которой расположена наледь Лесная, цокольная, осталась, скорее всего в результате деятельности катастрофических селей (Коваленко, Гергенов, 2022) и изменена с поверхности наледными процессами (запесочена и занесена мелкоземом). Терраса вдоль скалы тянется узкой полочкой шириной 10-15 м до устья руч. Потайного. Мощность пролювиально-наледных отложений невелика и составляет всего 1-2 м, что и определяет выход грунтовых вод на поверхность террасы и формированием наледи. Рыхлые отложения содержат большую долю перлювия (рис. 5) из вышележащей морены п/л Портулановского (2-я псевдотерраса) и Окинского (3 псевдотерраса).

2. Отложения о-ва Лесников — это пролювий катастрофических селей, в котором выделяется два террасовых уровня (см. рис. 4), нижний высотой 2.5 м и верхний, собственно поверхность острова 10 м. Первый сложен более мелкоглыбовым материалом и более плотный, а второй — гиганто-глыбовый с плавающими глыбами в песчано-суглинистом и мелкоземном рыхлом цементе. Отсутствие глинистой составляющей в обоих слоях, может указывать на его наледное происхождение, а присутствие крупных глыб на пролювиальное. катастрофических селей. Уровень острова и цокольной террасы наледи Лесной расположены на одном уровне (1-я терраса).

3. Протока Лесников сформирована новейшими селевыми и речными паводками.

4. Отложения главного русла Белого Иркута представлены речным и наледным аллювием с большой примесью перлювия, представленного осыпным материалом с крутого правого склона и пролювием катастрофических селей с левого.

Характер других наледей описываемого участка долины Бел. Иркута, также имеет отличительные черты не похожие на часто наблюдаемые в предыдущие годы.



Рис. 5. Реперный камень с отметкой максимального уровня наледи на террасе наледи Лесной. Глыба скорее всего представляет из себя перлювий скатившийся из морен со 2-й или 3-й псевдотеррасы. Фото 0113. Высота лыжной масштабной палки 125 см.

Fig. 5. Repertory stone with the mark of the maximum aufeis level on the Lesnaya ice terrace. The block most likely represents perluvium rolled down from moraines from the 2nd or 3rd pseudo-terrace. Photo 0113. The height of the ski scale pole is 125 cm.

Уровень <u>речной наледи Бел. Иркута</u> на обрыве террасы наледи Лесной в верхней части не достигает 5–7 м уровня террасы, а в нижней около устья руч. Потайного нисходит на нет и даже заливает ее, впрочем, как и в прошлом году. На речной наледи хорошо видно, что до последнего снега, выпавшего в 20-х числах апреля (5–10 см), шла большая талая вода, которая несла большое количество мелкозема и проделала промоины вдоль обрыва Лесной террасы и ушла под лед.

<u>Лесная наледь</u> (рис. 6–7), весной 2024 г. находилась в обычных двухуровневых пределах и ее лед в нижней части доходил до скал и даже немного (более 10–15 м) затекал далее по поверхности террасы. Все метки были залиты и наблюдалась лишь одна розовая метка на нижнем уровне наледи, лед доходил до верхнего уровня ошкуривания пород. В самой нижней части террасы была обнаружена перлювиальная глыба, на которой имелась реперная отметка максимального уровня наледи в виде отбеливания (см. рис. 5).

<u>Наледь Ручья Потайного</u> в момент наблюдения довольно узкая и не заливает кусты вдоль ручья, но доходит в этом году до траверса скалы или пролювиального конуса выноса (рис. 8).



Рис. 6. Терраса наледи Лесной. Снимок сделан с нижнего изголовья о-ва Лесников, фТ № 16, фото 0091-93.

Fig. 6. Terrace of the Lesnaya aufeis cap. The photo was taken from the lower headwall of Lesnikov Island, fT No. 16, photo 0091-93.



Рис. 7. Выход наледи Лесной на обрыв реки. Хорошо видны наледные отложения налегающие на цоколь террасы. Фото 0103.

Fig. 7. Outcrop of the Lesnaya aufeis cap on the river cliff. Aufeis deposits overlying the terrace basement are clearly visible. Photo 0103.



Рис. 8. Наледь Ручья Потайного. Фото 0115. **Fig. 8.** Aufeis cap of the Potajnoe Creek. Photo 0115.

<u>Наледь Ручья Ледяного</u> в нижней части мощная, ровная, без больших натечных бугров и ступеней широким разливом вливается в Белоиркутную; заливает тонким слоем мощностью до 0.2 м террасу с лагерем Пентагонус почти до кострища, скрывая небольшой обрыв (1–1.5 м) со стороны ручья; остров в устье и правую заросшую кустами протоку вдоль нижнего окончания наледи Детской. Остров в этом году залит почти полностью на 80–90 %, открыта только его нижняя более высокая часть, высокая боровая терраса не залита (рис. 9). По правому берегу наледь распространяется широким потоком по старой заросшей кустами протоке по подножию коренного склона и, доходя до скалы и ниже, сливается с наледью Детской. Вверх по течению (рис. 10) она заливает все прибрежные кусты и, в месте начала конной тропы, сливается с рукавом наледи Детской (рис. 11).



Рис. 9. Наледь Ручья Ледяного в устье. В центре тополь, который растет в верхнем изголовье наледного острова. Фото вниз по течению 0196-198.

Fig. 9. Aufeis Island of Ice Creek at the mouth of the creek. In the center is a cottonwood tree that grows in the upper headwall of the aufeis island. Photo downstream 0196-198.



Рис. 10. Наледь Ручья Ледяного вблизи устья. Фото вверх по течению 0199-200. **Fig. 10.** Ledyanyi Creek aufeis near the mouth. Photo upstream 0199-200.



Рис. 11. Выход наледи Детской на обрыв ручья Ледяного. Точка начала конной тропы. Фото 0201-202. Снимок сделан от наледного репера в левом скальном борту руч. Ледяного.

Fig. 11. Exit of the Detskaya aufeis cap on the cliff of the Ledyany brook. Point of the beginning of the horse trail. Photo 0201-202. The photo was taken from the aufeis reference point in the left rocky side of the Ledyany brook.

<u>Наледь Детская</u> в верхней своей части начинается резким широким (до 50–60 м) потоком мощностью до 0.2–0.3 м. Ее верхний край доходит до летней тропы в месте пересечения ею ручья и распространяется на 4–5 м выше. Наледь максимальная, слабо ступенчатая.

<u>Наледь Таборная</u> большая, мощная, лед залил все метки, осталась только синяя метка на высоте 1 м вблизи контакта с речной наледью. Желтый реперный камень в центре поймы реки напротив наледи Таборной полностью скрыт подо льдом. Выше по течению Белоиркутная наледь или Усть-Мугувекская наледь заполнили всю новую протоку за островом Фестивальным и даже большую часть самого острова. Напротив острова по левому борту реки на первой боровой террасе мы обнаружили новую наледь не наблюдавшаяся нами ранее (рис. 12). Назвали наледь «2024». Видимо боровая терраса была сформирована в более ранние годы наледным процессом этой же наледи.



Рис. 12. Новая наледь «2024», на левом берегу Бел. Иркута в районе Стрелки чуть выше по течению наледи Таборной. Фото 0158.

Fig. 12. New aufeis cap "2024", on the left bank of the Bel. Irkut in the Strelka area just upstream of the Tabornaya aufeis patch. Photo 0158.

Далее к стрелке Мугувека и Бел. Иркута на первой террасе под обрывом наблюдалась мощная наледь. От мощных наледных ее отложений над поверхностью наледи остались только два небольших каменистых островка длиной 100 и 80 м шириной до 20 м.

Выше на склоне с реки хорошо проматривалась мощная <u>Приразломная наледь, слив-</u> <u>шаяся с Нижнеразломной</u>, лед которых в виде узкой полоски шириной 2–3 м и мощностью до 0.3–0.2 м вдоль небольшой ложбины достигал речного обрыва. В месте слияния Мугувека и Бел. Иркута в левом борту Иркута синяя метка наблюдалась на высоте 1 м.

Далее вверх по долине <u>Белоиркутная</u> наледь до траверса лагеря Красный Конь вблизи летней тропы становится бугристой с крутыми ледопадами, пройти которые можно только в кошках. Затем до верхнего окончания наледи лед ровный. Такой же ровный лед, заливающий прибрежные кусты и все метки, отмечается на всем интервале <u>Бол. Белоиркутной наледи</u> (рис. 13), ледяных бугров в этом году не отмечается, имеются только их зачаточные формы в виде извилистых пересекающихся трещин отрыва с зиянием доходящим до 3-4 см.

<u>Термальные наледи</u> в этом году тоже мощные и хорошо выражены; много натечного наледного льда наблюдается на обрывах правого берега реки, образующегося из грунтовых вод пролювиальных конусов выноса ручьев в районе лагеря Геологического; наледь <u>Ночная</u> в обычных пределах и полосой шириной 20 м сливается с обрыва к реке вдоль верхнего (относительно течения р. Бел. Иркут) закустаренного края наледного конуса выноса; <u>наледь Ручья Наледного</u> красивая и мощная, очень похожа на весеннюю наледь 2023 года.

На Линии-10¹ <u>Бол. Белоиркутной наледи</u> все метки залиты льдом (рис. 14).



Рис. 13. Вид Большой Белоиркутной наледи с Линии-10 вниз по течению. Фото 0164-165. **Fig. 13.** Downstream view of the Big Beloirkutnaya aufeis cap from Line-10. Photo 0164-165.



Рис. 14. Уровень Бол. Белоиркутной наледи на Линии-10. Все метки залиты. Фото 0166. **Fig. 14.** Level of the Bol. Beloirkutnaya aufeis at Line-10. All marks are filled. Photo 0166.

¹ Схемы расположения наледей и номера линий см. (Коваленко и др., 2022)

На Линии-4 по левому берегу наблюдали синюю метку на высоте 1.4 м, а красную вровень с наледью (h=0 м). На правом обрыве поймы из-под снега видна только синяя метка на высоте 0.5–0.7.

На Линии-Идолы синяя метка наблюдается в правом борту на высоте 1.4 м. Наледь как всегда ровная.

На всех остальных линиях все метки и прибрежные кусты залиты льдом. От Черного острова осталась только верхняя небольшая площадка, а в истоках наледи на Линии-0 высота синей метки составляет 2.25 м (рис. 15), что лишний раз подтверждает тезис о теплой зиме 2023-2024 гг. Общий вид верхнего начала наледи см. рис. 16.



Рис. 15. Синяя метка на Линии-0. Фото 0168. Высота лыжной масштабной палки 125 см. **Fig. 15.** Blue marker on Line-0. Photo 0168. The height of the ski scale pole is 125 cm.



Рис. 16. Панорама истоков Бол. Белоиркутной наледи с фТ № 9. Наледь покрыта снегом высотой до 2-3 см. Фото 0175-173.

Fig. 16. Panorama of the headwaters of Bol. Belairkutnaya aufeis cap from Ft. 9. The aufeis is covered with snow up to 2-3 cm high. Photo 0175-173.

<u>Наледи Наскальной</u> в правом борту долины в этом году нет, видимо успела стаять в теплый период в начале апреля, но зато напротив нее в левом скальном прижиме имеется новая красивая ажурная наскальная наледь (рис. 17), которую первым обнаружил Владимир Загорский, поэтому назвали её Наледью Загорского.



Рис. 17. Новая наскальная ажурная Наледь Загорского — уникальный объект, формируемый из грунтовых вод, просачивающихся сквозь сильно трещиноватые породы — своеобразную скальную дренажную систему. Фото 0179. Высота лыжной масштабной палки 125 см.

Fig. 17. New rock openwork Zagorsky's Aufeis — a unique object formed from groundwater seeping through highly fractured rocks — a kind of rock drainage system. Photo 0179. Height of ski scale pole 125 cm.

Следует отметить мощный характер весенней <u>наледи Ажурной</u> в верхнем окончании каньона Буговека, совсем не похожую на хрупкую и ажурную (рис. 18), что опять же следует видимо связать с резким потеплением и последующим столь же быстрым похолоданием в начале апреля.



Рис. 18. Желто-бело-голубая наледь-ледопад Ажурная на обрыве летнего водопада с известным названием Каменный Мешок, запирающим верхний выход из Буговекского (Кварцитового) каньона 29.04.2024. Фото А. Китова 7701.

Fig. 18. Yellow-white-blue aufeis-ice-fall Ajurnaya on the precipice of the summer waterfall with the famous name Kamenny Meshok, locking the upper exit from Bugovek (Quartzite) Canyon 29.04.2024. Photo by A. Kitov 7701.

Динамика мерзлотно-каменных горных потоков и склоновых форм рельефа

Вид живой осыпи Белоиркутной (рис. 19– 20), неоднократно описываемой нами в предыдущих статьях, сохраняет в общем все черты сформировавшиеся еще осенью 2023 г.: в нижней части виден размыв ее паводковыми речными и наледными водами прошлого года; верхний блок смёрзшихся рыхлых пород мерзлотно-каменного горного потока Активный (МКГП Активный) находится пока на зимней стадии выдвигания, т. е. еще не начал разрушаться; скатившиеся отдельные немногочисленные мерзлые глыбы в период потепления в начале апреля текущего года частично растаяли и образовали причудливые конусовидные формы (рис. 21); <u>наледь</u> <u>Красивая</u> на живой осыпи маломощная и лежит пятнами, видимо тоже значительно стаяла в первой половине апреля (см. рис. 19– 20).



Рис. 19. Живая осыпь Белоиркутная. Снимок от лагеря И.И. Тупицина. Фото 0110. **Fig. 19.** Beloirkutnaya live scree. Photograph from the camp of I.I. Tupitsin. Photo 0110.



Рис. 20. Выдвигающийся блок МКГП Активного в верхней части живой осыпи. Снимок от лагеря И.И. Тупицина. Фото 0111-112.

Fig. 20. Extending block of the ICGP Active in the upper part of the live scree. The image from the camp of I.I. Tupitsin. Photo 0111-112.



Рис. 21. Глыбы мерзлого грунта МКГП скатившиеся по живой осыпи и растаявшие на речной наледи. Фото: а) 0119, б) 0131, в) 0136-137.

Fig. 21. blocks of frozen ground of the ICGP rolled down the live scree and melted on the river aufeis. Photos: a) 0119, 6) 0131, B) 0136-137.

В период наблюдений по живой осыпи постоянно скатывались камни различного размера, некоторые улетали далеко на левый берег (рис. 22), а теплым вечером 4 мая 2024 года наблюдались небольшие сели.





Рис. 22. Глыбы гранита, скатившиеся по живой осыпи Белоиркутной из МКГП Активный, и упокоившиеся на противоположном левом берегу (а) и на пролювиальном конусе выноса руч. Потайного (б). Фото 0108 и 0116.
Fig. 22. Granite blocks that rolled down the Beloirkutnaya live scree from the Aktivny ICGP and rested on the opposite left bank (a) and on the proluvial cone of the Potaynogo Creek outflow (6). Photos 0108 and 0116.

На конусе выноса (псевдотеррасе) ручья Потайного также много лежит перлювиальных глыб свалившихся с верхней 20-метровой псевдотеррасы, шириной 5–10 м — плеча трога Портулановского палеоледника, где снизу видны окатанные гранитогнейсовые глыбы размером от 2х1 до 0,5х1 м. Это вторая псевдотерраса, первая — это пролювиальный конус выноса катастрофических селей из долины руч. Потайного шириной 50–70 м. На Большой Осыпи Первых Бакалавров ЕГФ в этом году наблюдается активизация осыпания каменного материала и формирование лотков живых осыпей и конусов выноса на речной наледи, что косвенно может указывать на время их зарождения с началом таяния снега (рис. 23–24, 27).

В процессе детального изучения и наблюдения падения многочисленных каменных глыб по осыпям был раскрыт механизм их возникновения и развития.



Рис. 23. Две новых осыпи: 1-я и 2-я, возникшие в 2024 году из-за ранней оттепели в начале апреля. Осыпной материал насыпается прямо на речную наледь. Фото 0203. Надналедная белая полоска указывает на уровень речной наледи до первого потепления в начале апреля.

Fig. 23. Two new screes: 1st and 2nd, created in 2024 due to an early thaw in early April. The scree material is piled directly on the river aufeis. Photo 0203. The over-aufeis white stripe indicates the level of river aufeis prior to the first warming in early April.



Рис. 24. Живая осыпь № 2, по конусу выноса которой устанавливается два этапа осыпания весной 2024 г. Фото 0208-209.

Fig. 24. Live scree No. 2, whose outcrop cone establishes two stages of sedimentation in spring 2024. Photo 0208-209.

Появление новых осыпей, по нашему мнению, связано с характером погоды в этом году. Как следует из характера образования конусов выноса массовые осыпания горных пород стали возможны из-за следующей последовательности погодных состояний в начале апреля: резкое потепление с 5.04 по 10.04 и с 15.04 по 23.04 привело к резкому стаиванию снега на склоне осыпи Первых Бакалавров ЕГФ и обводненности обломков горных пород, лежащих в неустойчивом положении на ее крутой поверхности. Последующие похолодания (с 11.04 по 13.04 и с 24.04 по 27.04) привело к замерзанию этой воды и, как следствие, увеличению объема льда по сравнению с водой, что приподняло или просто сдвинуло горные обломки перпендикулярно поверхности, на которой они находились. Следующее потепление привело к таянию этого льда и смещению обломков уже не перпендикулярно поверхности, на которой они лежали до замерзания, а вертикально вниз, т. е. переместились ниже по склону. Этот момент для неустойчивых глыб становится еще более неустойчивым, и они легко могут при несовпадении центра тяжести обломка с вектором вертикального перемещения, привести к его вращению и даже качению или обвалу (рис. 26а). Таким образом при двухкратном оттаивании обломки на склоне испытывают три этапа перемещения, на последнем возможно его падение или качение по склону. Для большего понимания мы схематически показали этапы движения обломков Большой Осыпи Первых Бакалавров ЕГФ весной 2024 г. (рис. 26в-е). Обычное постепенное таяние (без замерзания) и стекание воды по склону или ее испарение не приводит к массовым смещениям обломков горных пород на склонах осыпей (рис. 26б). Вода постепенно стекает и обломки камней остаются на прежнем месте, т. к. никакая сила (в нашем случае сила расширения пространства при замерзании воды) не выводит их из равновесия.



Рис. 26. Этапы микросмещений обломков на склоне при замерзании и оттаивании.

1 – центр тяжести обломка горной породы и вектор вращения; 2 – вектор движения обломка породы при замерзании; 3 – вектор движения обломка при оттаивании; 4 – обводнение или оттаивание; 5 – замерзание воды.

Fig. 26. Stages of microdisplacements of debris on the slope during freezing and thawing.

1 -center of gravity of the rock fragment and rotation vector; 2 -vector of movement of the rock fragment during freezing; 3 -vector of movement of the fragment during thawing; 4 -watering or thawing; 5 -water freezing.



Рис. 27. Каменный материал конуса выноса осыпи изменил направление потока талых вод. Фото 0213-214.

Fig. 27. The rock material of the scree outcrop cone reversed the direction of meltwater flow. Photo 0213-214.

Выделенные 1-я и 2-я осыпи и их конуса выноса имеют разный возраст (см. рис. 24), первая закончила свое развитие после второго этапа смещения, а 2-я активно формировалась и во время IV этапа (см. рис. 26е).

Осыпной материал насыпается прямо на речную наледь. По характеру взаимоотношений осыпного материала с наледью можно установить два этапа формирования конусов выноса: первый этап протекал во время первой связки первого потепления, последующего похолодания и второго потепления (05.04 - 10.04)плюс морозный период плюс потепление 15.04-23.04), закончился этап значительным стаиванием речной наледи и размывом конусов выносы осыпей; второй этап состоялся в течение второго похолодания (24.04-28.04) и третьего потепления (29.04-30.04) и заключался в новой активизации осыпания только на осыпи № 2 И формирования у нее дополнительного слоя конусе выноса на на новом уровне подтаевших наледей.

То есть вторая осыпь, возникшая в первый период потепления и последующего похолодания в начале апреля, продолжила

свое формирование и в следующий период потепления плюс похолодания в конце апреля. На теплом этапе ее конус выноса был частично размыт, а после очередного периода похолодания пересыпан новобразованной осыпью. Осыпной материал новой осыпи, поступая на речную наледь, перекрыл поток талых наледных вод., который сменил продольное направление (по краю наледи) на перпендикулярное или поперечное и перевел водный поток с правого берега наледи на левый (см. рис. 25, 27). Для понимания механизма спонтанной смены направления течения талого наледного потока см. предыдущий раздел этой статьи.

Заключение

Таким образом, рассмотренные в статье материалы полевых мониторинговых наблюдений за высокогорными наледями и склоновыми осыпями в средней части долины Бел. Иркута горного массива Мунку-Сардык, позволили дополнительно расширить наши представления о динамике и генезисе формирования высокогорных наледей и раскрыть секрет спонтанного возникновения новых живых склоновых осыпей, в зависимости от погодных условий и, как следствие, установление механизма массового обрушения каменных глыб (см. рис. 26).

Литература

Алексеев В.Р. Криогенез и геодинамика наледных участков речных долин // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 2. С. 171–224. DOI 10.5800/GT-2015-6-2-0177

Коваленко С.Н. Рельефообразующая роль высокогорных наледей хребта Мунку-Сардык // Байкал-Родина-Планета / Материалы III Всероссийской научно-практической конференции (г. Иркутск, 21–22 октября 2016 г. Иркутск : Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. С. 35–38.

Коваленко С.Н. Некоторые особенности и геоморфологические признаки отличия палеоледников и палеоснежников горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 4. С. 182–196. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.182

Коваленко С.Н. Высокогорные наледи горного массива Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Мунку-Сардык : фотоархив : сайт : URL: https://serg-kov1654.livejournal.com/375.html (дата обращения: 14.06.2024).

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 2. С. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 3. С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Коваленко С.Н., Китов А.Д. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2023 году // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2024. Т. 4, № 2. С. 179–212. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.179

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Шушарин П.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2019 году // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 176–195. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.176.

Коваленко С.Н., Лихтарович Э.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы МункуСардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2021. Т. 1, № 1. С. 74–86. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 3-4 (8). С. 24–44. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: https://h.twirpx.one/file/1691928 (дата обращения: 14.06.2024).

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Некоторые морфометрические параметры и характеристика наледей района г. Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2014. № 1 (9). С. 54–68.

Мункоева Э.В., Коваленко С.Н. Объемы наледей в высокогорном районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2014. № 2-3 (10). С. 64–66. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: https://h.twirpx.one/file/1691916/ (дата обращения: 14.06.2024).

Мунку-Сардык.ру. Экспедиции // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: https://munkusardyk.ru/category/our-blog/expedition/ (дата обращения 14.06.2024)

References

Alekseev V.R. Cryogenesis and geodynamics of aufeis valleys // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6. Is. 2. P. 171–224. DOI 10.5800/GT-2015-6-2-2-0177

Kovalenko S.N. Relief-forming role of highmountain glaciers of the Munku-Sardyk Ridge // Baikal-Rodina-Planet / Proceedings of the III All-Russian Scientific and Practical Conference (Irkutsk, October 21-22, 2016). Irkutsk : Izd. of the Institute of Geography named after V.B. Sochava of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. V.B. Sochava SB RAS, 2016. P. 35–38.

Kovalenko S.N. Some features and geomorphological signs of palaeoglaciers and palaeosnowfields of the Munku-Sardyk mountain massif <u>DOI</u> <u>10.26516/2541-9641.2023.4.182</u> // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 182–196.

Kovalenko S.N. Cryogenic lithocurrents of the Munku-Sardyk mountain massif (Eastern Sayan) // Munku-Sardyk : photo archive : web site : URL: https://serg-kov1654.livejournal.com/375.html (date of access: 14.06.2024). Kovalenko S.N., Akulova Yu.V. Cryogenic lithocurrents of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 128-138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128

Kovalenko S.N.; Gergenov I.I. To the question about the sources of loose material, causes and places of catastrophic mudflows in the area of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Kovalenko S.N., Kitov A.D. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2023 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 179-212. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.179

Kovalenko S.N., Kitov A.D., Shusharin P.V. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2019 // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 176–195. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.176.

Kovalenko S.N., Likhtarovich E.V. Geological activity of glaciers in the area of Munku-Sardyk Mountain (Eastern Sayan) // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 74–86. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Types of mountain relief and the origin of glaciers in the area of Mount Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography of the East-Siberian State Academy of Education. 2013. No. 3-4 (8). P. 24–37.

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Some morphometric parameters and characterization of ice in the area of Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography of the East-Siberian State Academy of Education. 2014. No. 1 (9). P. 54–68.

Munkoeva E.V., Kovalenko S.N. Volumes of ice in the high-mountain area of Munku-Sardyk Mountain // Bulletin of the Department of Geography of the East Siberian State Academy of Education. 2014. No. 2–3 (10). P. 64–66. Electronic version of printed publ. access mode: https://h.twirpx.one/file/1691916/ (14.06.2024).

Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munkusardyk.ru (date of access: 14.06.2024).

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025, 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.

Гидрогеология, инженерная геология

УДК 550.844+546.791.027+632.126 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.151

Временные изменения ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U и концентраций элементов в минеральной воде из карбонатов в Олхинской скважине, юг Сибирской платформы: Условия проявления эффекта Чердынцева-Чалова

С.В. Рассказов^{1,2}, А.М. Ильясова¹, Е.П. Чебыкин^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия ³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Статья посвящена исследованию эффективности внедрения модульной кустовой По результатам мониторинга 2013–2022 гг. определяются изменяющиеся во времени соотношения компонентов минеральной воды из карбонатов, содержащих гипс и ангидрит при смене отношения активностей $^{234}U/^{238}U$ (*OA4/8*) от 11.82 до 15.71. С повышением этого показателя в минеральной воде возрастает также активность ^{234}U (*A4*) с проявлением в 2017–2022 гг. максимумов и минимумов. Вариации *A4* согласуются с изменением общей минерализации, содержаний всех макрокомпонентов (Ca, Na, Mg, Si, K, S и Cl) и части микрокомпонентов (U, Li, B, V, Mn, Br, Y, Rb и Sr) при обратном соотношении с концентрациями другой части микрокомпонентов (Cu, Sc, Nb, Mo, Ba, Ti, Zr и Cr). Делается вывод о том, что изотопы U варьируются в минеральной воде вследствие изменения химического растворения карбонатов. Минеральная вода обогащается атомами отдачи 234 U подобно другим растворяющимся компонентам, тогда как *OA4/8* осложняется зависимостью растворения U от окислительно-восстановительного потенциала (OBП).

Ключевые слова: подземные воды, ²³⁴U/²³⁸U, уран, карбонат, гипс, ангидрит, Сибирская платформа.

Temporal Changes of ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U, and Element Concentrations in Mineral Water from Carbonates in the Olkha Well, Southern Siberian Platform: Conditions for Displaying Cherdyntsev-Chalov effect

S.V. Rasskazov^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, E.P. Chebykin^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, ²Irkutsk State University, Russian Federation ³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Based on monitoring results of 2013–2022, the time-varying ratios of components in mineral water from carbonates containing gypsum and anhydrite are determined, when the activities ratios $^{234}U/^{238}U$ (*AR4/8*) vary from 11.82 to 15.71. With increasing this indicator, the activity of ^{234}U (*A4*) also increases in mineral water, with maxima and minima occurring in 2017–2022. Variations in *A4* are consistent with changes in total mineralization, the contents of all macrocomponents (Ca, Na, Mg, Si, K, S, and Cl), and some microcomponents (U, Li, B, V, Mn, Br, Y, Rb, and Sr), with an inverse trends of the other microcomponents (Cu, Sc, Nb, Mo, Ba, Ti, Zr, and Cr). It is inferred that U isotopes vary in mineral water due to changes in the chemical dissolution of carbonates. Mineral water is

enriched in 234 U recoil atoms like other dissolving components, whereas *OA4/8* is complicated by the dependence of U dissolution on oxidation-reduction potential (ORP).

Keywords: groundwater, Baikal, ²³⁴U/²³⁸U, uranium, active fault, evaporate.

Введение

В лабораторных условиях соблюдается циклическое равновесие отношения активностей ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ (*OA4/8*) \approx 1, соответствующее атомному отношению $\approx 5.47 \times 10^{-5}$. В природе равновесие нередко нарушается. Получаются значения ОА4/8 геологических объектов десятки и сотни единиц (Tokarev et al., 2006). Циклическое равновесие может быть нарушено по разным причинам. Эффект, вызванный деформацией пород в активном разломе и, как следствие, реализующийся в избыточной отдаче ²³⁴U в воду, циркулирующую через горные породы и минералы, был продемонстрирован В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым (Чердынцев, 1969, 1973; Чалов, 1975). Эффект Чердынцева-Чалова неоднократно регистрировался в откликах ОА4/8 подземных вод на сейсмические события. В подземных водах Грузии отмечалось 10-кратное косейсмическое возрастание ОА4/8 (Zverev et al., 1975).

Избыточное образование атомов отдачи 234 U (избыточной активности 234 U, A4) получает различные интерпретации. При этом гипотезы о природе возрастания OA4/8 основываются на разных подходах к его изучению (Киселев, Зыков, 2013; Яковлев и др., 2016; Kiselev et al., 2017; Timashev, 2018).

Настоящее исследование учитывает распространенное явление изменения изотопного эффекта U в природных подземных водах с течением времени. Так, в горячем источнике Японии Татсунокучи (Tatsunokuchi) определен интервал варьирующихся во времени значений *OA4/8* от 2.7 до 51 (Yamamoto et al., 2003). В горячих водах источника города Ниланд, США наблюдения продолжались 1.5 года и выявили изменения *ОА4/8*, предшествовавшие сильному сейсмическому событию. *ОА4/8* возросло от 2.6 до 4.5 в течение года с понижением концентрации урана от 0.0130 до 0.0055 мкг/дм³. Через 11 дней после сильного толчка *ОА4/8* понизилось трехкратно (до 1.5) при шестикратном повышении концентрации U (до 0.044 мкг/дм³) (Finkel, 1981).

В подземных водах активных разломов Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны были определены повышенные значения ОА4/8. В результате мониторинга на сейсмопрогностических полигонах западного и восточного структурных окончаний этой долины был обнаружен разный характер откликов ОА4/8 на подготовку и реализацию землетрясений. На западном окончании долины значения ОА4/8 ступенчато снижались вследствие закрытия трещин, препятствовавшего циркуляции глубинных вод при подготовке и реализации сильного землетрясения под Северным Хубсугулом. На восточном окончании значения ОА4/8 снижались (вследствие закрытия трещин) с переходом к резкому возрастанию и малоамплитудным вариациям (их открытием и циркуляцией глубинных вод) при подготовке и реализации сильного землетрясения под Южным Байкалом (Рассказов и др., 2018).

В подземных водах осадочного чехла Сибирской платформы определены значения *ОА4/8*, изменяющиеся от почти равновесного (близкого к 1) до 15.9. Наиболее высокое отношение получено в минеральной воде скважины, которая находится между Иркутском и Слюдянкой, вблизи ж-д станции Олха (рис. 1).



Рис. 1. Местоположение Олхинской скважины. **Fig. 1.** Location of the Olkha well.

Минеральная вода извлекается здесь скважиной глубиной 352 м из нижнекембрийских карбонатных отложений с гипсом и ангидритом. Ежегодное опробование этой скважины проводится в середине – второй половине июня. С июня 2013 г. до июня 2018 г. было выявлено последовательное возрастание значений отношения изотопов U на 4.1 единицы отношения активностей (Рассказов и др., 2020). В настоящей статье используется ряд наблюдений, продолжающийся до 2022 г. Цель статьи – использовать полученные мониторинговые данные для выяснения причин вариаций ОА4/8 и А4 с параллельным отслеживанием временных изменений микро и макрокомпонентов минеральной воды.

Отбор, хранение и аналитические исследования проб воды

При отборе проб для определения химического элементного состава образцы воды фильтруются через шприц-насадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-K, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech Gmbh, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. MCT-200-C, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70 %), дважды очищенная с помощью суббойлинговой 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 взвешиваются и рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). Пробы хранятся в холодильнике при положительной температуре. В подготовленных растворах определяется содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012).

Изотопы U определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). Применяется разработанная аналитическая методика (Чебыкин и др., 2007, 2015).

Временные ряды ОА4/8, А4 и концентрации U

Временные вариации *ОА4/8* минеральной воды Олхинской скважины характеризуются

плавной восхоляшей линией. В пробе 20.06.2013 определяется наиболее низкое 11.82, в пробах значение 16.06.2014, 27.06.2015, 11.06.2017 и 13.06.2018 получается возрастающий ряд значений, соответственно, 13.32, 14.41, 15.48 и 15.92. В 2013-2015 гг. значения ОА4/8 возрастают круто (отрезок I) и затем, в 2015-2018 гг., сменяются более пологим возрастанием (отрезок II). После точки перегиба 2018 г. на максимуме образуется плавно нисходящий отрезок пробах значений *OA4/8* в 13.06.2019, 08.07.2020 и 21.06.2021, соответственно, 15.71, 15.50 и 15.19 (отрезок III). После точки перегиба 2021 г. на минимуме в пробе 21.06.2022 вновь наблюдается возрастание ОА4/8 до 15.66 (отрезок IV). Таким образом, ряд наблюдений разделяется на 4 отрезка по 3-4 года: 2013-2015 гг., 2015-2018 гг., 2018-2021 гг. и 2021-2022 гг. В последнем отрезке обозначается начальная тенденция изменения ОА4/8 (рис. 2а).



Рис. 2. Временные вариации *ОА4/8* и содержания U (*a*) и *ОА4/8* и *А4* (*б*), возрастающих с течением времени в минеральной воде из Олхинской скважины.

Fig. 2. Temporal variations of *AR4/8*, U content (*a*), and *AR4/8*, *A4*, temporally increasing in mineral water from Olkha well.

Концентрация U с течением времени меняется независимо от изменения OA4/8. В начале ряда наблюдений определяется концентрация U = 0.47–0.50 мкг/дм³ при ее относительном возрастании в 2017 и 2020 гг. до 0.58 мкг/дм³ (рис. 2а).

Концентрация дочернего изотопа 234 U (*A4*) также возрастает, но линия его концентрации имеет ломаный характер. Вариация явно отличается от плавной линии *OA4/8* (рис. 26). Начальное значение *A4* = 5.8 (20.06.2013)

сменяется максимумами 9.0 (11.06.2017) и 9.1 (08.07.2020).

Результирующее отношение активностей 4/8 урана складывается из двух составляющих: U и ²³⁴U. Возникает вопрос – с каким из изотопных параметров урана коррелируются макро- и микрокомпоненты минеральной воды?

Макрокомпоненты

На графиках рис. 3 проводится сопоставление рядов ОА4/8 и А4 (соответственно, линии и шкалы красного и зеленого цвета) с рядами макрокомпонентов. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, общая минерализация (OM) составляет 1.5 г/дм³, а в ежегодных пробах ОМ линейно возрастает к 2017 г. до 3.8 г/дм³. В 2018 г. темп возрастания ОМ снижается на значение 3.9 г/дм³. Этот интервал наблюдений относится к двум первым отрезкам устойчивого возрастания ОА4/8. В 2019 г. ОМ резко снижается до 2.4 г/дм³, в 2020 г. возрастает до 3.9 г/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 2.7 г/дм³. Резко колеблющиеся значения ОМ вписываются во временной отрезок III ОА4/8. Относительное возрастание ОМ в 2022 г. до 3.1 г/дм³ сопровождается относительным повышением ОА4/8 на временном отрезке IV (рис. 3а).

Конфигурация линии содержания Са повторяет конфигурацию линии ОМ. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 162 $mr/дm^3$ Са, а в ежегодных пробах содержание Са последовательно возрастает к 2017–2018 гг. до 470 $mr/дm^3$. В 2019 г. содержание Са в воде резко снижается до 320 $mr/дm^3$, в 2020 г. возрастает до 440 $mr/дm^3$ и в 2021 г. вновь снижается до 330 $mr/дm^3$. Относительное возрастание содержания Са в 2022 г. до 370 $mr/дm^3$ сопровождается относительным повышением *ОА4/8* на временном отрезке IV (рис. 36).

Конфигурация линии содержания Mg также повторяет конфигурацию линии OM. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 61 мг/дм³ Mg, а в ежегодных пробах содержание Mg последовательно возрастает к 2017 г. до 139 мг/дм³. В 2018 г. содержание Mg в минеральной воде снижается до 135 мг/дм³, а в 2019 г. снижается резче – до 97 мг/дм³, в 2020 г. возрастает до 143 мг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 110 мг/дм³. Относительное возрастание содержания Mg в 2022 г. до 124 мг/дм³ сопровождается относительным повышением *OA4/8* на временном отрезке IV (рис. 3г).

Конфигурация линии содержания К повторяет конфигурацию линии ОМ. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 2.10 мг/дм³ К, а в ежегодных пробах содержание К последовательно возрастает к 2017–2018 гг. до 5.7–5.8 мг/дм³. В 2019 г. содержание К в воде резко снижается до 3.7 мг/дм³, в 2020 г. возрастает до 5.6 мг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 4.0 мг/дм³. Относительное возрастание содержания К в 2022 г. до 4.6 мг/дм³ сопровождается относительным повышением *ОА4/8* на временном отрезке IV (рис. 3е).

Конфигурация линии содержания S подобна конфигурации линии OM. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 43 мг/дм³ S, а в ежегодных пробах содержание S последовательно возрастает к 2017–2018 гг. до 480–510 мг/дм³. В 2019 г. содержание S в воде резко снижается до 370 мг/дм³, в 2020 г. возрастает до 540 мг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 390 мг/дм³. Относительное возрастание содержания S в 2022 г. до 430 мг/дм³ сопровождается относительным повышением *OA4/8* на временном отрезке IV (рис. 3ж).

Согласованное возрастание *ОА4/8*, ОМ и содержаний Са, Na, Mg, K, S наблюдается на временных отрезках I и II, в 2013–2017 гг. При выходе на максимум *ОА4/8* в июне 2018 г. тренд начинает нарушаться и весь отрезок III становится неустойчивым.

Временные вариации макрокомпонентов Si и Cl имеют особенности в начале ряда наблюдений. Cl остается низким в 2013–2015 гг. (290–400 мг/дм³) и резко возрастает в 2017–2018 гг. (860–950 мг/дм³) (рис. 33). Si обнаруживает аномально низкое содержание (3.4 мг/дм³) в 2015 г. (рис. 3д).

Вариации OM, а также Ca, Na, K, Mg, S согласуются между собой и лишь частично – с вариациями OA4/8, а с течением времени теряют согласованность с этим изотопным параметром. Минимумы и максимумы OM, а также частных макрокомпонентов повторяют минимумы и максимумы A4.



Рис. 3. Временные вариации *ОА4/8, А4* и содержаний макрокомпонентов в минеральной воде из Олхинской скважины.

Fig. 3. Temporal variations of OA4/8, A4, and major components in mineral water from Olkha well.

Микрокомпоненты

Временному изменению ОМ соответствует изменение концентрации микрокомпонентов Li, B, Rb и Sr. Вариации этих микрокомпонентов согласуются между собой и лишь частично – с вариациями *ОА4/8*, а с течением времени теряют согласованность. Однако эти микрокомпоненты повторяют минимумы и максимумы *А4*. В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 51 мкг/дм³ Li, а в ежегодных пробах содержание Li последовательно возрастает к 2018 г. до 175 мкг/дм³. В 2019 г. содержание Li в воде резко снижается до 94 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 142 мкг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 104 мкг/дм³. Относительное возрастание содержания Li в 2022 г. до 110 мкг/дм³ сопровождается относительным повышением OA4/8 на временном отрезке IV (рис. 4а).



Рис. 4. Временные вариации *ОА4/8, А4* и содержаний микрокомпонентов, возрастающих с течением времени в минеральной воде из Олхинской скважины.

Fig. 4. Temporal variations of *AR4/8*, *A4*, and trace components temporally increasing in mineral water from Olkha well.

В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 75 мкг/дм³ В, а в ежегодных пробах содержание В последовательно возрастает к 2018 г. до 155–171 мкг/дм³. В 2019 г. содержание В в воде снижается до 130 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 168 мкг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 137 мкг/дм³. Относительное возрастание содержания В в 2022 г. до 145 мкг/дм³ сопровождается относительным повышением *ОА4/8* на временном отрезке IV (рис. 46).

В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 3.1 мкг/дм³ Rb, а в ежегодных пробах содержание Rb последовательно возрастает к 2017–2018 г. до 7.9–8.0 мкг/дм³. В 2019 г. содержание Rb в воде снижается до 5.3 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 8.1 мкг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 6.0 мкг/дм³. Относительное возрастание содержания Rb в 2022 г. до 6.8 мкг/дм³ сопровождается относительным повышением *OA4/8* на временном отрезке IV (рис. 4ж).

В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 1540 мкг/дм³ Sr, а в ежегодных июньских пробах содержание Sr последовательно возрастает к 2018 г. до 4500–4600 мкг/дм³. В 2019 г. содержание Sr в воде снижается до 3100 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 4400 мкг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 3400 мкг/дм³. Относительное возрастание содержания Sr в 2022 г. до 3600 мкг/дм³ сопровождается относительным повышением OA4/8 на временном отрезке IV (рис. 43).

Возрастающие с течением времени значения концентраций с более сложными вариациями, особенно в начале мониторингового ряда, наблюдаются для микрокомпонентов Br, Y, V и Mn. В пробах воды, отобранных в 2013–2014 гг., содержится 230–280 мкг/дм³ Вг. В последующих пробах содержание Вг возрастает к 2017–2018 г. до 660–680 мкг/дм³. В 2019 г. содержание Вг в воде резко снижается до 370 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 710 мкг/дм³ и в 2021 г. вновь снижается до 430 мкг/дм³. Относительное возрастание содержания Вг в 2022 г. до 470 мкг/дм³ сопровождается относительным повышением *OA4/8* на временном отрезке IV *OA4/8* (рис. 4д).

В пробе воды, отобранной 20.06.2013, содержится 0.015 мкг/дм³ Ү. В следующие два года его концентрация снижается до значений 0.0002–0.0003 мкг/дм³, а 11.06.2017 содержание Ү возрастает до 0.011 мкг/дм³, а в 2018 гг. выходит на максимум 0.034 мкг/дм³. В 2019 г. содержание Ү в воде снижается до 0.02 мкг/дм³, в 2020 г. возрастает до 0.031 мкг/дм³ и в 2021 г. остается на этом же уровне. В 2022 г., на временном отрезке IV *ОА4/8*, концентрация Ү несколько снижается (рис. 4е).

Распределение ванадия во времени описывает синусоиду (рис. 4в). Для марганца низкая концентрация (1.82 мкг/дм³) определяется только в начале ряда, в 2013 г. В 2014– 2015 гг. концентрация этого элемента наиболее высокая (51–57 мкг/дм³) и в последующие годы снижается до интервала 30–44 мкг/дм³. Фактически большая часть мониторингового ряда Mn образует нисходящий тренд (рис. 4г).

Группа микрокомпонентов Cu, Sc, Nb, Mo, Ba, Ti, Zr и Cr обозначает общее снижение концентраций с течением времени (рис. 5). Определяется также подобное временное снижение гидрокарбоната (HCO3⁻) (не показано).



Рис. 5. Временные вариации *ОА4/8, А4* и содержаний микрокомпонентов, снижающихся с течением времени в минеральной воде из Олхинской скважины.

Fig. 5. Temporal variations of *AR4/8*, *A4*, and trace components temporally decreasing in mineral water from Olkha well.

Обсуждение

В подземных водах изменяется не только изотопный состав U, в них изменяется концентрация U. В минеральных водах Олхинской скважины различается два временных интервала изменения концентрации U. В 2013-2015 гг. его концентрация снижается (повышаются обратные значения концентрации) с возрастанием ОА4/8 от 12 до 15 единиц. В 2017–2022 гг. концентрация U возрастает (снижаются обратные значения концентрации), тогда как значения ОА4/8 остаются на уровне значений 15-16 единиц (рис. 6). трудно Уран растворим в воде в восстановительных условиях, поэтому снижение концентрации U в олхинской минеральной воде в 2013-2015 гг. интерпретируется в связи с действием восстановителя. В этих условиях возрастает ОА4/8. Уран растворяется в минеральной воде в окислительных условиях. Следовательно, возрастание концентрации U в олхинской минеральной воде 2017-2022 гг. свидетельствует о действии окислителя. В этих условиях ОА4/8 остается без изменения. Таким образом, эф-Чердынцева-Чалова (возрастание фект OA4/8) дает растворение карбоната в условиях воздействия восстановителя. При переходе к воздействию окислителя рост ОА4/8 прекращается.



Рис. 6. Диаграмма *OA4/8* – 1/U для олхинской минеральной воды в 2013–2015 и 2017–2022 гг. **Fig. 6.** AR4/8 vs 1/U plot for Olkha mineral water in 2013–2015 and 2017–2022.

Согласованность вариаций концентрации атома отдачи ²³⁴U с вариациями OM, макрои микрокомпонентов в минеральной воде свидетельствует о его переходе из твердого карбоната в раствор вследствие усиления растворения твердой карбонатной фазы. ²³⁴U добавляется в минеральную воду как любой другой растворяющийся компонент карбоната. Его вариации в олхинской минеральной воде в 2017–2022 гг. не зависят от воздействия окислителя при возросшей растворимости U относительно других компонентов (включая ²³⁴U).

Заключение

Полученные мониторинговые данные по минеральной воде из Олхинской скважины за период наблюдений 2013–2022 гг. свидетельствуют об изменяющихся во времени соотношениях макро- и микрокомпонентов. В ней проявляется прогрессирующее химическое растворение карбонатов, в результате которого *ОА4/8* возрастает от 11.82 до 15.92 и *А4* от 5.8 до 9.1. Соответственно, возрастает ОМ, содержания всех макрокомпонентов и частично микрокомпонентов.

Из сопоставления *OA4/8* и *A4* с макро- и микрокомпонентами минеральной воды следует вывод о существенном отличии в их поведении от первого изотопного параметра и о сходстве их поведения со вторым. Предполагается, что в 2013–2015 гг. *OA4/8* возрастает с понижением концентрации U под действием восстановителя, а в 2017–2022 гг. не изменяется с возрастанием его концентрации под действием окислителя, тогда как *A4* ведет себя как обычный компонент химического растворения карбоната.

Благодарности

Измерения *OA4/8* и концентраций элементов выполнялись Е.П. Чебыкиным, А.М. Ильясовой и А.П. Чебыкиным методом ICP–MS с подготовкой проб в лаборатории изотопии и геохронологии (ИЗК СО РАН) и с измерениями на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 се в Центре коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН).

Литература

Киселев Г.П., Зыков С.Б. Исследования эффекта Чердынцева-Чалова. Проблемы и перспективы // Материалы IV Международной конференции, г. Томск, 4–8 июня 2013 г. С. 275–278.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации ²³⁴U/²³⁸U 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 (²³⁴U/²³⁸U) 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

Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

Чердынцев В.В. Уран–234 // М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология // М.: Наука, 1973. 208 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 ²³⁴U/²³⁸U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 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., Грачёв М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 5. С. 613–631.

Яковлев Е.Ю., Киселёв Г.П., Дружинин С.В., Зыков С.Б. Исследование фракционирования изотопов урана (²³⁴U,²³⁸U) в процессе образования кристаллов льда // Вестн. Сев. (Арктич.) федер. ун-та. Сер.: Естеств. науки. 2016. № 3. С. 15–23. doi: 10.17238/issn2227-6572.2016.3.15

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.

Kiselev G.P., Yakovlev E.Yu., Druzhinin S.V., Galkin A.S. Distribution of Radioactive Isotopes in Rock and Ore of Arkhangelskaya Pipe from the Arkhangelsk Diamond Province // Geology of Ore Deposits. 2017. Vol. 59, No. 5. P. 391–406. DOI: 10.1134/S1075701517050014

Timashev S.F. On the nature of the Cherdyntsev– Chalov effect // Russian Journal of Physical Chemistry A. 2018. Vol. 92, No. 6. P. 1071–1075. DOI: 10.1134/S0036024418060183

Tokarev I., Zubkov A.A., Rumynin V.G., Polyakov V.A., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E. Origin of high ²³⁴U/²³⁸U ratio in post-permafrost aquifers // Uranium in the Environment: Mining impact and consequences. / B.J. Merkel, A. Hasche-Berger (eds.). Springer, 2006. P. 847–856.

Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., Komura K. Anomalously high ²³⁴U/²³⁸U activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2003. Vol. 255, No. 2. P. 369–373.

Zverev V.L., Dolidze N.I., Spiridonov A.I. Anomaly of even isotopes of uranium in groundwater of seismically active regions of Georgia // Geochemistry International. 1975. Vol. 11. P. 1720–1724.

References

Chalov P.I. Isotopic fractionation of natural uranium // Frunze: Ilim, 1975. 236 p.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. The first results of monitoring ²³⁴U/²³⁸U in water from active faults of the western coast of Southern Baikal // Doklady Earth 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. The current state of the waters of the river. Selenges on the territory of Russia by the main components and trace elements // Chemistry in the interests of sustainable development. 2012. Vol. 20. P. 613–631

Cherdyntsev V.V. Uranium–234. Atomizdat Press, Moscow, 1969. 308 p.

Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology // Science, Moscow, 1973. 208 p.

Finkel R.C. Uranium concentrations and ²³⁴U/²³⁸U activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Kiselev G.P., Yakovlev E.Yu., Druzhinin S.V., Galkin A.S. Distribution of Radioactive Isotopes in Rock and Ore of Arkhangelskaya Pipe from the Arkhangelsk Diamond Province // Geology of Ore Deposits. 2017. Vol. 59, No. 5. P. 391–406. DOI: 10.1134/S1075701517050014

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. The ²³⁴U/²³⁸U 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., 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. Vol. 11, No. 3. P. 632–650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496

Timashev S.F. On the nature of the Cherdyntsev– Chalov effect // Russian Journal of Physical Chemistry A. 2018. Vol. 92, No. 6. P. 1071–1075. DOI: 10.1134/S0036024418060183

Tokarev I., Zubkov A.A., Rumynin V.G., Polyakov V.A., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E. Origin of high ²³⁴U/²³⁸U ratio in post-permafrost aquifers // Uranium in the Environment: Mining impact and consequences / B.J. Merkel, A. Hasche-Berger (eds.). Springer, 2006. P. 847–856.

Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., Komura K. Anomalously high ²³⁴U/²³⁸U activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2003. Vol. 255, No. 2. P. 369–373.

Zverev V.L., Dolidze N.I., Spiridonov A.I. Anomaly of even isotopes of uranium in groundwater of seismically active regions of Georgia // Geochemistry International. 1975. Vol. 11. P. 1720–1724.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, 664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, meл.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru. **Rasskazov Sergei Vasilevich,** 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.

Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер, 664033, 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, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, email: ila@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, старший научный сотрудник, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033, 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, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, email: epcheb@yandex.ru.

Экспедиции

УДК 550.42.14+551.21+552.333+(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.164

По следам П.А. Кропоткина: Изучение юных базальтовых лав в районе Сайлагского водопада. Восточный Саян

С.В. Рассказов^{1,2}, С.В. Снопков^{2,3}, А.П. Папаев⁴, Д.И. Парфенов², Д.А. Петров², Б. Хайдаков⁴

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия 3 Сибирская школа геоначк. Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия ⁴Орликская средняя школа, пос. Орлик, Россия

Аннотация. Выполнены полевые наблюдения на Усть-Жом-Болокском лавовом покрове Окинской впадины юго-восточной части Восточного Саяна, впервые исследованном П.А. Кропоткиным почти 160 лет назад. В разрезах Сайлаг и Номто-Гол определены лессовидные отложения, подстилающие и перекрывающие лавовый покров. Сделан вывод об извержении лавового покрова в условиях сухого холодного климата конца плейстоцена и о его более позднем эрозионном расчленении р. Окой в условиях более теплого климата и обводненности территории в голоцене.

Ключевые слова: базальты, лессовидные отложения, аллювий, голоцен, поздний плейстоиен, Восточный Саян.

In the Footsteps of P.A. Kropotkin: Study of young basaltic lavas in the Sailag Waterfall Area of Eastern Sayans

S.V. Rasskazov^{1,2}, S.V. Snopkov^{2,3}, A.P. Papaev⁴,

D.I. Parfenov², D.A. Petrov², B. Khaidakov⁴

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia ⁴Orlik Secondary School, Orlik, Russia

Abstract. Field observations were performed on the Ust-Zhom-Bolok lava cover of the Oka basin in the southeastern part of Eastern Sayans. In the Sailag and Nomto-Gol sections, loess-like deposits, underlying and overlying the lava cover, were identified. It is inferred that the lava cover erupted in conditions of a dry cold climate at the end of the Pleistocene and was dissected by the Oka River in conditions of a warmer climate and abundant water content of the territory in the Holocene.

Keywords: basalts, loess-like deposits, alluvium, Holocene, late Pleistocene, Eastern Sayans.

Введение

Почти 160 лет назад в возрасте 23 лет Петр Алексеевич Кропоткин посетил юго-восточную часть Восточного Саяна и провел геологические исследования молодых вулканических сооружений в долине р. Жом-Болок и в пали Хикушка. Указывая причину поездки. он писал: «В прошлом году в «Северной пчеле» ... появилось известие о замечательных водопадах на р. Оке, впоследствии подхваченное и другими журналами. Корреспондент положительно обозначал место водопадов (близь Окинского караула), утверждал, что один из них должен превзойти все водопады в мире, так как вода падает с высоты, может быть, 100 саж. в Оку, и прибавлял, что даже рисунки этого замечательного водопада были сообщены г. Черепановым в «Иллюстрацию», но неизвестно почему не напечатаны. Сибирскому Отделу [Русского Географического общества] желательно было узнать, действительно ли так велик этот водопад, и потому мне было поручено отправиться в Окинский караул, измерить высоту падения воды в Окинских водопадах и составить подробное их описание». (Кропоткин, 1867).

Водопад Сайлаг находится на Усть-Жом-Болокском лавовом покрове, в центре субширотной Окинской долины, которая соотносится с высоким Окинским (Кропоткинским) хребтом так же, как рифтовая Тункинская долина соотносится с высоким Тункинским хребтом (рис. 1). Поверхность лав западной части покрова находится на абсолютной высоте около 1370 м, восточной части покрова - на высоте 1295-1300 м и ниже. Покров почти изометричен в плане (имеет размеры 7.5×4.5 км) и занимает площадь около 30 км². Вулканические фрагменты меньших размеров распространяются и восточнее, вниз по долине р. Оки, и западнее, вверх по долине р. Жом-Болока.



Рис. 1. Местоположение района наблюдений в юго-восточной части Восточного Саяна (*a*) и космический снимок Google Earth территории Усть-Жом-Болокского вулканического покрова с местоположением изученных разрезов вулканогенно-осадочной толщи АБ (Сайлаг) и ВГ (Номто-Гол) (*б*). Схема *a* из работы (Флоренсов, 1960). На космоснимке *б* показаны абсолютные высоты кровли вулканического покрова в его западной (1370 м), северо-восточной (1295 м) и юго-восточной (1300 м) частях.

Fig. 1. Location of the observation area in the southeastern part of Eastern Sayans (*a*) and a space image Google Earth of the territory of the Ust-Zhom-Bolok volcanic cover with the location of the studied sections of volcanogenic-sedimentary strata: AB (Sailag) and VG (Nomto-Gol) (*b*). Scheme *a* is after (Florensov, 1960). Satellite image δ shows the absolute heights of the roof of the volcanic cover in its western (1370 m), northeastern (1295 m), and southeastern (1300 m) parts.

В Центральной и Восточной Азии широко распространены вулканические извержения конца плейстоцена и голоцена, последних 14 тыс. лет. Вулкан Хорго Центральной Монголии извергался в начале голоцена, тогда как вулканы Восточной Азии сохраняли активность в позднем голоцене, а некоторые из них находятся в состоянии подготовки к вулканическим извержениям (Рассказов, 1982; 1999; Рассказов и др., 2000; Чувашова и др., 2007, 2022; Рассказов, Чувашова, 2018). Юные вулканы Центральной Монголии и юго-восточной части Восточного Саяна находятся в единой Хангай-Бельской области сочетания растяжения и сжатия литосферы в западной части Байкальской рифтовой системы (Рассказов и др., 2014). Извержение вулкана Карер-дакси случилось южнее, в хр. Кунь-Лунь, в 1951 г. В связи с этим возникает вопрос о времени последних извержений саянских вулканов; подобны ли они во временном отношении последним монгольским извержениям или могут представлять собой более молодые события, такие как извержения вулкана Кар-ер-дакси в хр. Кунь-Лунь или в Восточной Азии?

Вслед за П.А. Кропоткиным вулканические породы в пади Хикушка и в долине р. Жом-Болок неоднократно посещались геологами в основном в районе вулканов Кропоткина и Перетолчина (Адамович и др., 1959; Гросвальд, 1965; Киселев и др., 1979; Ярмолюк и др., 2003). В 1990-м г. на водопаде Сайлаг были взяты образцы базальтов совместной российско-американской экспедицией, в которой принял участие известный вулканолог Дж. Лур и один из авторов этой статьи. Высказывались разные мнения о времени молодых извержений. Для ориентировочной оценки этих событий, однако, было бы логично, прежде всего, подробно задокументировать геологические условия залегания лавовых слоев.

В начале июля 2024 г. по следам П.А. Кропоткина была организована совместная экспедиция студентов геологического факультета ИГУ и школьников Орликской средней школы. Она проходила по дороге Орлик–Хужир, через пункт отправки экспедиции П.А. Кропоткина, в котором установлена мемориальная табличка (рис. 2а), и была направлена к водопаду Сайлаг – одному из красивейших мест Восточного Саяна (рис. 2б). Цель настоящей статьи – представить результаты выполненных геологических наблюдений в районе этого водопада.



Рис. 2. Мемориальная табличка П.А. Кропоткина на гранитной скале (*a*) и водопад Сайлаг, срывающийся с поверхности базальтового потока (*б*).

Fig. 2. Memorial plaque to P.A. Kropotkin on a granite rock (a) and the Sailag waterfall, falling from the surface of a basalt flow (b).

Вводные замечания о вулканических породах Окинского плоскогорья

Кайнозойские вулканические породы Окинского плоскогорья давно привлекали внимание исследователей-геологов. Первая возрастная определенность в отношении лав была получена С.В. Обручевым (1946), который отобрал пробы из линзы осадочных отложений в основании толщи г. Хирписа, и по спорам и пыльце из этих отложений А.Н. Криштофовичем было дано заключение о принадлежности осадочных пород к миоцену. В 1960–1970-х гг. М.Е. Медведевым были детально охарактеризованы геоморфологические условия накопления кайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ Окинского плоскогорья и приведены сведения о составе петрогенных оксидов этих пород (Киселев и др., 1979).

В 1970–80-х гг. на Окинском плоскогорье проводилась государственная геологическая съемка масштаба 1:50 000. Позже, полученные материалы обобщались в рамках ГДП-200. При составлении геологических карт были разработаны новые представления о геологическом строении и рудоносности территории юго-восточной части Восточного Саяна, в том числе по кайнозойским базальтам. По разрезам тиссинской серии вулканических и вулканогенно-осадочных пород было выполнено комплексное датирование осадочных отложений по спорово-пыльцевым комплексам и вулканических пород К– Аг и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методами. С учетом положения

в рельефе, тиссинская серия была расчленена на 3 свиты: сорокскую (нижний-средний миоцен, 20–12 млн лет), хирписинскую (верхний миоцен, 11–5 млн лет) и хирбэсинскую (плиоцен, 5.0–1.5 млн лет).

Лавы, спускающиеся по долине р. Жом-Болок с хр. Большой Саян до долины р. Оки, относятся к самостоятельному стратону, который коррелируется с четвертичными вулканическими породами Восточно-Тувинского вулканического поля. Вулканы пади Хикушка и лавы долины р. Жом-Болок датируются в целом верхним плейстоценом и голоценом (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000).

Строение разреза вулканогенноосадочной толщи в районе водопада Сайлаг

В долине р. Жом-Болок лавы почти не эродированы. Поскольку глубина эрозионного вреза не превышает первые метры, сложилось представление об образовании единого 75-километрового «Жом-Болокского лавового потока» (рис. 3). Между тем в долине р. Жом-Болок отмечались узкие каньоны, через которые лава не могла спускаться с верховьев долины в ее нижнее течение. Здесь могли действовать самостоятельные центры извержений. Тальвег долины р. Оки находится на 20–30 м ниже поверхности лавового потока. В обнажениях наблюдается несколько лавовых слоев и перемежающихся с ними осадочных отложений (рис. 4).



Рис. 3. Слабо расчлененная поверхность лавового потока в долине р. Жом-Болок (район Шарза). **Fig. 3.** Slightly dissected surface of a lava flow in the Zhom-Bolok River valley (Sharza area).



Рис. 4. Положение линии разреза на космоснимке Google Earth (*a*) и схематический разрез Сайлаг на Усть-Жом-Болоком вулканическом покрове (*б*).

Fig. 4. Position of the section line on the space image Google Earth (*a*) and the schematic Sailag section of the Ust-Zhom-Boloky volcanic cover (*b*).

Водопад Сайлаг питается одноименным водотоком (малым Жом-Болоком) шириной в несколько метров, протекающим вдоль края лавового поля с запада на восток. В результате пятящейся эрозии водопад продвинулся к настоящему времени от устья каньона на р. Оке на 112 м. Другой водоток (Ехэ-Саган-Сайр), спускающийся с хр. Кропоткина северо-восточнее водопада Сайлаг, выработал в своей приустьевой части, на р. Оке, каньон шириной 156 м и в результате пятящейся эрозии продвинулся на 450 м до резкого перегиба продольного профиля в лавовой толще.

В верхней и средней частях стенок каньона водопада Сайлаг обнажаются 2 лавовых потока. В нижнем потоке толстостолбчатая отдельность сменяется мелкокомковатой отдельностью, в верхнем потоке отдельность крупноглыбовая (рис. 5). Подошва верхнего потока трассируется по пористому базальту, составляющему полосу первые десятки сантиметров. Общая видимая мощность двух лавовых потоков не превышает 13 м. Эта мощность была принята П.А. Кропоткиным (1967) как характеристика всего лавового покрова в долине р. Оки. Основание каньона заколлювиальными отложениями. крыто Крупно-глыбовая осыпь высотой 8-10 м протягивается по всей его периферии. Падающая вода выбила углубление в центре каньона, от которого начинается русло водотока, впадающего в р. Оку (см. рис. 2б).



Рис. 5. Базальты средней части каньона Сайлаг с толстостолбчатой и мелкокомковатой отдельностью (т.н. 1, 2) (*a*) и его верхней части с крупноглыбовой отдельностью (т.н. 3) (*б*).

Fig. 5. Basalts of the middle part of the Sailag canyon with thick-columnar and fine-lumpy jointing (sites 1, 2) (a) and its upper part with large-block jointing (site 3) (b).

Между каньонами Сайлаг и Ехэ-Саган-Сайр, вдоль р. Оки, протягивается стенка, сложенная базальтами и осадочными отложениями (рис. 6а). Протяженность стенки от мыса каньона Сайлага до мыса каньона Ехэ-Саган-Сайра составляет 340 м. От каньона Сайлага протягивается единый лавовый поток мощностью 7–8 м с толстостолбчатой отдельностью. Образцы базальтов, отобранные в т.н. 1 и т.н. 2, относятся к единому слою с образцами базальтов, отобранными в т.н. 117 и т.н. 13. Подстилающие осадочные отложения обнажены под подошвой базальтового потока почти на всем протяжении этого обнажения и закрыты осыпью только вблизи каньона Сайлага.

В основании видимой части разреза находятся валунники. Они вскрываются эрозией на 7 м. На уровне слоя валунников встречаются обрушившиеся оползневые блоки базальтовых слоев, которые можно ошибочно принять за лавы, переслаивающиеся с обломочными отложениями. На мысу каньона Ехэ-Саган-Сайра такой фрагмент, однако, действительно находится внутри слоя валунников (т.н. 14.2) (рис. 6б). Он явно образовался до основного потока толстостолбчатого базальта и может рассматриваться как порода ранний вулканической фазы.



Рис. 6. Базальтовый поток между каньонами Сайлаг и Ехэ-Саган-Сайр (*a*), обнажение фрагмента валунника под его подошвой (*б*), обнажение слоев базальта и валунника мыса каньона Ехэ-Са-ган-Сайра (*в*) и валунника этого обнажения (т.н. 14-1) (*г*).

Fig. 6. Basalt flow between the Sailag and Ekhe-Sagan-Sayr canyons (*a*), outcrop of a fragment of boulder under its base (*b*), outcrop of basalt and boulder layers in the cape of the Ekhe-Sagan-Sayr canyon (*c*), and the boulder layer of this outcrop (site 14-1) (*d*).

Под подошвой лавового потока, выше слоя валунников, залегает слой пылеватых лессовидных отложений мощностью до 1 м. Порода имеет серый цвет (рис. 6б), но на большей части обнажения обожжена базальтовым потоком, в связи с чем приобретает персиковую окраску (рис. 6а). В восточной части обнажения трещины и пустоты в базальтах заполнены желтым аргиллитовым материалом. Если базальтовый поток имеет монолитное сложение, этот материал образует слой до 2 см в его основании, на границе с лессовидной породой (рис. 6в), если поток теряет монолитность, аргиллиты пронизывают все его тело и образуют прожилки в подстилающем обожженном лессовидном материале (рис. 6г). Желтый аргиллит имеет позднее происхождение. Очевидно, сто он скопился в результате циркуляции вод, сопровождавшейся вмывом глинистых частиц в осадочно-вулканогенную толщу после ее образования.



Рис. 7. Отложения у подошвы лавового потока: лессовидная порода персикового цвета, обожженная подошвой базальтового потока (a), то же серого цвета без признаков обжига (δ), прожилок желтого аргиллита в подошве базальтового слоя (b) и то же в обожженной лессовидной породе (c). На панели c аргиллитом заполнены трещины и пустоты базальтового потока.

Fig. 7. Sediments at the base of a lava flow: peach-colored loess-like rock, burned by the base of a basalt flow (a), the same of gray color without signs of burning (b), veins of yellow argillite at the base of a basaltic layer (a), and the same in burned loess-like rock (c). In panel c, cracks and voids of the basaltic flow are filled with argillite.

В разных местах Усть-Жом-Болокского лавового покрова на его поверхности находятся скопления лессовидных отложений мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Вскрытие показало слоистое строение этих пород с последовательной сменой цвета слоев от коричневого (под современной почвой) через белесый до темносерого (рис. 76). В левом борту каньона ЕхэСаган-Сайра наблюдается слой валунников мощностью первые м. Этот слой переходит в обширную равнину центральной части Окинской впадины. По высокой степени обработки валунов и галек и отсутствию базальтов в его составе этот материал подобен валунникам, подстилающим базальтовый покров.



Рис. 8. Отложения на поверхности лавового покрова: валунник в левом борту каньона Ехэ-Саган-Сайра (*a*) и вскрытые слои лессовидной породы (*б*).

Fig. 8. Sediments on the surface of the lava cover: boulder on the left side of the Ekhe-Sagan-Sayr canyon (a) and exposed layers of loess-like rock (b).

В основании базальтового обнажения левобережья Ехэ-Саган-Сайра осадочные отложения не обнаружены. Основание склона занято крупноглыбовой осыпью. На восточном мысу каньона Ехэ-Саган-Сайра обнажаются два лавовых слоя, прослеживающихся вдоль обнажения вниз по р. Оке. На расстоянии 50– 60 м верхний поток базальта с толстостолбчатой отдельностью сохраняет монолитность, но затем начинает фрагментироваться (рис. 7a). В нем образуются трещины, заполненные спекшимися комками пористого базальта (рис. 7б), обособляются блоки с веерообразной толстостолбчатой отдельностью (рис. 7в) и фрагменты массивной породы в виде пластин (рис. 7г). Латеральный переход к фрагментированной структуре базальтового слоя свидетельствует о кристаллизации магматического расплава в нестабильных условиях, которые могли создаваться на окраине вулканического покрова или вблизи центра извержения.



Рис. 9. Латеральный переход от лавового потока базальта с толстостолбчатой отдельностью к его фрагментированной части (*a*) и детали фрагментации: заполнение трещины спекшимися ком-ками пористого базальта между фрагментами массивной породы (*б*), веерообразная

толстостолбчатая отдельность в обособившемся блоке (e) и фрагмент массивной породы в виде пластины (r). На панели a желтыми прямоугольниками показано местоположение фрагментов панелей $\delta - r$.

Fig. 9. Lateral transition from a basalt lava flow with thick-columnar jointing to its fragmented part (*a*) and fragmentation details: filling of a crack with fused lumps of porous basalt between fragments of massive rock (δ), fan-shaped thick-columnar jointing in an isolated block (*e*), and a fragment of massive rock in the form of a plate (*e*). In panel *a*, yellow rectangles show the location of fragments of panels δ -*e*.

Строение разреза вулканогенноосадочной толщи в районе Номто-Гола

Этот разрез в целом подобен разрезу Сайлаг и дополняет его. В широкой долине р. Оки намечаются два террасовидных уступа, выработанные в процессе ее формирования. В верхней части склона долины различаются два базальтовых слоя (т.н. 6 и 7), разделенные галечником (рис. 10). Преобладает галька 4– 5 см, уплощенной формы, хорошо окатанная (класс 3 по шкале А.В. Хабакова). Встречается редкая галька до 15 см. Наполнитель слабо промытого крупнозернистого песка составляет 50–60 %. Перекрывающие лессовидные отложения составляют до 6 м (рис. 11).





Fig. 10. Schematic section of volcanogenic-sedimentary strata in the Nomto-Gol area, along the B Γ line (Fig. 1). Symbols are as in Fig. 4.



Рис. 11. Соотношения верхнего базальтового покрова с перекрывающими и послеэрозионными лессовидными отложениями и подстилающими галечниками (*a*) и мощная толща лессовидных отложений выше базальтов в левом береговом обрыве р. Оки (б) напротив долины Номто-Гола.

Fig. 11. Relationships between the upper basalt cover with the overlying and post-erosional loess-like sediments and underlying pebbles (*a*) and a thick stratum of loess-like sediments above the basalts in the left side of a cliff in the Oka River (δ) opposite the Nomto-Gol valley.

Обсуждение

Реконструкция образования базальтового покрова

В настоящее время большая часть Усть-Жом-Болокского лавового покрова покрыта почвой и занята лиственничным лесом с кустарниковым подлеском, хотя на неровной поверхности аа-лавы растительность местами отсутствует. Часть территории Окинской впадины не залесена и представляет собой степную зону, покрытую почвой с травянистой растительностью.

В разрезе Сайлаг базальтовые лавы подстилаются и перекрываются эоловыми (лессовидными) отложениями, в которых какихлибо растительных остатков не обнаружено. На расстоянии почти полукилометра лавами перекрыта ровная остепненная поверхность. Персиковые следы обжига в подстилающих лавы пылеватых лессовидных отложениях обозначают сгоревший почвенно-растительный слой. Если почва и травянистая растительность отсутствует, лессовидные отложения сохраняют первичную серую окраску.

Ровная поверхность центральной части Окинской впадины, по-видимому, была создана ледниковым покровом, который отутюжил и выровнял накопившийся во впадине валунный и галечниковый материал. Какиелибо следы взаимодействия лав с ледниками отсутствуют. Непосредственно перед извержением основного лавового потока ледник стаял, и пост-ледниковая равнина покрылась пылеватым эоловым материалом. В результате вулканического извержения подвижных базальтовых магматических расплавов образовалась щитовая постройка, бронировавшая пост-ледниковую равнину, на которой, в отсутствии водотоков, прошла эоловая планация рельефа. Поверхность извергнутой лавы находится на 10-15 м выше равнины, подготовленной покровным ледником и доработанной эоловой деятельностью. Какое-то время эоловый перенос пылеватых частиц продолжался и после лавового извержения. В результате, поверхность лав была перекрыта слоем лессовидных отложений, мощность которых в западинах вулканического рельефа превышала 6 м.

Эоловые отложения, сопровождавшие излияние Усть-Жом-Болокского лавового покрова, формировались в условиях сухого холодного климата, скорее всего, в конце плейстоцена. В голоцене климат сменился на более теплый. Возросла обводненность территории. Восточный край лавового покрова был расчленен р. Окой. Сначала базис эрозии реки соответствовал уровню подошвы лавового покрова. Инфильтрация трещинных подземных вод привела к накоплению в трещинах и кавернах лав желтого глинистого материала. При снижении базиса эрозии циркуляция подземных вод прекратилась. Глинистый материал превратился в плотные аргиллиты. Подобный факт инфильтрации подземных вод с внедрением глинистых частиц в пористые базальты на уровне эрозионного вреза был выявлен прежде в вулканической толще, вскрытой скважинами на Боксонском месторождении бокситов (Рассказов, 1993; Чувашова и др., 2021).

Глубинная эрозия р. Оки привела к расчленению осадочных отложений Окинской впадины, подстилающих лавовый покров. Глубина вреза относительно добазальтовой равнины в районе Сайлага местами составила не более 3 м, а в районе Номто-Гола превысила 22 м. Такая разница свидетельствует об относительном послебазальтовом опускании северо-восточной части Усть-Жом-Болокского покрова. Подошва базальтового покрова в центральной части Окинской впадины (в районе Сайлага) была опущена относительно его подошвы на ее южной окраине (в районе Номто-Гола) приблизительно на 27 м (рис. 12). При поднятии территории в районе Номто-Гола оформились террасовидные уступы, выработанные в долине р. Оки (см. рис. 10).



Рис. 12. Схема перекоса добазальтовой равнины, реконструируемой в Окинской впадине по подошве последнего базальтового покрова.

Fig. 12. Scheme of tilting pre-basalt plain, reconstructed in the Oka basin along the base of the last basalt cover.

О Сайлагском водопаде

Водопад Сайлаг образовался подобно Ниагарскому водопаду, в котором верхний уступ сложен твердыми известняками, а ниже них находятся менее устойчивые слои глин и песчаников. Вода Ниагарского водопада, срывающаяся с уступа высотой 55 м, образует в глинах водобойный колодец глубиной более 60 м, в котором неустойчивый глинистый материал вовлекается в переработку. С 1764 до 2008 г. Ниагарский водопад продвинулся вверх по реке на 250 м. За 244 года скорость его отступления составила около 1 м в год.

Водопад Сайлаг питается гораздо меньшим объемом воды, чем Ниагарский, и образовался сравнительно недавно. Об этом свидетельствует слабое выражение русла питающей реки. Вода срывается вниз с небольшой прорези в базальтовом уступе. Первоначально уступ находился в борту р. Оки и к настоящему времени продвинулся на 112 м от ее русла благодаря вовлечению в движение подбазальтового рыхлого осадочного материала, подобному вовлечению глинистого материала под Ниагарским водопадом. Иными словами, ниже базальтов находятся рыхлые обломочные отложения, вовлекающиеся в переработку в водобойном колодце Сайлага (рис. 13). Водопад существовал 159 лет назад, во время посещения П.А. Кропоткина. Конкретные реперы о продвижении Сайлагского водопада вверх по реке отсутствуют. Скорость его отступления была явно меньше скорости отступления Ниагарского водопада.



Рис. 13. Схема строения водопада Сайлаг. **Fig. 13.** Schematic structure of the Sailag waterfall.

Прообраз будущей долины р. Сайлага – более разработанная долина р. Ехэ-Саган-Сайр, которая, очевидно, первоначально имела водопад, превратившийся с течением времени в водоток, круто спускающийся по базальтовому каньону. Организация сравнительных наблюдений в каньонах могла бы дать количественную оценку скорости пятящейся эрозии на водопадах и врезающихся речных водотоках Усть-Жом-Болокского базальтового покрова.

Заключение

Экспедиция по следам П.А. Кропоткина 2024 г. была направлена на изучение строения Усть-Жом-Болокского лавового покрова в районе водопада Сайлаг. В разрезах Сайлаг и Номто-Гол выполнены полевые наблюдения и определены лессовидные отложения, подстилающие и перекрывающие лавовый покров. Сделан вывод об извержении лавового покрова в условиях сухого холодного климата конца плейстоцена и о его более позднем эрозионном расчленении р. Окой в условиях более теплого климата и обводненности в голоцене. В качестве основной геологической причины образования водопада Сайлаг предполагается сложение верхней части уступа срыва водного потока крепким базальтом и переход к рыхлым валунникам, легко подвергающимся разрушению в основании стенки каньона.

Благодарности

Поездка студентов и школьников на Жом-Болокский лавовый поток была организована директором Орликской средней школы Окинского района Б.Д. Шарастепановым и зам. директора по воспитательной работе А.П. Папаевым. Мы благодарим водителя автобуса Орликской школы Дондок Дашеевича Бадмаева за помощь в проведении геологических маршрутов.

Литература

Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г., Зоненшайн Л.П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина // Мат-лы по региональной геологии. 1959. Вып. 5. С. 79–90.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М. : Наука, 1965. 167 с.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск : Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 1979. 197 с.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения Императорского Русского географического об-ва. 1867. Кн. 9/10. https://oldcancer.narod.ru/Geography/PAK-PvOk.htm

Обручев С.В. Развитие рельефа Восточного Саяна // Труды Ин-та географ. Ан СССР. 1946. Вып. 37. С. 115–123.

Рассказов С.В. Юные вулканиты хребта Удокан (Северное Забайкалье) // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 125–136.

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

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

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., 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., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского госуниверситета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.–Л.: Издво АН СССР, 1960. 258 с.

Чувашова И.С., Алокла Р., Рассказов С.В. Инфильтрация глин в поры и каверны неогеновых базальтов Восточного Саяна // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 16–26.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и СевероВосточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОІВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.

References

Adamovich A.F., Grosvald M.G., Zonenshain L.P. New data on the Kropotkin and Peretolchin volcanoes // Materials on regional geology. 1959. Issue 5. P. 79–90.

Chuvashova I.S., Alokla R., Rasskazov S.V. Infiltration of clays into pores and caverns of Neogene basalts of the Eastern Sayan // Geology and Environment. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 16–26.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. Holocene volcanism in Central Mongolia and North -Eastern China: asynchronous decompression and fluid melting of the mantle // Volcanology and Seismology. 2007. No. 6. P. 19–45.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Tracing of potential seismic structure in the Taryat depression of Central Mongolia by volcanic eruptions from an OIB-like source 50–9 thousand years ago // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region / Proceedings of the East Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Issue 19. Geological series. Moscow–Leningrad: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1960. 258 p.

Grosvald M.G. Development of the relief of the Sayan-Tuva highlands. Moscow: Nauka, 1965. 167 p.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. Volcanism of the Baikal rift zone and problems of deep magma formation. Novosibirsk: Publishing house Nauka, Siberian Branch, 1979. 197 p.

Kropotkin P.A. Trip to the Okinsky guard // Notes of the Siberian branch of the Imperial Russian Geographical Society. 1867. Book. 9/10. https://oldcancer.narod.ru/Geography/PAK-PvOk.htm

Obruchev S.V. Development of the relief of Eastern Sayans // Proceedings of the Institute of Geogr. Academy of Sciences of the USSR. 1946. Issue 37. P. 115–123.

Rasskazov S.V. Young volcanics of the Udokan ridge (Northern Transbaikalia) // Late Pleistocene and Holocene of the south of Eastern Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1982. P. 125–136.

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

Rasskazov S.V. Middle Holocene change in tectonic stresses in the volcanic zone of the Udokan ridge, Eastern Siberia // Volcanology and seismology. 1999. No. 2. P. 70–74.

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., 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.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Vodneva E.N., Stepanova O.N. Assessment of modern activity of the Central Asian mantle in retrospect of Quaternary magmatic events: control of mantle melting by accumulation and melting of glaciers // Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series. 2014. Vol. 8, No. 2. P. 91–101.

Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Ivanov V.G. Structure, composition, sources and mechanism of valley outpourings of lava flows of Zhom-Bolok (Holocene, South Baikal volcanic region) // Volcanology and Seismology. 2003. No. 5. P. 41–59.

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033, 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.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664025, 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, Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3, Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,

Leading Researcher,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Папаев Алексей Пурбоевич,

кандидат географических наук, зам. директора по воспитательной работе, Орликская средняя школа, пос. Орлик, Окинский район Бурятская Республика, email: papaev13@rambler.ru. **Papaev Alexey Purboevich,** Candidate of Geography, Deputy Director for Educational Work, Orlik Secondary School, Orlik settlement, Okinsky district, Buryat Republic,

email: papaev13@rambler.ru.

Парфенов Даниил Игоревич,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент второго курса. **Parfenov Daniil Igorevich,** 664025, Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, student of the second course.

Петров Дмитрий Александрович,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент второго курса, Petrov Dmitry Alexandrovich, 664025, Irkutsk, st.Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, student of the second course.

Хайдаков Баясхалан,

пос. Орлик, Окинский район Бурятская Республика.

Khaidakov Bayaskhalan,

Orlik Secondary School, Orlik settlement, Okinsky district, Buryat Republic.

УДК 910.2(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.179 Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2023 году

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов²

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ²Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги и кратко освещаются полевые работы экспедиций 2023 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.

Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk region in 2023

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov²

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Sochava Institute of Geography, CO RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results are summarized and the field work of the 2023 expeditions of the studentteaching 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 aufeis, slope landforms and processes forming them were carried out in the valleys of the Bely Irkut, Bugovek, Muguvek rivers: regime surveys of high-mountain aufeis, and weather monitoring was traditionally conducted.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, nival-glacial formations, research work, regime observations of aufeis, weather monitoring.

В 2023 г. к горе Мунку-Сардык были традиционно предприняты две экспедиции при участии членов клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: с 27 апреля по 3 мая двадцать первая весенняя экспедиция и с 27 июля по 9 августа 2023 г. двадцать вторая летняя.

В первой экспедиции участвовало 20 человек из них 7 членов клуба Портулан, один сотрудник Института географии и три с Института земной коры СО РАН. С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцать первая экспедиция... 2024). Во второй экспедиции приняли участие члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с. н. с., кандидат технических наук А.Д. Китов, инженер Влад Белоусов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, и турист Вадим Игнатьев. С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцать вторая экспедиция... 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, наледей, каменных глетчеров и мерзлотно-каменных горных потоков.

XXI весенняя экспедиция



Рис. 1. Загрузились на Пролетарской и готовы к выезду, 8^{35} , фото Е. Косогорова. **Fig. 1.** We loaded at Proletarskaya and are ready for departure, 8^{35} , photo by E. Kosogorov.

Заезжали и выезжали, как и в прошлом году, на Истане с Антоном Цяцька (рис. 1).

Сбор на кануне запланировали от Центра по охране и изучению снежного барса Ир-ГАУ на ул. Пролетарской 9 в 7⁰⁰. Но, начавшийся 26 апреля снег, все расставил по-своему. На улице ранним утром не было ни одного следа ни от машин, ни от людей, город засыпало неглубоким снегом, поэтому с возникшими от снега проблемами справились к 8^{35} , а из города выехали только в 9⁴⁰ и в 10⁴⁵ были на Глубокой, возле кафе «На каретной», где скопилось много фур, т. к. снег продолжал идти и по тракту носились снегоуборочные машины.

После небольшого отдыха и походов в туалет в 10⁰⁰ малой скоростью двинулись

дальше. По обочинам дороги стояли многочисленные фуры, а двигались только легковые автомашины. В Култуке первый раз сквозь пелену проглянуло солнце.

В 12⁰⁰–12³⁰ в придорожном кафе в пос. Быстрая перекусили домашними заготовками Евгения (сыр, колбаса, хлеб, чай в термосах) и в 14⁰⁰ уже отмечались в МЧС в Кырене (рис. 2). Пришлось звонить в Улан-Удэ и перечислять всех участников группы. Оказывается заявку надо подавать заранее дней за десять по Интернету. Очередной бюрократический препон. Это у кого же за 10 дней формируется окончательный состав группы, только у коммерческих платных групп.


Рис. 2. У конторы МЧС в Кырене, фото Е. Косогорова.

Fig. 2. By the office of the Ministry of Emergency Situations in Kyren, photo by E. Kosogorov.

В Мондах на пограничном блок-посту никого из туристов не было, поэтому сверку пропусков и паспортов прошли быстро и в 16⁰⁰ были у кафе на устье Бел Иркута. Здесь все как прежде: много старых знакомых, бурят-сойотов на квадроциклах, туристов с рюкзаками, много припаркованных машин (200 р. за сутки стоянки). Работает два кафе.

Путь по Бел. Иркуту от моста до Стрелки в этом году в ледовом отношении очень благоприятен для захода и выхода. Вода шла сплошным потоком до 25 апреля, а 26 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. Цена заброски от кафе до Стрелки на квадроцикле или буране 700 р. с человека и 700 р. за рюкзак. Место на этом транспорте лучше забронировать (тел.: 89834338200). Ожидать будут по приезду у кафе и на обратном пути при спуске после ледопадов на Мугувеке.

Лагерь нас встретил заснеженным и неуютным, много места занято коммерческими 4-х секционными 8 и 12-местными палатками-кишечниками с печками. Их темно-синий цвет создает сумрак в палатке, а когда светит солнце в ней жарко и душно. Эти палатки (2 шт.) пустовали большую часть времени, пока мы там жили. Первые жители появились в них только после обеда 1 мая, сразу залезли в палатки и затихли.

У костра в первый день сидели до часу ночи, слушали песни Евгения Косогорова.

28.04.2023, второй день, акклиматизационный

Маршрут № 1 по Бел. Иркуту

На интервале маршрута до устья руч. Наледного были изучены наледи Белоиркутная, Наскальная, 1-я и 2-я термальные². Белоиркутная наледь в этом году характеризуется стандарным среднестатистически-ежегодным характером проявления: ровная неширокая, идти по ней очень удобно. В районе лагеря на 4/5 заливает большой камень в русле реки (рис. 3). Наскальной наледи в этом году нет, а термальные — залиты речной и ничем тоже не выделяются, конус выноса наледи Ночной в обычном состоянии. На этом интервале сфотографированы классические конуса выноса склоновых отложений левого борта: коллювиальный, пролювиальный дисперсионный, а также прекрасное налегание нерасчлененных ледниково-селевых отложений на скальный цоколь плеча трога п/л Белоиркутного (рис. 4).

² Схемы расположения наледей и номера линий см. (Коваленко и др., 2022).



Рис. 3. Речная Белоиркутная наледь в районе лагеря Портулан, 28.04.2023 г., фото 4029. **Fig. 3.** River Beloikutnaya aufeis cap in the area of Portulan camp, 28.04.2023, photo 4029.



Рис. 4. Налегание пролювиально-гляциальных (нерасчленных) отложений на цоколь плеча трога п/л Белоиркутного, фото 4003-04.

Fig. 4. Overlying proluvial-glacial (unbranched) sediments on the basement of the shoulder of the Beloirkutnoe trog shoulder, photo 4003-04.

Наледь Ручья Наледного в своем самом прекрасном максимальном развитии, как в 2002 г., когда мы ее впервые увидели.

Александр Китов с Владимиром Загорским сняли показания с термохрона на границе леса по р. Бел. Иркут.

Сойоты вблизи идолов на Стрелке поставили баню, конусовидную юрту, делают обзорную веранду. Стройматериалы завозят на грузовике.

После обеда потянулись опять целые вереницы туристов вверх по реке — новый праздничный наплыв. Проехал грузовик и две «Буханки». Вечером, после ужина до 23–24 часов слушали песни у костра под гитару Евгения Косогорова. Разошлись все как-то быстро, видимо сказывался тяжелый акклиматизационный день или положительная температура окружающего и опьяняющего воздуха гор (+4 °C).

К ночи пошел мелкий дождик со снежком, который шуршал по палатке почти всю ночь, но утром никакого снега не обнаружилось.

29.04.2023 г., третий день

Лагерь Портулан, 1800 м								
Время	1400	1700	20^{00}	2300				
t °C	13	9	5	2				
АД, гПа	813.4	812.3	812.5	811.3				
БД, гПа	1010.6	1013.0	1012.4	1011.1				
Ветер	Слабый	Слабый	Ветер средний	Тихо				
Атм. явления	Обл. 80 %, дымка	Обл. 50 %	80 %, дымка	50 %				
Комфорт	+	+	+/	_				

Солнце вышло в 8^{40} . Много туч, местами на склонах гор туман, $t^{\circ} = +4 + 5^{\circ}$, в палатке +8-9°, тепло и комфортно. На реке на наледи мокрый снег, но вода не течет. На лагерях шум и шевеленье масс.

Сегодня Игорь Гергенов первым из 150 туристов-восходителей в этот день поднялся на вершину, за ним взошла Наталья, потом в 17⁰⁰ на вершину поднялся Евгений. Все получили сертификаты участников Горного фестиваля 2023 г. Снега под вершиной много, восходить на вершину можно даже без кошек. Камни не сыпятся.

Погода весь день была прекрасной, возле вершины изредка шел снег и дул ветер.

Весь день по реке идут и едут туристы.

30.04.2023 г., четвертый день

Лагерь Порт	улан, 1800	M			
Время	2^{00}	500	800	1100	2300
t °C	0	-2	4	12	2
АД, гПа	810.3	808.9	808.2	806.2	802.4
БД, гПа	1106.7	1005.5	1005.4	1001.9	1000.5
Ветер	Тихо	Тихо	Тихо	Слабый	Слабый
Атм. явления	25 %	Ясно	Ясно	25 %	Пасм. Снежок или дождик
Комфорт	_		+	+	_

К ночи упало давление и пошел снег

Сегодня ходили в маршрут в долину р. Буговек, на Усть-Бугувекскую наледь, которая в этом году находится в стандартном, самом полном своем развитии: ровная, мощная, спускается в пойму Иркута довольно красивым голубым ледяным сливом, а в верх по долине заливает большую часть кустов на островах и в пойме, но наледный остров в этом году все же возвышается на 1.5–2 м.



Рис. 5. Речная наледь впервые за 20-летний период наблюдений залила эту стоянку туристов, 30.04.2023, фото Н.В. Хаминой.

Fig. 5. River ice for the first time for the 20year observation period flooded this camping site, 30.04.2023, photo by N.V. Khamina.

В этом году на Усть-Буговекской наледи вблизи скал недалеко от автомобильного моста Владом Яворским была обнаружена уникальная большая промоина. Длина ее была более 30 м, глубина более 2 м, ширина 0.5–1 м. По такой промоине можно ходить в полный рост, лишь в некоторых узких местах протискиваясь, выдыхая весь воздух из легких. По наличию таких глубоких промоин можно заключить, что в начале апреля была значительная оттепель, во время которой произошло некоторое стаивание наледей. По ходу маршрута вверх по долине произвели фотографирование и замеры уровней наледи на 17–14-х, 11-й, 8А-й, 8-й реперных линиях, т. е. до самого верха наледи.

Маршрут закончили примерно в 150 м от последней 8-й линии (Пещерка). В районе Красной Скалы произвели отбор пробы воды на уран из ключа с хорошо развитым водорослевым матом мощностью до 20–30 см.

Наледь Бол. Буговекскую исследовать не удалось из-за трудности прохода интервала реки с отсутствием наледи (от линии № 8 до верхнего выхода из ущелья Горбунова. Большие перлювиальные валуны запорошенные свежим рыхлым снегом.

На обратном пути следуя вверх по Белому Иркуту нашли красную метку на верхнем выходе ущелья Кривое Колено, незамеченную утром. Её высота 75 см от уровня наледи. Белоиркутная речная наледь в этом году залила стоянку И.И. Тупицина под скалкой с нишей напротив живой осыпи (рис. 5). На остальной части обрыва под Лесной наледью она до верха не достает 1–1,5 м. Хорошо, после схода свежего снега, проявились боковые наледи Ближняя и Портулановская. В пределах последней над самым большим ручьем бившим из-под большого валуна, имеется довольно ясный бугор высотой более 1 м и размером 4х7 м по площади.

На посту пограничников узнали, что на момент нашего прохождения в сторону Мунку-Сардык проследовало 1010 туристов. А ниже устья руч. Ледяного примерно в 150 м начали сооружать навесной канатный мост. Между двумя большими валунами натянули три стальных троса и положили 4-5 м деревянного настила, по которому надо будет двигаться, держась за третий, верхний трос, на высоте более 3-4 м. Трудность переправы по такому мосту с большим рюкзаком еще будет заключаться в том, что для перехода помосту вначале надо взобраться на большие валуны высотой более 3 м, а потом, держась лишь одной рукой, идти по узкому мосту на большой высоте. Когда сделают, и кто делает неизвестно!? Летом этот мост бесследно исчез.

Проходя мимо живой Белоиркутной осыпи (в 19⁰⁰) сделали ее панораму (рис. 6-7).

Наледь Лесная выходит на обрыв двумя небольшими шириной 1–1,5 сливами. Наледи Детская и Руч. Ледяного в обычных пределах.



Рис. 6. Живая осыпь Белоиркутная. В верхней части виден выдвигающийся блок мерзлых пород мерзлотно-каменного горного потока Активный, внизу по речной наледи проходит трасса всех туристических маршрутов, 30.04.2023 г., 19²⁷, фото 4060-62.

Fig. 6. Beloirkutnaya live scree. In the upper part one can see an advancing block of frozen rocks of the permafrost-stone mountain stream Active, below the river ice is the route of all tourist routes, 30.04.2023, 19²⁷, photo 4060-62.



Рис. 7. Выдвигающийся блок мерзлых пород мерзлотно-каменного горного потока Активный, 30.04.2023 г., 19³⁰, фото 4063-65.

Fig. 7. Extending block of frozen rocks of the permafrost-stone mountain stream Active, 04/30/2023, 19³⁰, photo 4063-65.

1.05.2023 г., пятый день, снежный

Лагерь По	ортулан, 1	800 м						
Время	200	5^{00}	800	1100	14 ⁰⁰	17 ⁰⁰	2000	2300
t °C	-1	-2	_4	-3	-2	-2	-5	-6
АД, гПа	801.8	800.1	800.9	800.7	801.0	802.5	805.4	806.5
БД, гПа	1000.1	994.1	994.49	996.6	994.6	996.3	999.9	1000.0
Ветер	Тихо	Тихо	Слабый	Ветер	Ветер	Слабый	Тихо	Тихо
Атм. явле- ния	Пасм., снежок	Пасм., сне- жок	Пасм., снеж	Снег 5 см	Слабый снег	Слабый снег	Идет снег	Идет снег
Комфорт	_	_	_	_	+	_	_	_

В 14⁰⁰ выглядывало солнце, но потом к 18²⁰ разошелся снег, который шел почти до ночи.

Погода с утра мерзопакостная, холодная, периодически идет снег. Солнце появилось только около 14 часов. Сегодня часть

участников экспедиции уезжает, поэтому селали общую фотографию всех участников (рис. 8).



Рис. 8. Общее фото участников XXI весенней экспедиции 2023 г., фото 4066. **Fig. 8.** General photo of the participants of the XXI spring expedition 2023, photo 4066.

Ближе к ночи около 24 часов вернулись из четырёхдневного маршрута Антон и Света. Им сегодня пришлось весь день пробиваться по глубокому снегу, глубина которого от Жохоя, где его более 30 см, к Стрелке (10 см) постепенно снижалась. Шли почти все время по спутниковому навигатору в снежной пелене и тумане, заходили на хребет снимать фотоловушки. На перевал Архаров поднялись уже затемно. По Бел. Иркуту путь был тоже не сахар. Из-за этого глубокого снега они и задержались на целый день, т. к. при заходе пришлось заночевать на половине пути под раскидистым кедром. На вагончике устроили днёвку, потом один день отработали по полной и на обратном пути доделали недоделанное.

2.05.2023 г., шестой день

eren epo riopr	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , 	, 111					
Время	200	500	800	1100	14 ⁰⁰	17 ⁰⁰	2300
t °C	-8	-11	-8	0	-2	4	-6
АД, гПа	808.0	808.4	809.0	809.9	809.9	810.6	813.2
БД, гПа	1004.0	1004.0	1005.0	1006.5	1005.8	1010.3	1010.6
Ветер	Тихо	Тихо	Слабый	Слабый	Слабый	Тихо	Тихо
Атм. явления	100 %	100 %	Обл. 75 %	Обл. 75 %	Обл. 75 %	Обл. 50 %	Ясно
Комфорт	-	-	—	+	+	-	—

Лагерь Портулан, 1800 м

С утра сыро и неуютно, холодно. Никто никуда не собирается.

После завтрака А. Китов с Володей ушли вниз снимать показания термохронов по долине Бел. Иркута.

Туристов на реке и на портулановской поляне мало, не шумят квадроциклы. Видимо сказываются рабочие дни. Очередной наплыв будет в 4-х дневные праздничные дни 6–9 мая. Небольшая активизация квадроциклов наблюдалась только около 17 часов.

3.05.2023 г., седьмой день, выезд в Иркутск

лагерь портулан, г	000 M			
Время	2^{00}	5^{00}	800	1100
t °C	-8	-9	-6	-3
АД, гПа	815.5	816.0	816.4	817.0
БД, гПа	1013.3	1014.5	1014.5	1016.1
Ветер	Тихо	Тихо	Тихо	Слабый
Атм. явления	Ясно	Ясно	25 %	Пасм. снежок
Комфорт	-	-	—	-

Ночью температура опускалась до -9 °C. Далее до отъезда была хорошая погода, обл. 60-80 %.

Массовый подъем сегодня начался в 8^{30} , но собрались лишь в 12^{00} – 12^{10} , и в 13^{00} были у машины около кафе.

На всем пути работал спутниковый навигационный прибор, который, к счастью, записал трек всего пути до Иркутска. В результате, при небольшой доработке, получился великолепный наглядный профиль маршрута с Мунку-Сардык до Иркутска (рис. 9), и уточнилось время следования по маршруту и некоторые его интересные количественные параметры: выехали в 13⁴⁵; в 14⁰⁷ были на околице пос. Монды, (абс. высота 1319 м); в 14¹⁷ на пограничном посту (абс. высота 1290 м); в 15²⁷ на заправке в Кырене (755 м); в 15⁵⁷ на отвороте в Аршан (748 м); с 17²⁰ до 17⁵⁰ обедали в Култуке на берегу Байкала (451 м); в 18²⁰ поднялись на Олхинское плоскогорье (959 м); в 19⁰⁰ были в г. Шелехов (456 м); в 20⁰⁷ разгрузились в Академгородке (448 м); в 20²⁰ были дома. XXI весенняя экспедиция клуба Портулан успешно завершилась. Иркутянам предпринимать такие экспедиции намного легче, чем улан-удэнцам, т. к. Иркутск находится к Мунку-Сардык на 238 км ближе, чем Улан-Удэ (улан-удэнцам 338 км до Култука, а иркутянам только 100 км).



Рис. 9. Профиль и трек маршрута с Мунку-Сардык до Иркутска. **Fig. 9.** Profile and track of the route from Munku-Sardyk to Irkutsk.

Выводы

XXI весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык весной 2023 г. прошла довольно успешно.

Научные достижения

1. Во время экспедиции совершено 43 пог. км научных маршрутов.

2. Сняты показания термохронов по долинам рек Бел. Иркут, Мугувек. Карта установки термохронов, по которым ведётся температурный мониторинг, была представлена в описании весенней экспедиции 2022 г. (Китов и др., 2024).

Ряд термохронов установлен в труднодоступных в данное время местах. Эти термохроны имеют большой объем памяти и позволяют накапливать данные в течение года. Поэтому их показания будут сняты во время летней экспедиции. В данной экспедиции считаны данные с термохронов с малым объёмом памяти, находящиеся в доступных местах и, которые необходимо заменить на современные термохроны. Данные получены с термохронов под номерами: 1, 2, 3, 4 и 11.

3. Произведены ежегодные режимные наблюдения следующих высокогорных наледей: по долине р. Бел. Иркут — Большая Белоиркутная, Белоиркутная, Ручья Наледного, Лесная, Портулановская, Архаров, Ближняя; по долине р. Буговек — Усть-Буговекская, Буговекская.

4. Владом Яворским недалеко от автомобильного моста по р. Буговек обнаружена и произведена ее фото-видео документация большой промоины вблизи скал, по которой можно ходить в полный рост, лишь в некоторых узких местах приходиться протискиваться, выдыхая весь воздух из легких. Длина более 30 м, глубина более 2 м, ширина 0.5–1 м.

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. 6-7). 6. Сделано 662 фотоснимка: С. Коваленко снято 155 снимков, из них 125 научных и 30 жанровых, изготовлено 8 фотопанорам; Н. Хаминой отснято 117 фотоснимков и 12 видеофрагментов жанровой тематики; Евгением Косогоровым отстнято 390 фото и кинофрагментов нашей экспедиционной жизни.

7. За семь дней взято 25 сроков метеонаблюдений. Было довольно холодно, ночью температура опускалась до минимальной температуры -12 °C (в ночь с 1 на 2 мая), а днем поднималась до 16 и 17,5 °C. Теплые дни были 28–29 апреля и 2 мая, холодные дни были 30 апреля и 1 мая. Снега достаточно много, он выпал накануне 26 апреля и шел с вечера 30 апреля и весь день 1 мая.

8. Сотрудники Центра по охране и изучению снежного барса (ИрГСХА) сходили на р. Жохой и в трудных условиях глубокого снега сняли показания фотоловушек, которые зафиксировали присутствие снежного барса в этом районе.

Спортивно-досуговые достижения

1. Приняли участие в традиционном ежегодном горном спортивном фестивале по скоростному восхождению на вершину Мунку-Сардык 3491 м: Н. Хамина, И. Гергенов, В. Загорский, Е. Косогоров, А. Китов.

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. Каждый вечер у костра пел свои песни наш бард Евгений Косогоров.

XXII летняя экспедиция

В этой экспедиции приняли участие шесть человек: 1. Александр Китов (руководительорганизатор), ст. науч. сотр. ИГ СО РАН, канд. техн. наук.

2. Сергей Коваленко, доц. каф. динамической геологии ИГУ, канд. геол.-минерал. наук.

3. Владислав Белоусов, аспирант ИГ СО РАН.

4. Вадим Игнатьев, турист-помощник экспедиции.

5. Алексей Лысов, главный водитель (только завёз экспедицию до Буговека на Ленд Крузер 100).

6. Андрей Гамаюнов, водитель (только вывез экспедицию на УАЗике).

С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцать вторая летняя... 2024).

27.07.2023, заезд и заход на лагерь Портулан

Сбор в Институте географии СО РАН в 8^{00} , выезд в 8^{07} и в 13^{20} уже разгружались вблизи автомобильного моста на Буговеке.

После разгрузки, распределили продукты по рюкзакам, из-под моста достали прошлогодние палки-помогалки и не спеша в 15⁰⁰ прибыли на первый (заходной) лагерь Буговек-1, что в 800 м от устья реки. Здесь перераспределили продукты между участниками экспедиции, оставили немного продуктов на два дня на выход и в 15³⁰ вышли в маршрутпереход до лагеря Портулан. Общий вес переносимого груза по какой-то странной и неизвестной причине не изменился (табл. 1).

Таблица 1

Table 1

Weight of expedition cargo carried							
Vuoctuuk Hepevolio	Вес рюкзака (в кг) на переходах между ла	Вес рюкзака (в кг) на переходах между лагерями					
участник перехода	От машины до лагеря Буговек-1	От Буговек-1 до Портулана					
А.Д. Китов	34.0	33.5					
С.Н. Коваленко	25.2	22.0					
В.В. Игнатьев	32.0	31.0					
В.Ю. Белоусов	26.7	31.2					
Сумма:	117.9	117.7					

Вес переносимого экспедиционного груза

В этом году в течение всей экспедиции везде, вплоть до вершины, много комаров, которые исчезают только днем и ночью, а также при разведении костра.

В этот же день были сделаны и первые научные наблюдения: остатков льда Усть-Буговекской наледи нигде нет, воды в реке мало; из-за большой мощности весенних наледей этого года они значительно сильнее преобразовали аллювий, пример этого мы воочию наблюдали в районе моста на р. Буговек и в приустьевой части руч. Ледяного (рис. 10).

Остатки наледи по этому ручью сохранялись до конца первого квартала августа (рис. 11).



Рис. 10. Перелопаченный, талыми наледными водами, аллювий руч. Ледяного, 27.07.2023, фото 4480. Уровень льда весенней наледи показан пунктиром.

Fig. 10. Overfractured, by melted aufeis water, alluvium of Ledyanyi brook, 27.07.2023, photo. 4480. Spring aufeis level is shown as dotted line.



Рис. 11. Остатки льда от наледи Ручья Ледяного, 7.08.23, фото 4743. **Fig. 11.** Ice remnants from the aufeis of the Aufeis Creek, 7.08.23, photo 4743.

В этом году, как и в прошлом, опять приходил медведь, нарыл своих закопушек на традиционных местах (рис. 12). Живая Белоиркутная осыпь, как и в прошлом году, ровная, однородная, без наледи и существенных промоин (рис. 13).



Рис. 12. Медвежья закопушка 27.07.2023, фото 4463. **Fig. 12.** Bear burrow of 27.07.2023, photo 4463.



Рис. 13. Живая осыпь Белоиркутная летом 06.08.23 — результат деятельности каменного потока Активный, фото 4722-24.

Fig. 13. Live scree Beloirkutnaya in the summer of 06.08.23 — the result of the activity of the stone stream Active, photo 4722-24.

Свободного места на портулановской поляне летом много, ставь палатку, где хочешь (рис. 14).



Рис. 14. Палаточный городок экспедиции на лагере Портулан, фото В. Белоусова. **Fig. 14.** Tent camp of the expedition at the Portulan camp, photo V. Belousov.

Ужинали домашними заготовками: мясоеды — пиколини, сыром и хлебом, вегетарианцы — сыром, хлебом, печеньем.

28.07.2023, переход на лагерь Геологический

В 6¹⁰ прилетело пять воронов, раскричались над кострищем. Пришлось вылезать из палатки и махать им рукой.

После небольшого обеда-перекуса (вермишель-паутинка, сыр, хлеб), собрали палатки и 17²⁰ вышли по тропе, что идет по долине р. Бел. Иркут (по тропе Татьяны Макаренко никто в этом году не ходил, и она вся заросла травой, что значительно затрудняло ее поиск), в 19²⁰, когда река вышла из ущелья, перешли ее вброд и в 19⁴⁰ начали подъем на высокую террасу правого берега Бел. Иркута. Вначале после брода дошли по правому берегу до небольшого ручья, далее вверх по нему, забирая на левый его борт до нашей тропы на третьей террасе, и уже по ней до лагеря. Вес рюкзаков по-прежнему вблизи пределов возможного (у меня 16 кг, у Влада 27.5 кг, Вадима — 24.8) и невозможного (у Александра — 30.1 кг), поэтому Александру

пришлось почти весь путь челночить — ходить туда-сюда, перенося попеременно то один большой рюкзак, то другой — маленький. На лагерь Геологический он добрался уже в сумерках (в 21³⁰).

Быстро поставили палатки, Влад заварил карагану-гривастую, мы приготовили ужин: вермишель-паутинку, хлеб, печенье, зелень, для мясоедов пригодились пиколини.

Начали фиксировать метеорологические сроки в этой экспедиции (табл. 2), записывая силу ветра по шкале Бофорта, которая позволяет определить скорость ветра в м/с или его силу в баллах (рис. 15).

Таблица 2

Лагерь Портулан, 1800 м, с 23⁰⁰ лагерь Геологический 2100 м

Table 2

Camp Portulan.	1800 m.	from 23	300 Camp	Geological	2100 m

Время	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	23^{00}			
t °C	10	17	23	22	9			
АД, гПа	816.1	815.6	814.2	813.8	785.5			
БД, гПа	1011.5	1014.8	1011.2	1009.5	1015.0			
Ветер по Бофорту	1	2	3	3	1			
Атм. явления	Обл. 50 %, дымка	Обл. 75 %	Обл. 20 %	Обл. 10 %, дымка	Ясно			
Комфорт	+	+	+	+	+/			
Т		1130 - 10	140.40	20 50 10 120				

Температура на биметаллическом термометре в 11^{30} была: $t^{\circ}_{cpoчная}=14^{\circ}$, $t^{\circ}_{max}=20.5^{\circ}$, $t^{\circ}_{min}=-42^{\circ}$.

Название ветрового режима	Скорость ветра (км/ч)	Баллы	Признаки
Затишье	0-1.6	0	Дым идет прямо вверх
Лепий ветерок	3.2-4.8	1	Дым изгибается
Лепиий бриз	6.4-11.3	2	Листья шевелятся
Слабый бриз	12.9-19.3	3	Листья двигаются
Умеренный бриз	20.9-28.9	4	Листья и пыль летят
Свежий бриз	30.6-38.6	5	Тонкие деревья качаются
Сильный бриз	40.2-49.9	6	Толстые деревья качаются
Сильный ветер	51.5-61.1	7	Стволы деревьев изпибаются
Буря	62.8-74.0	8	Ветаи ломаются
Сильная буря	75.5-86.9	9	Черепица и трубы срываются
Полная буря	88.5-101.4	10	Деревья вырываются с корнем
Шторм	103.0-120.7	11	Везде повреждения
Ураган	Eonee 120.7	12	Большие разрушения

v **a**100

12-бальная шкала Бофорта



Рис. 15. Шкала Френсиса Бофорта и его портрет (по Шкала Бофорта... 2024). **Fig. 15.** Francis Beaufort's scale and his portrait (after Beaufort's Scale... 2024).

29.07.2023, маршрут к леднику Радде

Лагерь I еологиче	скии, 210	00 м						
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	8	6		23	26	24		13
АД, гПа	785.2	784.7↓	784.7	784.7	783.8	783.4↓	783.4	784.8↑
БД, гПа	1014.5	1013.6	1014.1	1013.9	1013.2↓	1012.8↓	1012.7↓	1013.6↑
Ветер по Бофорту	1	1	1	2	2	5	5	4

Атм. явления	Ясно	Ясно, роса	75 %	25 %	75–90 %	50 %, дымка	75 %	Дождь
Комфорт	_	—	+	+	+	+	+	+

 $t^{\circ}_{min}=6^{\circ}$, к вечеру активизировались комары, с 21^{30} до 22^{30} гроза без ветра, с 23^{23} до 23^{40} сильная гроза с ветром и ливнем.

С утра обильная роса, большие окна синего неба, звездная холодная ночь указывают на хорошую погоду сегодня. Можно идти в маршрут.

Александр с Владом собираются на ледник Радде, Вадим отдыхает. Укатали его наши крутые горки, ведь они вчера с Владом занесли продукты на лагерь Дом-2.

Работу Александр с Владом сделали на сто и более процентов. Китов даже зашел на горку (г. Откол, фТ № 27) перед каром ледника и сфотографировал его с точки, с которой фотографировал Перетолчин в 1900 году. Ходили на ледник Радде 10 часов 45 мин. Вышли по тропе в 9⁰⁵, в кар палеоледника Уютный поднялись к 10⁵⁰, дальше путь по камням палеоледника Промежуточного, большому снежнику, по которому можно пройти быстрее чем по камням, но снежник почти стаял. Ровно через час подошли к низу конечной морены ледника Радде, абс. высота 2712 м. На верх уступа гряды конечной морены поднялись за 20 минут, абс. высота 2791 м. Спустились на моренное поле. В нем иногда бывает оз. Сезонное. В прошлом году его не было, в этот раз оно совсем маленькое, около 5 м в диаметре. К большому камню с термохроном подошли в 12³⁰.

Термохрон считался нормально. Среднегодовая температура –7 °С, текущая 15 °С, минимальная –33.2 °С, а максимальная 20.2 °С.

Нижний край ледника в этом году несколько освободился из-под морены и выдвинулся ближе к моренному полю на 10 м, абс. высота 2768 м. Раньше на этом месте было что-то типа зандровой поляны и по ней тонким слоем текла вода, теперь она журчала где-то в глубине под надвинутым льдом (рис. 16).



Рис. 16. Выдвинутая на поверхность осыпной морены пластина ледника Радде, 29.07.2023, фото 0199 В. Белоусова.

Fig. 16. The plate of the Radde Glacier exposed on the surface of the scree moraine, 29.07.2023, photo 0199 V. Belousov.

По камням поверхностной осыпной морены в 13^{30} достигли открытой части ледника, абс. высота 2894 м. Дальше по левому краю льда (языка) по камням поднялись к снежнику, он всегда примыкает с левого (западного) борта (рис. 17), образуя дополнительную зону питания. Его низ на высоте 2929 м. Верх примыкания снежника к леднику и образовавшееся чуть выше озерцо на высоте 2963 м. Там же и перевальная точка. В 14^{05} оставили рюкзаки и прошли дальше к термохрону, поднявшись на высоту 2956 м. Термохрон считался нормально. Текущая температура 13.9 °C, среднегодовая 7.7 °C, минимальная –23.1 °C, максимальная 14.9 °C.

На леднике Радде в этом году начало формироваться второе надледниковое озеро (см. рис. 17).



Рис. 17. Ледник Радде с новым озерцом, которое, вероятно, вскоре соединится с основным озером, которое чуть видно на этом снимке справа, (рис. 14), 29.07.2023, фото 0225 В. Белоусова.

Fig. 17. Radde glacier with a new lake, which will probably soon join the main lake, which is slightly visible in this image on the right, (Fig. 18), 29.07.2023, photo 0225 V. Belousov.



Рис. 18. Основное озеро на леднике, 29.07.2023, фото 0229 В. Белоусова.

Fig. 18. The main lake on the glacier, 29.07.2023, photo 0229 V. Belousova.

В 15⁰⁵ начали спуск домой не по снежнику вдоль ледника, а поднялись по склону чтобы засечь верхушку снежника.

Внизу на вершине гребня конечной морены были в 16¹⁰, абс. высота 2809 м. В 18⁰⁵ спустились в кар палеоледника Уютный.

После обеда, Сергей и Вадим с 17²⁰ до 19⁵⁰ ходили в маршрут на Бол. Белоиркутную наледь, где произвели фотографирование горных пейзажей и ландшафтов с реперных фототочек. Мощность остатков наледи в этом году в 1.5–2 раза меньше, чем в прошлом, но остатков льда по всей поляне значительно больше. Особенно много их в истоке наледи, где наблюдается сплошной покров от берега до берега с продольными через 5–7 м (преобладают как по величине, так и по глубине) и поперечными (очень редкими) перпендикулярными промоинами.

У Нашего Камня с памятником погибшему спасателю встретили Александра с Владом и в 19⁵⁰ пришли на лагерь.

Как только увидели выползающую с юга тучу стали натягивать над костром тент под небольшим дождичком. Одновременно с этим варили на костре гречневую кашу со змеиным субчиком-харчо и свежесобранными грибами-обабками, собранными Вадимом и Сергеем в маршруте.

Хороший дождь и грозу уже встретили под тентом за ужином и горячим чаем.

Лагерь Геологичес	кий, 21	00 м						
Время	200	5^{00}	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	10	6	11	18	18	17	14	8
АД, гПа	785.1	785.1	786.9	787.6	787.9↑	788.0↑	788.0	789.3
БД, гПа	1013.8	1014.3	1016.4	1018.0	1017.6↑	1017.4↓	1017.7↓	1018.8↑
Ветер по Бофорту	1	1	1	3	3	5	5	4
Атм. явления	100 %	100 %	100 %	Дымка	Дымка	Дымка	10 %, дымка	Ясно
Комфорт	_	_	+/	+	+	+	+/	_

30.07.2023, маршруты по долине Бел. Иркута и на снежник в верховьях Ср. Иркута

 $t^{\circ}_{min} = 6^{\circ}$, с 5^{30} до 8^{38} шел дождь.

Холодная ночь, растущее давление указывают на хорошую погоду, но пасмурно и активны комары и мошки, что может предвещать дождь.

Завтрак: чай с печеньем, сухариками. Обед: манная каша с финиками.

Признаки плохой погоды

кисель, печенье.

Ужин: лапша (бантики) с тремя грибочками-обабками, собранными вблизи лагеря,

1. Пауки и паучки прячутся.

2. Активность комаров.

3. Настойчивость, с какой хотят поживиться (поесть, украсть что-нибудь) вороны. Буквально сидят в отдалении от лагеря и наблюдают. Вчера мы отлучились с лагеря на 2.5 часа (с 17³⁰ до 20⁰⁰), а они уронили с дерева мешки с продуктами, достали пакет с печеньем «Рыбки», разорвали его аккуратно вдоль пакета, вытрясли все на землю и покушали в свое удовольствие. Хлеб, два кусочка, которые мы специально им оставили на столе, есть не стали, только перетащили большой кусок к месту пиршества и даже не взяли с собой. Вероятно, их все же спугнул Влад, пришедший первым в 19⁴⁵. В день плохой погоды не прилетают.

- 4. Постепенное падение давления.
- 5. Воздух, то теплый, то холодный.
- 6. Солнечное гало.

7. Погода куксилась, но стояла жаркая и комфортная. Комфорт нарушали только комары и мошки.

Сегодня ходили в маршруты: на наледь Бол. Белоиркутную, в котором записали и сфотографировали объемы остатков льда; на снежник № 1, через пер. Архаров и обратно. На лагерь вернулись все около 20 часов.

В районе Бол. Белоиркутной наледи в этом году из-за ее высокого уровня ярко проявились признаки ее геологической деятельности (рис. 19).



Рис. 19. Наледный аллювий 2023 г. на 1-й наледной аккумуляционной террасе — рыхлый обломочный материал с близлежащих скальных пород (светло-коричневый).

Fig. 19. The 2023 aufeis alluvium on Aufeis Accretion Terrace 1 — loose clastic material from nearby rock formations (light brown).

На рис. хорошо виден рыхлый обломочный материал с близлежащих скальных пород (светло-коричневый), который отложился на первой террасе. Этот материал был привнесен талыми наледными водами с поверхности речной наледи в структуру расположенную гипсометрически и геоморфологически выше поймы реки и наледной поляны. Причиной изменения потока наледной воды явился скальный остров, расположенный в русле реки, перенаправивший наледные воды с наледным аллювием на первую террасу (рис. 20).



Рис. 20. Результат наледного прорыва по первой террасе. Пунктиром показан уровень наледи в 2023 г., фото 4510-12.

Fig. 20. Aufeis breakthrough along the first terrace. Dotted line shows aufeis level at 2023, photo 4510-12.

А. Китов и В. Белоусов вышли в маршрут в 10^{30} . Подниматься на хребет начали традиционно от Нашего Камня. Шли по долине вдоль ручья к пер Архаров. На перевал вышли в 12^{30} .



Рис. 21. Снежник № 1, 30.07.2023, фото 07310, А. Китова.

Fig. 21. Snowman N 1, 30.07.2023, photo 07310, A. Kitova.

После перевала пошли траверсом по хребту. На край отрога (конечная точка маршрута) вышли в 14²⁵. Погода улучшилась, туман поднялся. Отсюда хорошо виден снежник № 1 (рис. 17), он по сравнению с прошлым годом значительно сократился.

Перекусили немного финиками, конфетами, чаем из термоса и пошли в обратный путь. Александр предложил срезать и сразу спуститься в долину, а потом по противоположному склону выйти выше пер. Контрастов. Так и сделали, получилось легче без набора высоты и быстрее. В лагерь вернулись в 17⁰⁰. Весь поход занял 6 часов 30 минут.

Погода к ночи наладилась и стало даже прохладно.

Лагерь Геологический, 2100 м				с 20 ⁰⁰ лагерь Дом-2, 2100 м			
Время	200	500	800	1100	2000	2300	
t °C	6	5	19	21	18	15	
АД, гПа	789.3	789.7	789.4	789.0	788.0	788.5	
БД, гПа	1019.9	1020.1	1020.9	1021.8	1018.9↓	1014.8↑	
Ветер в баллах	1	1	2	4	ſ	1	
Бофорта	1	1	2	4	Z	1	
Атм. явления	Ясно	Ясно	Ясно	Ясно	100 %, дымка	Дымка	
Комфорт	_	_					

31.07.2023, переход на лагерь Дом-2

Комфорт |- |- | | | | | | t°_{min}= 5°, к ночи воздух полосатый, то теплый, то холодный, душно и тепло. Все признаки ухудшения погоды.

Погода с утра безоблачная, жаркая. Ходим, загораем весь день в трусах и майках, как на Геологическом, так и на Доме-2. В 10²⁰ Александр и Влад ушли считывать данные с термохрона на границе леса.

Остальные стали собирать вещи, палатки, тент.

В 12²⁰ вышли по верхней тропе, в 13¹³ поднялись к разбитому камню, а в 15²⁰ были на лагере Дом-2.

Разбитый камень лежит в 10 м от верха большой суффозионной промоины, развивающейся на левом склоне Мугувека (см. рис. 4 в ст. Коваленко, Гергенов, 2022). Отколовшаяся часть камня медленно сползает вниз и даже задрала немного почву, стала более горизонтальной поверхность ее свежего скола. На нее теперь удобно класть тяжелый рюкзак, взять который потом на плечи очень легко. Промоина в последние годы почти не развивается. Установленные в 2011 г. вешки в самом верху промоины не претерпели никаких видимых движений, наблюдаемые вблизи них трещины отпора не растут.

Спускались от Разбитого Камня все разными путями. Вадим ушел первым по относительно открытому склону дальше всех и угодил в непроходимые заросли кустов карликовой березки и ивки. Мы с Китовым медленно и с большим трудом спустились почти сразу от камня и попали на каменную россыпь в близи тропы. Спуск к ним довольно крутой, по мху, но без зарослей кустов. Лучше всех выбрал путь Влад, который пошел традиционным путем, не забирая ни вверх, ни вниз, а прямо почти на лагерь, переходя распадок над лагерем 2005 г. чуть выше. Он пришел на лагерь Дом-2 первым. На лагере много дров, даже заготавливать не надо (чурки, много лиственничных веток, поленья для маленькой печки), сахар 150 г (нашего оставалось всего 200 г). Установили палатки. Бурундуков вблизи лагеря что-то слишком много, буквально лезут под ноги, норовят пробраться к продуктам у костра. Пищухи же в начале прятались, но потом стали вылезать и заниматься своими делами — косить и заготавливать траву. Но их мало, заготовленного сена под камнями немного. Видимо места много, а пищух мало, вот и не могут, как раньше, заполнить все свои закрома.

Приготовили ужин: пшенная каша с растительным маслом, чай со смородиновым листом (пили чая много с первичной, вторичной и третичной заваркой), хлеб, печенье «Рыбки».

С 19¹⁵ до 19⁵⁰ сходили проверили термохрон вблизи лагеря. Это один из самых старых рабочих приборов, но пока работает. Температура в 10⁰⁰ была 8 °С, средняя за год -4.8 °С, минимальная -34.5 °С (ночью 13 января), максимальная 28 °С.

Вечером натянули дружно над костром тент, т. к. все небо затянуло какой-то плотной пеленой. Ни облаков, ни туч не видно сплошное серое туманное месиво. Во время захода солнца за гору наблюдали красивое гало (рис. 22).



Рис. 22. Гало в 18²⁵ 31.07.2023, фото 4575. **Fig. 22.** Gallo in 1825 31.07.2023, photo. 4575.

Воздух к ночи опять стал каким-то неоднородным, то пахнет теплым, то повеет прохладой. Причём, теплым дует чаще и продолжительнее. Это признак плохой погоды № 5 (см. выше текст от 30.07.2023).

Сегодня все ушли спать рано в 21⁰⁰. В 21⁴⁵ прилетела «летучая мышь» и пропела свою

Патана Пал. 2 2100 м

песню. В 23⁴⁰ забарабанил по палатке крупными каплями дождь. И ничего удивительного! Полосатый воздух, духота (жара) весь день, сильно тепло перед ночью (температура в палатке перед дождем составляла 17.5°). Этот дождик капал всего 8 минут, а основной дождь пошел только в 2⁴⁰.

лагерь дом-	2,2100.	M						
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	13	12	12	15	14	14	13	11
АД, гПа	787.8	788.0	787.4	786.8	786.5	785.7	785.5	785.9
БД, гПа	1018.6	1018.0	1017.8	1016.4	1013.3	1014.7	1014.5↓	1013.6↓
Ветер по Бофорту	^o 1	1	2	2	2	1	1	1
Атм. явления	100 %	Дождь	Дождь	Дождь	Сильный дождь	Дождь	Мелкий дождь	Дождь
Комфорт	_	_	_	_	_	_	_	_

1.08.2023, дождь, камеральный день

t°_{min}= 11°, в 2⁴⁰ пошел дождь, ветер с порывами, днем в горах орогенные туманы, обл. с 2600–2800 м.

7³⁰ у костра шумит Влад, ломает хворост, рубит дрова. Пищат пищухи. Все это похоже на признаки хорошей погоды, но в горах поползли орогенные туманы, а с высоты 2600– 2800 м сплошной туман — висят темные тучи. Идет небольшой, но довольно нудный и неприятный дождик. Геологи в такую погоду обычно спят. Это даже хорошо — дождик, после первых самых тяжелых дней нужно отдохнуть. Не было и воронов, которые вчера что-то кучковались (до 5 шт.) на скалах правого борта Мугувека напротив лагеря, вероятно гоняли парившего над хребтом коршуна.

Дождь с небольшими промежутками шел весь день. В один из таких промежутков Сергей сходил к Суффозионному Озерку. Озерка нет, на его месте глубокая яма с черными от перегноя бортами и крупными глыбами гранитогнейсов.

В русле нашего ручья выше по течению он обнаружил остатки строения массового туалета, а мы берем воду из этого ручья. Теперь надо брать воду для еды в другом месте. На

лицо опять плохой профессионализм руководителей коммерческих и др. групп туристов и альпинистов. О творимом ими вреде можно посмотреть в материалах за май 2009 и 2010 гг. (рук. А. Глазунов), лето 2013 г. (рук. А. Ильинский). Они же разграбили в 2015 году зимнее укрытие барсоведов, забрав из него все полиуретановые коврики и разрезали их на длинные подстилки для сидения у костра (Мунку-Сардык.ру, 2024).

...По ходу маршрута собрал несколько хороших обабков, которые бросили в почти готовый чечевичный суп на ужин, в обед же был гороховый суп с зеленым луком — отличная белковая диета на поправку и лечение микротравм нашим мышцам.

На лагере сегодня побежал ручей у костра. Пищухи под вечер совсем не проявляли никакой активности. Видимо действительно с погодой дело дрянь — дождь будет идти несколько дней.

В 21^{45} , как всегда, пропела свою вечернюю песню «летучая мышь», а в 22^{00} опять зашуршал по палатке дождь.

Лагерь Дом-2, 2100 м Время	2^{00}	500	8^{00}	11^{00}	2300
t °C	10	10	12	17	8
АД, гПа	785.4	784.7	785.0	785.0	786.0

2.08.2023, маршруты в район Бол. Мугувекской наледи

БД, гПа	1014.3	1013.4	1013.7	1013.6	1016.1↑
Ветер в баллах Бофорта	1	1	2	2	1
Атм. явления	Дождь	Дождь	100 %	100 %	25 %
Комфорт	_	_	_	_	_

 $t^{\circ}_{min} = 8^{\circ}$.

В 7²⁰ произошел обвал по правому борту Мугувека. Обломки сыпались в течение 2-3 мин. вдоль осыпи 10х60–70 м (граниты, коричневые обломки).

В 8⁰⁰ солнце осветило палатку. С утра кричали вороны, поют птицы, пищат пищухи, в 8¹² подул ветерок — признаки хорошей погоды. Но кучево-дождевых облаков много, в горах туман, сыро и некомфортно.

Приготовили завтрак: геркулесовую кашу с маслом, хлеб чай, печенье и, после того как к 11 часам погода наладилась пошли снимать данные с термохронов по долине Мугувека и посмотреть на Мунку-Сардык, и документировать Бол. Мугувекскую наледь.

Все термохроны считались хорошо. С места откуда должно было видно Мунку-Сардык термохрон в 12⁰⁰ показал текущую температуру 11 °C, средняя за год -2,7 °C, максимальная 27 °C, минимальная -31,8°C (23 января). Термохрон на границе леса в 11⁰⁰ зафиксировал температуру 11.6 °С, средняя за год -2.4 °C, максимальная 26 °C, минимальная -34.4478°С (28 ноября 2022 г.). Замечено, что в зимний сезон в ноябре бывают морозы похлеще, чем в январе или феврале следующего года. Предыдущие термохроны в эту дату также фиксировали сильное похолодание, но оно было не минимальное (порядка – 33 °С). По пути Александр с Владом набрали подберезовиков (некоторые грибы выше карликовой берёзки, которая иногда доходит всего до щиколотки). Стоит также отметить, что граница леса стала подниматься и продвигаться дальше по долине. Далее от закартированной на топокартах границы леса редколесье подросло в высоту, стало гуще и заняло полосу метров 100 от бывшей границы по замерам спутниковым навигатором.

Мунку-Сардык в тумане не увидели.

На обратном пути Сергей зашел на заболоченный (солифлюкционный) участок мерзлотно-каменного горного потока (МКГП) понад замерзшим конжеляционным льдом и набрал пучок зеленого дикого лука. Потом поднялся к истокам МКГП, нашел хорошую трещину «ранд-клюф», замерил ее параметры. На дне ее растет сочный большой дикий лук — набрал еще один пучок. Этот пойдет на салат, а первый в суп. Лук возле тропы, который я нарвал первым, уже успел в этом году несколько пожелтеть и стал горьким.

Осмотрел еще раз, выявленное в прошлом году, смещение моренных глыб каменным потоком. При входе в этот поток с левой и правой сторон имеются суффозионные воронки (рис. 23). По пути домой вдоль МКГП сфотографировал заполненное сегодня водой Суффозионное Озерко, набрал грибов-обабков.

На лагере Вадим почти заканчивал варить гороховую кашу на ужин и покрошил в нее только зеленый лук, а грибы в ней уже были. Поэтому грибы пришлось пожарить с репчатым луком на растительном масле с множеством душистых приправ.



Рис. 23. Суффозионные воронки в начале перемещающегося блока МКГП.

1-2 – моренные крупноглыбовые отложения: 1 – неперемещенные, 2 – перемещенные; 3 – мелкоглыбовая солифлюкционная порода вовлеченная в перемещение; 4 – мелко-глыбовые солифлюкционные отложения с заболоченной поверхностью.

Fig. 23. Suffosion funnels at the beginning of the moving ICGP block.

1-2 – moraine coarse clastic sediments: 1 – non-displaced, 2 – displaced; 3 – fine clastic solifluction rock involved in displacement; 4 – fine clastic solifluction sediments with swampy surface.

После ужина спать все ушли в $20^{00}-20^{20}$, т. к. завтра подъем в 6^{00} и маршрут к МункуСардык. В 21⁴⁵ пропела свою песню птицалетучая мышь.

Лагерь Дом-2, 2100	М				
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	8	8	12	13	10
АД, гПа	785.7	785.6	785.9	785.5	785.7
БД, гПа	1016.1	1015.6	1014.9	1018.0↑	1015.0↓
Ветер в баллах Бофорта	1	1	2	1	1
Атм. явления	Ясно	25 %	50 %	100 %	Дождь
Комфорт	_	_			_

3.08.2023, маршрут на Мунку-Сардык

 $t^{\circ}_{min} = 7^{\circ}$, обильная роса с ночи, днем переменная облачность, с 21^{45} до 22^{30} дождь.

Ребята (Александр, Влад и Вадим) собрались и вышли в 7³⁰. Сергей последовал за ними в 9²⁰, после 8-ми часового метеосрока, приборки на лагере и небольших сборов: скипятил воды и залил трофейный термос «Рожден в СССР», собрал немного продуктов для легкого обеденного перекуса, подвесил над кострищем все продукты.

Ребята пошли по верхней тропе, Сергей по средней тропе, по которой ушел Вадим и которую необходимо назвать Сухая, т. к. по ней нет болот и можно идти в ботинках.

В ключе, бьющем из-под морены п/л Лугового, замерили температуру (1,7°), которая показала, что в недрах этой морены еще есть конжеляционно-гляциальный лед. Наличие этого льда не дает вытекать грунтовым водам зимой и формировать наледи. Это помогает отбивать границу так называемой термальной зоны нашей вертикальной (высотной) геокриологической шкалы экзогенных процессов формирования высокогорного рельефа (Коваленко, Мункоева, 2013; Коваленко, Гергенов, 2022).

В 12¹⁶ на оз. Эхой все окружающие горы затянуло тучами и пошел дождь. А на вершине при выходе на неё группы Китова бушевал дождь. На термохроне, что установлен на предвершине, текущая температура составляла 4° С, в 11⁰⁰ 5.8 °С, средняя за год – 11°С, максимальная 11.1 °С, минимальная – 33.2 °С (23 января).

На спуске с вершины вначале сбросили значение минимальной температуры за зиму 2022-2023 гг. на термометре Перетолчина, с – 32.5 °С до текущей температуры 8 °С., затем проверили термохроны: на камне Фараон в 14⁰⁰ было 8.9 °С, средняя –7 °С, максимальная 18.5 °С, минимальная –32.3 °С (28 ноября 2022 г., а 23 января 2023 г. было только –30.3

°C); над оз. Эхой, на котором текущая температура в 14^{00} была 10 °C, максимальная 21.5 °C, средняя –5 °C, минимальная –33.7 °C (23 января); ниже на спуске под пер. Горный термохрон зафиксировал в 17^{00} 12.5 °C, в 11^{00} 12.9 °C, в 14^{00} 13.6 °C, средняя –1.8 °C; максимальная 31.7 °C; минимальная –29.8 °C (27 ноября 2022 г., 23 января 2023 г. 28.4 °C).

В 12⁰⁰ на леднике упал большой камень, в 12²¹ еще один, в 13³³ был большой обвал. Через 1.5 часа дождик перестал и стал виден ледник и г. Мунку-Сардык. В 14¹³ рухнула часть скалы в каре п/л Пристенного и даже на озере запахло битым камнем, а из кара поднялось облако пыли. Упавшая с большой высоты часть скалы рассыпалась по коллювиальному крупно-глыбовому конусу выноса на мелкие обломки. Вот от чего был такой неестественный шипящий длительный звук. За 10–15 мин до обвала из этого кара вышли два козла и продефилировали мимо меня всего в 100 м в соседний кар п/л Сухого.

Снежники в северном цирке г. Мунку-Сардык в этом году успели подтаять: Большой, что находится в тальвеге ручья Заозерного, маленький, всего пару десятков метров, на озере лежат небольшие остатки только Южно-Эхойского снежника. В каре п/л Пристенного все снежники в пределах обычного размера.

Дождик окончательно перестал только к 14⁰⁰ часам, но из-за Мунку-Сардык и хребта стала выползать очередная черная туча, явно с дождем.

Температура в оз. Эхой 5.6°, а в ручьях, впадающих в него и вытекающих из-под ближайшей морены, скорее всего п/л Древне-Северного, всего 1.1-1.2 °С. Значить эти морены еще содержат погребенный гляциально-конжеляционный лед. Как только прекратился дождь (в 15¹⁵) сфотографировал с фототочки № 4 цирк ледника Перетолчина (рис. 23) и более детально характер взаимоотношений конечной его морены со склоновыми отложениями (рис. 24).



Рис. 23. Гляциально-нивальные структуры цирка ледника Перетолчина, 03.08.2023, фото 4439-41.

1 – стенка кара ледника Перетолчина, 2 – стенка кара п/л Древнесеверного, 3 – стенка кара п/л Эхойского, 4 – современные снежные поляны Южно- и Западно-Эхойских и др. снежников, 5 – ледниковое оз. Эхой; остальные условные обозначения см. рис. 21.

Fig. 23. Glacial-nival structures of the Peretolchina glacier cirque, 03.08.2023, photo 4439-41.

1 - kar wall of the Peretolchina glacier; <math>2 - kar wall of the Drevne-Severny glacier; <math>3 - kar wall of the Ekhoisky glacier; 4 - modern snow niches of the South and West Ekhoisky and other snowfields; 5 - glacial lake Ekhoi; other symbols see Fig. 21.



Рис. 24. Характер взаимоотношений рыхлых отложений в цирке ледника Перетолчина, фото 4626-28 от 03.08.2023.

1 – склоновые коллювиально-дерупционно-дисперсионные отложения; 2 – открытая часть ледника Перетолчина; 3-4 – каменный глетчер ледника Перетолчина на первой стадии деградации: 3 – с

маломощным чехлом осыпной поверхностной морены и погребенным гляциальным активным льдом, с довольно быстрым перемещением вниз по долине, 4 – с тающим подземным гляциальным активным льдом с медленным движением и с мощной напорной или намывной конечной мореной; 5 – каменный глетчер Древнесеверного палеоледника (2 CBVK) на второй стадии деградации с осыпной мореной и тающим подземным гляциальным слабоактивным льдом; 6 – курчавые скалы от п/л Древнесеверного; 7 – каменный глетчер п/л Эхойского (3 CBVK) на третьей стадии деградации с мертвым подземным льдом; 8 – зандровая поляна в каре п/л Эхойского сложенная (снизу вверх): мореной п/л Эхойского, моренными и флювиогляциальными отложениями палеоледника Древнесеверного и моренно-флювиогляциальными отложениями ледника Перетолчина.

Fig. 24. Nature of relationships of loose sediments in the Peretolchina Glacier cirque, photo 4626-28 dated 03.08.2023.

1 - slope colluvial-deruptive-dispersed sediments; 2 - open part of the Peretolchina glacier; 3-4 - rocky glacier gletcher of the Peretolchina glacier at the first stage of degradation: 3 - with low-power cover of scree surface moraine and buried glacial active ice, with rather fast movement down the valley, 4 - with melting underground glacial active ice with slow movement and with powerful pressure or reclamation end moraine; 5 - stone glacier of the Drevneseverny paleo-glacier (2 IEDC) at the second stage of degradation with scree moraine and melting underground glacial weakly active ice; 6 - curly rocks from the Drevneseverny p/ll; 7 - stone glacier of the Ekhoisky p/ll (3 IEDC) at the third stage of degradation with dead underground ice; 8 - zandrovaya glade in the cara of the Ekhoisky p/ll folded (from bottom to top): moraine of the Ekhoisky peninsula, moraine and fluvioglacial deposits of the Drevneseverny palaeolednik and moraine-fluvioglacial deposits of the Peretolchin glacier.

В 16⁰⁰ подошли Александр с Владом. А Вадим оказывается тихо прошел мимо, когда я сидел под накидкой, и не увидел меня. Попили холодного чая из нашего трофейного «термоса», съели по паре конфет, печенюшек и неспеша с наблюдением ландшафтов пошли домой, а Влад, после снятия данных с последнего в этом маршруте термохрона на ригеле п/л Пристенного, умчался вперед.

В каре п/л Лугового на тропе при спуске с ригеля п/л Пристенного, отметили и сфотографировали несколько (3 и более) уже отцветших растений Монголо-Саянского эндемика флоры палеоген-неогеновой эпохи Соссюреи Дорогостайского (вид занесён в Красные книги России и Республики Бурятия и наблюдается только в Окинском районе), проявления каменных оползней, похожих на слабые зачаточные мерзлотно-каменные горные потоки (МКГП) (рис. 25). Их движение осуществляется по принципу движения солифлюкционных потоков в результате совершения актов замерзания и оттаивания.



Рис. 25. Зачаточные мерзлотно-каменные горные потоки в термальной зоне, фото 4648.

1 – фронтальные части потоков; 2 – продольные термальные трещины с термосуффозионными воронками.

Fig. 25. Rudimentary permafrost-rock mountain streams in the thermal zone, photo. 4648.

1 - frontal parts of the flows; 2 - longitudinal thermal cracks with thermosuffusion funnels.

На лагерь пришли в 19²⁰. Ужина сегодня не было. Влад с Вадимом попили киселка и по палаткам, мы же с Александром неторопясь разогрели на сковородке утреннюю овсяную кашу и плотно поужинали. Влад все свои обязательства перед Китовым выполнил и завтра с утра убежит домой.

На противоположном краю Таборной поляны поселились сегодня с обеда туристы со Слюдянки (7 чел.), которые завтра пойдут на г. Катька Дура, а послезавтра — на г. Пасмурная или Леонова (3391 м), которые также стоят на главном хребте в 750 и 1250 м к северо-востоку от Мунку-Сардык.

4.08.2023.	камеральная о	бработка	результатов	маршрутов

Лагерь Дом-	-2, 2100	М						
Время	200	5^{00}	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	2300
t °C	9	7	10	16	22	18	13	11
АД, гПа	785.7	785.3	785.3	784.6	784.0	783.8	783.7	783.9
БД, гПа	1015.7	1014.4	1015.5	1013.5	1012.4	1011.0	1012.8↑	1012.6↓
Ветер в баллах Бофорта	1	1	2	3	3	2	2	1
Атм. явления	100 %	Ясно	Ясно	50 %	75 %	100 %, мелкий дождь	50 %	
Комфорт	_	_	_	+/	_+	-	—	_

 $t^{\circ}_{min} = 6^{\circ}, t^{\circ}_{max} = 23^{\circ} c \ 0^{53}$ до 1^{30} дождь.

Влад встал в 6⁰⁰, собрался и, не разжигая костра и не прощаясь тихо, «по-английски» убежал к кафе. У нас же сегодня камеральный и маршрутно-увязочный день. Зализываем раны (делаем записи в дневниках, едим, ремонтируем снаряжение и пр.), совершаем вблизи лагеря рекогносцировочные маршруты по изучению МКГП Таборного.

Осмысление результатов маршрута в совокупности со всеми ранее собранными материалами позволяют детализировать нашу вертикальную (высотную) геокриологическую шкалу экзогенных процессов формирования высокогорного рельефа (Коваленко, Мункоева, 2013; Коваленко, Гергенов, 2022).

В соответствие с новыми данными необходимо выделить пять высотных (вертикальных) уровней:

I — современный или альпийский с подразделением на два подуровня: IA — перигляциальный, самый высокий уровень, который отсутствует на нашей территории, IБ ледниковый или гляциальный, со структурами 1-2 СВУК (среднестатистический высотный уровень каров и трогов) с открытым (ледники Перетолчина, Южный, Пограничный, Радде) или погребенным гляциальным льдом на стадии развития глетчеров 1 или 2 стадии (глетчеры Древне-Северный, Энтузиастов, Бабочка, Жохойский и др. с зачаточными ледниковыми озерами (Озерко Радде, Высокое, Верхнее и др.) и снежниками.

II — озерный, с формами гляциального рельефа 3 СВУК (п/л Эхойский, Озерный, Уютный с развитием высокогорных современных ледниковых озер (Эхой, озера долины р. Жохой и др.) со снежниками не доходящими до фирна и довольно быстро стаивающими (Южно- и Западно-Эхойские, Большой и др.).

Формы рельефа, вещественные образования первого и второго высотных уровней и их взаимоотношения приведены на рис.

III — промежуточный, с формами гляциального рельефа 4 СВУК (п/л Промежуточный, Пристенный, ВСГАО и др.) с недоразвитыми днищами каров, а часто и без них, ледниковых озер нет, в верхних частях имеются быстро стаивающие снежники, которые определяют для нашей территории нижний уровень развития снежников. Карам этого высотного уровня пришлось первыми врезаться в денудационные склоны, отработанные процессами предыдущего большого, прогрессивного окинского оледенения.

Внимание! Верхней границы развития нивальных процессов у нас нет — это зона перигляциальных процессов метелевого переноса снега и его инсоляционного исчезновения (испарения).

IV — луговой, структуры 5 СВУК с хорошими карами, зачаточными трогами и ригелями. Ригели у них часто являются верхними стенками каров 6 СВУК, что, конечно, не мешает развитию двух ледовых стоков из кара. Отсутствие полноценного ригеля обусловлено скоротечностью гляциального периода (сразу после жаркого гипертермального интергляциала) и малой мощностью ледниковых масс и результатами хорошей абляционной денудационной деятельности на этом высотном уровне окинских ледников, когда были сформированы гигантские кары и троги. Кары лугового периода развития оледенения района были все еще вложенными в более древние и более обширные троги окинского периода оледенения (рис. 26).



Рис. 26. Плечо трога палеоледника окинского времени в левом борту р. Мугувек над каром п/л Лугового. Выше — своеобразные курчавые скалы, оставленные этим ледником, 25.07.2020, фото 4331.

Fig. 26. Shoulder of the trogue of the paleoglacier of the Oka time in the left side of the river. Muguvek above the carom of the Lugovogo peninsula. Above — peculiar curly rocks left by this glacier, 25.07.2020, photo 4331.

Зато более ранние структуры оказались удобными для накопления флювиогляциальных отложений лугового этапа, в которых и

были замурованы стволы деревьев гипертермального периода (интергляциала) (рис. 27).



Рис. 27. Разрез геоморфологического строения в районе лагеря Дом-2.

1 – крупно-глыбовые отложения Надлагерной осыпной морены; 2 – гиганто-глыбовые отложения Нижней осыпной морены; 3 – солифлюкционно-пролювиальные отложения катастрофических селей (своеобразные флювиогляциальные образования 6 СВУК); 4 – флювиогляциальные отложения 5 СВУК со стволами гигантских столетних деревьев росших в гипертермальный интергляциал 6.5 тыс. лет тому назад; 5 – современные столетние кедры, потомки громадных деревьев гипертермального периода уцелевших от оледенения 5 СВУК на флювиогляциальных площадках этого же оледенения, гляциальных структурах более древнего возраста и пролювиальных отложениях катастрофических селей; 6 – современные лиственницы.

Fig. 27. Section of geomorphologic structure in the area of Camp Dom-2.

1 - coarse clastic deposits of the Over Camp scree moraine; 2 - giant-clastic deposits of the Lower scree moraine; 3 - solifluction-proluvial deposits of catastrophic mudflows (peculiar fluvioglacial formations of the 6 SVUK); 4 - fluvioglacial deposits of the 5 SVUK with trunks of giant centennial trees that grew during the hyperthermal in-terglacial 6.5 thousand years ago; 5 - modern centennial cedars, descendants of huge de-trees of the hyperthermal period that survived the glaciation of the 5 SVUK on fluvioglacial sites of the same glaciation, glacial structures of older age and proluvial deposits of catastrophic mudflows; 6 - modern larches.

Морены этого уровня в основном менее грубообломочные (из-за бедности осыпного материала с обработанных ранними ледниками склонов древних трогов (своеобразные наклонные бараньи лбы и курчавые скалы). Они по краям предыдущих трогов 6 СВУК сформировали непротяженные (всего 0.5-0.7 км) краевые морены с сохранившимся до настоящего времени мертвым гляциальным и новообразованным конжеляционным льдом (своеобразные возрожденные каменные глетчеры), который в своей массе не сильно тает летом и своим холодом замораживает все грунтовые воды зимой (своеобразные возрожденные каменные глетчеры). В соответствие с этим на высотном уровне 6 СВУК, на котором имеются эти возрожденные глетчеры не образуется наледей, а летом из-под них бегут ручьи талой воды с температурой не более 1-2 °С. Эти воды пополняют запасы грунтовых вод нижележащих морен и пролювиальных отложений катастрофических селей. По температурному критерию «1-2 °С», по нашему мнению, должна отбиваться термальная граница современного оледенения

территории. При этом температуру воды надо мерить только в ключах, бьющих из-под морены в точке выхода их на поверхность и в тени. Лучше всего это делать в засушливые сезоны, когда большинство грунтовых атмосферных источников иссекает и остаются только нужные источники, сбрасывающие воду с тающего подземного льда, как это было выполнено нами в 2014 г. (Коваленко, Мункоева, 2014).

Это, по сути, первый ледниковый этап после гипертермального интергляциала и характеризуется отсутствием проявления гигантских селей и, вследствие этого, мощных пролювиальных отложений. 1–5 СВУК — это этапы-стадии современного оледенения, в пределах которого формируются только ледниковые формы рельефа, а все водные процессы прекращаются в зимний период — замерзают (все ручьи, все молочные реки, ледниковые озера). Формы рельефа: термальные трещины-провалы и воронки, межтрещинные бугры и валы, бугры краевых морен, образующие третьи псевдотеррасы по долинам рек. V — окинский, со структурами 6-7 и 8 СВУК. Уровень развития карово-троговых п/л с первыми осыпными гиганто-глыбовыми моренами с окончательно исчезнувшим в них гляциальным и конжеляционным льдом: уровень развития гигантских селей, высокогорных наземных и подземных наледей (МКГП).

Получается, что все уступы 6–8 СВУК это рубежи отступания Окинского ледника, последние остатки которого стаяли в начале гипертермального интергляциала 7.5–6.5 тыс. лет тому назад, а наблюдаемые уступыстенки — это стенки возрожденных ледников, возникавших из льда Окинского ледника при длительных остановках последнего при отступании.

Согласно вышеописанной шкалы в районе лагеря Дом-2 по долине р. Муговек наблюдаются признаки денудационно-аккумуляционных процессов 6 СВУК, а также последующих геоисторических событий так называемого малого ледникового периода, приведших к образованию небольших плечей трогов, на которых сформировались две разновозрастные и разноуровневые осыпные морены со своеобразным микрорельефом и мерзлотно-каменный горный поток «Таборный».

Первая или верхняя морена, названная нами Надлагерной, имеет конечный уступ, возвышающийся над лагерем на 10–15 м. Контакт или подошва ее следится по таборному ручью вверх до солифлюкционных площадок и коренного склона. Поверхность морены довольно резко понижается от границы леса до лагеря или заболоченной Таборной поляны.

Вторая или нижняя морена, назвать ее лучше всего Нижней, сложена более большими глыбами, чем верхняя, достигающих размера до 3х3 и более метров. Вероятно, изза этого на ней растут только кусты, а не крупные деревья. Вдоль контакта с Надлагерной мореной часто наблюдаются трещины отпора из-за давления веса вышележащей морены. Термосуффозионные воронки на поверхности этой морены огромны (впадина Эльмиры вблизи лагеря имеет площадь более 470 м²). Трещины-провалы тоже глубокие, на дне некоторых, особенно глубоких, наблюдается лед. В плане простирается эта морена узкой полосой вдоль обрыва берега над поймой реки от границы леса и до обрыва Мугувекского каньона, где от нее остался довольно обширный островок (см. рис. 24), возвышающийся над заболоченной солифлюкционной Таборной поляной с ведминой метлой. На этой морене и на Таборной поляне растут столетние кедры, которых нет на Надлагерной морене. На ее поверхности формируется солифлюкционный комплекс и располагается Надлагерная морена.

Особенность же правого борта р. Мугувек на этом интервале напротив лагеря Дом-2 и по-над каньоном Мугувека в том, что краевые морены частично или даже полностью перекрыты конусами-шлейфами склоновых отложений дерупционно-дисперсного типа, если порода кремнисто-карбонатная, которая разрушается при выветривании на мелкий десербций. В настоящее время, пока мы стояли на лагере Дом-2, на этом склоне произошло два обвала-сползания дерупционно-деляпсионного типа. Этот склон северной экспозиции и эти отложения могли накопить вторичный конжеляционный лед (МКГП «Активный»). Признаки этого можно наблюдать на примере воронкообразного в плане распадка, расширяющегося к верху напротив лагеря. Этот распадок скорее всего зародился еще в ледниковый период 6 СВУК как снежная палеониша (Коваленко, 2023) и в настоящее время оказывает суффозионное влияние на рыхлые отложения этого ледникового периода, что приводит в наиболее дождливо-теплые годы летом к развитию водно-каменных селей (в долине видны признаки 3-4 сходов таких селей). Или же это могут быть остатки зачаточных селей катастрофического периода в конце 6 СВУК — начале гипертермального интергляциала.

Все вышеописанное, касающееся правого борта р. Мугувек, объясняет слабое развитие в пределах него на современном этапе боковых наледей и подвижек грунта в виде МКГП. Или же лед из-за незначительного развития морен давно стаял и моренно-склоновые отложения служат источником грунтовых вод для наледей по р. Муговек в каньоне и ниже по течению.

На обед сегодня готовили рисовую кашу с грибами-рыжиками и растительным маслом.

На ужин Вадим готовил гречневую кашу с большим количеством грибов, которые мы собрали с ним буквально за полчаса, отойдя по тропе от лагеря всего на 50–100 м. Выше и ниже по склону грибов нет. Чай с сухариками

и шоколадкой. Спать все ушли уже в навигационных сумерках, когда на небосводе появились первые и такие долгожданные с начала экспедиции звезды.

Лагерь Дом-2	, 2100 м				с 17 ⁰⁰ ла	агерь Порту	улан, 1800 м
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	11^{00}	17^{00}	20^{00}	23 ⁰⁰
t °C	10	8	11	14	18	11	11
АД, гПа	783.6	782.4	782.3	781.9	811.7	812.9	813.3
БД, гПа	1012.7	1011.4	1011.5	1010.2	1007.5	1008.9	1011.4↓
Ветер	1	1	2	3	3	2	1
Атм. явления	100 %	100 %	100 %	100 %	75 %	Дождь	Дождик
Комфорт	_	_	_	+	+	-	_

5.08.2023, маршрут-переход на лагерь Портулан

t°_{min}= 7°, с 18⁰⁰ пошел дождь переходящий в сильный, который прекратился в 21³⁰, а мелкий шел до часу ночи.

С утра пасмурно и тихо. Вороны с утра окружили нас и соседний лагерь, кричат, летают кругами.

Все фенологические и погодные сроки в этом годе сдвинуты примерно на 7–10 дней назад, т. е. запаздывают. Сегодня 5 августа, а в природе все признаки 25–27 июля: грозы, незрелая ягода (жимолость, голубица, красная смородина), а в горах еще ни разу этим летом не выпадал снег и не было утреннего инея. Вот только Соссюрея Дорогостайского и ревень давно отцвели и плодоносят.

У нас же сегодня по плану переход на лагерь Портулан, т. к. все продукты на этом лагере у нас закончились (не считая 5 кг гречки и 4 кг вермишели в чужом схроне вблизи лагеря под нависающим камнем. Поэтому встать решили, когда солнце осветит палатки и станет тепло как вчерашним утром. Но солнца сегодня с утра нет, хотя и во время его видимого отсутствия при облачности 97-100 % палатки все же нагрелись согрелись и Сергей, после 8-часового метеосрока, вылез из палатки доделывать вчерашние недоделки и реализовывать идеи, возникшие сегодняшней ночью: сфотографировал и подсчитал количество крупных «селевых» паводков в распадке на правом борту напротив лагеря; снял ведмину метлу, чтобы сравнить со снимками 2005 года; оконтурил и замерил периметр и площадь Эльмиркиной западины.

Туристы-соседи с утра ушли к Мунку-Сардык, чтобы подняться на Пасмурную или Леонова (3391 м). После завтрака сборы, в конце которых около часа сидели, как в прошлом году, под тентом на рюкзаках и пережидали дождь, который шел с 11 до 12³⁰.

В 14⁰⁰ не без труда спустились к Мугувеку по ручью Осыпному, сфотографировали каньон Мугувека, Острую Сопку, наледь Эльмиркину, остатки Усть-Бугувекской наледи. Остатки Эльмиркиной наледи наблюдаются даже в пойме Мугувека.

Вблизи стрелки сняли показания с термохрона, который зафиксировал в 14^{00} температуру 15 °C, среднюю за год -4.3 °C, максимальную 27 °C, минимальную -35 °C (22 января 2023 г.).

Довольно легко перейдя вброд Бел. Иркут, поднялись на высокий берег Стрелки к идолам Мунку и Сардычке, сфотографировали все достопримечательности и культурные архитектурные сооружения, которые здесь создали предприимчивые буряты из Орлика, чтобы привлечь больше туристов: комфортабельную конус-юрту, большую баню, хозяйственный домик, беседку и навес-веранду под кафе на краю обрыва с великолепным обзором долины Белого Иркута. Не забыли сделать портреты деревянных скульптур Мунку и Сардычки, стоящих здесь с 1997 г., а то они в скором времени могут исчезнуть (Мунку на ³⁄4 диаметра пня сзади уже сгнил).

До лагеря добежали по хорошей портулановской тропе по-над обрывом реки. В 16⁰⁰ были на лагере.

Во время готовки ужина пошел «долгожданный и как всегда неожиданный» дождь. Пришлось срочно натягивать над горящим костром и палаткой тенты, снимать с веревок спальники, коврики и пр. вещи. Сильный дождь прекратился в 21³⁰, а мелкий шел до часу ночи.

Лагерь По	ртулан, 1	800 м						
Время	200	500	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	2300
t °C	10	10	10	12	15	14	13	11
АД, гПа	812.7	812.3	812.5	812.5	811.2	811.4	812.3	812.8
БД, гПа	1011.2	1009.9	1009.8	1009.2	1007.0	1010.0	1009.3↓	1008.8↓
Ветер	1	1	2	3	3	3	3	1
Атм. явления	100 %	Дождик	100 %	Дождик, туман	50 %	Дождик	Туман в горах	Туман в го- рах
Комфорт	_	_	_	_	—	—	—	_
т °С АД, гПа БД, гПа Ветер Атм. явления Комфорт	10 812.7 1011.2 1 100 % -	10 812.3 1009.9 1 Дождик –	10 812.5 1009.8 2 100 % -	12 812.5 1009.2 3 Дождик, туман –	15 811.2 1007.0 3 50 % -	14 811.4 1010.0 3 Дождик –	13 812.3 1009.3↓ 3 Туман в горах -	11 812.8 1008.8 1 Туман рах –

6.08.2023, г	маршруг	т на живу	ую Белои	ркутнун	о осыпь
--------------	---------	-----------	----------	---------	---------

t°_{min}= 10°, t°_{max}= 13,3°, дождик сыпет каждый час, к вечеру туман в горах.

В 6²⁰ прилетели вороны и над кострищем подняли истошный крик. Пришлось выглядывать из палатки и махать им, что мы на страже и не дадим им грабить нас. Пасмурно, сыро, но вороны в плохую погоду бы не прилетели. На реке обнадёживающий слабый ветерок, с деревьев капают большие капли, трава вокруг мокрая, неуютно даже во флиске и брюках.

До обеда периодически идет дождик, туман, не комфорт. Сидим у костра и пьем чай, собираем грибы: моховики, рыжики. Приготовили на обед рисовую кашу с рыжиками, а на ужин — вермишель с моховиками, плюс чай со смородиновым листом и кисель с сухариками.

После обеда погода не лучше, то дождь, то жара. Сходили в маршрут на живую осыпь Белоиркутную, сделали ее панораму (см. рис. л4), провели разведку завтрашнего брода

через Бел. Иркут для перехода в лагерь Буговек-1.

Живая осыпь в этом году ровная, с правого ее фланга сыпятся и отлагаются внизу у реки крупные глыбы, с левого — мелкие вплоть до мелкозема. В центре торчит из осыпи одинокая скала, о которую разбиваются катящиеся по осыпи камни. Река хорошо подмывает основание или низ осыпи в следствие того, что основной поток воды в реке идет в этом году вдоль правого берега поймы, на остальной ее площади на интервале осыпи и чуть ниже водный речной поток из-за обломочного материала осыпи разбивается на 2-3 протоки, одна из которых, по левому берегу, образовалась уже после нашего прохода по реке в начале экспедиции 27 июля.

В этом месте неожиданно заметили кусты облепихи, раньше считали, что здесь облепиха не растет, а только на главном Иркуте.

Лагерь Портулан, 1800 м	с 17 ⁰⁰ лагерь Буговек-1, 1600 м						
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	11^{00}	17^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	11	10	11	12	16	14	11
АД, гПа	812.3	812.4	812.5	812.4	830.7	832.2	833.1↑
БД, гПа	1014.2	1010.7	1011.8	1011.0	1013.5	1009.5↓	1009.7
Ветер в баллах Бофорта	1	1	2	3	3	3	1
Атм. явления	100 %	100 %	Дождик	98 %	Дождик	50 %, гроза	50 %
Комфорт	_	_	_	_	_	_	_

7.08.2023, маршрут-переход на лагерь Буговек-1

t°_{min}= 10°, t°_{max}= 14.8° переменная погода не мешающая работе.

Ночью шел дождь, с утра погода мрачная, туман с высоты 2200 м и ниже, сквозь него слабо просвечивает солнце. После легкого завтрака: манная каша с изюмом, чай,

доедали вчерашний рис, затем сборы под периодически идущим дождичком и в 12⁰⁰ выход в переход на лагерь Буговек-1.

Живая осыпь сыпет камнями довольно интенсивно, видимо туман и небольшие дождички этому способствуют.

Белый Иркут перешли в месте, где основной поток разбивается на две протоки, совершенно не в тех местах что намечали вчера с Китовым. Воды в реке, по сравнению даже со вчерашним вечером, немного прибыло.

Сходили считали термохрону с датчика, что висит на последнем большом тополе на острове ниже устья руч. Ледяного. Как и в 2019 г. датчика на дереве не оказалось. Веревочка есть, а прибора нет. Поискали вокруг и обнаружили его в полуметре от дерева. Температура в 10⁰⁰ была 13 °C, средняя –3.98 °C, максимальная 36.5 °C, минимальная –34 °C (22 января 2023 г.). В русле руч. Ледяного сфотографировали большие остатки льда от наледи, а также результаты сильного перелопачивания аллювия наледными водами.

Вдоль всей тропы масса моховиков, встречаются рыжики, грузди, сыроежки, ложные лисички. Последних больше всего, но и моховиков хватает.

Сотовая связь и Интернет в кафе не работает, какие-то поломки на ретрансляторе в Мондах, зато купили блинчиков.

После блинчиков приготовили ужин: гречневая каша с растительным маслом, без грибов, кисель. Перед сном пили чай с шоколадкой. Ушли спать в гражданских сумерках, Александр, после купания в мутной воде реки, мы в 22⁰⁰, после очередной кружки чая из этой же мутной воды.

8.08.2023, последние маршруты

Лагерь Буговек-1, 16	00 м							
Время	2^{00}	5^{00}	8^{00}	11^{00}	14^{00}	17^{00}	20^{00}	23^{00}
t °C	12	12	12	13	14	17	13	12
АД, гПа	833.4	833.2	833.5	833.6	833.8	833.5	835.6	835.7
БД, гПа	1009.5	1013.7	1011.6	1013.7	1012.7	1017.0	1010.2↓	1015.9↓
Ветер в баллах Бофорта	1	1	2	3	3	2	1	1
Атм. явления	Дождик	100 %	100 %	100 %	Дождик	25 %	Дождь	Дождик
Комфорт	_	_	_	_	_	+	_	_

t°_{min}= 11°, t°_{max}= 18°, с 10 до 14 дождик, с 18⁵⁰ до 19²⁰ сильная гроза с ливнем, потом дождь.

Завтрак: ячка с растительным маслом, кисель. В 10^{00} пошел дождь и Саша на Средний Иркут снимать показания с термохронов. Вернулся в 13^{30} , до датчиков в устье Ср. Иркута не добрался — большая вода. Датчик, что стоит чуть выше ворот Бел. Иркута показал текущая температуру 12.5 °С, среднюю – 3.2 °С, максимальную 30 °С, минимальную – 35 °С (22 января 2023 г.).

Назад шел с лагеря Федора через водораздел. С тропы свернул, не доходя нашего лагеря, и под мелким дождичком снял данные с термохрона, что стоит вблизи поймы на р. Буговек. Термохрон зафиксировал в 10⁰⁰ 12 °C, среднюю –3.7 °C, максимальную 31 °C, минимальную –35°C (23 января 2023 г.).

Пришел весь мокрый и немного подсушившись у костра, в 14³⁰ уже опять с Вадимом ушли к устью Ср. Иркута, чтобы попытаться все же снять данные с последнего термохрона. Перед выходом немного перекусили: Саша заварил лапшу Ролтон, меня опять угостил Вадим сублемированным супом из тыквы, а сам съел рисовую кашу с говядиной из банки.

...Вдоль русла по правому берегу дошли до первого брода. Без труда в 15^{15} Александр нашел термохрон, который в 10^{00} показал температуру 12.5 °C, в 14^{00} 14 °C, среднюю – 3.2 °C, максимальную 29 °C, минимальную – 34.5 °C (23 января 2023 г.).

В 16⁴⁵ вернулись с победой, зайдя в кафе и купив по три порции блинов, сахара 0.3 кг (0.5 кг мы брали на всю экспедицию в этом году), хлеба, помидор и огурцов и устроили последний праздничный ужин: каша рисовая, салат из огурцов и помидор с растительным маслом, блины, цикорий с сахаром, хлеб.

Лагерь Буговек-1, 1600 м Время	2^{00}	500	800
Бремя	2	5	0
t °C	11	12	12
АД, гПа	835.6	834.6	834.7
БД, гПа	1019.2	1016.9	1011.4
Ветер в баллах Бофорта	2	1	2
Атм. явления	Дождь	Дождь	Дождь
Комфорт	_	_	—

9.08.2023, день отъезда в Иркутск

 $t^{\circ}_{min} = 11^{\circ}, t^{\circ}_{max} = 13.5^{\circ},$ дождь всю ночь и утром.

С ночи идет хороший дождь, собираемся в палатках и под тентом.

Вышли по тропе через болото в 10¹⁰ и в 10³⁰ были в кафе, заказали двойную порцию блинов, горячий сладкий чай с лимоном. Мне хозяйки подали блины с растительным маслом, ребятам со сгущенкой. Вадим, кроме того, заказал себе мясное кавказское блюдо.

За нами приехал Андрей с женой Юлией на стареньком УАЗике, у которого, как только мы отъехали от поста пограничников в Мондах, отвалилась выхлопная труба, чинить которую Андрею пришлось в течение полу часа, лежа на коврике под днищем машины на мокром асфальте.

Всю дорогу шел дождь. Домой добирались в плаще и сапогах, как в горах. Так в 18⁴⁰ завершилась XXII летняя географическая экспедиция в район г. Мунку-Сардык.

Результаты экспедиции

1. Отработано 14 дней, совершено 15 маршрутов (60 пог. км). Всеми участниками экспедиции было отснято (40.78 Гб) научных фотокадров: из них А. Китовым 343 кадра формата .jpg с разрешением 4896х2752 (1.74 Гб); С. Коваленко — 302 снимка формата .RAW с разрешением 9568х6376 (36.47 Гб), 7 видео .MP4 с разрешением 4К, из них 261 научных, 41 бытовых. После обработки и отбраковки снимков RAW и сохранения их в JPG-формате, получилось 292 снимка из которых изготовлено 27 панорам; В. Белоусовым отснято 2.57 Гб, из них 1.93 Гб (469 кадров) фото и 653 Мб видео в основном бытовое и жанровое. Разрешение кадра 5184х2912 пикселей.

2. Были сняты данные термохронов (13 мест), установленные почти на всех высотноуровневых ступенях и показания минимального термометра Перетолчина. Кроме этого, оценивалось состояние многолетних наледей и многолетних снежников (уровень заснеженности выше предыдущих лет). Детально был исследован ледник Радде. Отмечены уровни верхней и нижней его границ открытой части. Степень бронирования поверхностными осыпными моренами существенно увеличилась. Взяты данные с термохронов установленных в 2021 году на верхней и нижней его отметках.

3. Традиционно проводился мониторинг погоды. С 27 июля по 9 августа было взято вручную 89 метеосроков с параллельным мониторингом погоды автоматической миниметеостанцией Geos N11 (110 метеосроков). Непосредственными наблюдениями фиксировались следующие параметры погоды: температура воздуха на высоте 1.5 м, температура на поверхности почвы, атмосферное и барометрическое (приведенное на уровень моря) давление, характер и количество жидких осадков, характер облачности и ветра, комфорт. Автоматическая миниметеостанция в те же сроки записывала на высоте 1.5 м следующие нужные нам параметры: скорость ветра (км/ч), средняя скорость ветра (км/ч), температура воздуха на сенсоре (°С), относительная влажность на сенсоре (% rH), атмосферное давление на датчике (гПа), барометрическое давление (приведенное на уровень моря) (гПа), абсолютная высота (м), относительная высота (м), температура ветра (°С), точка росы (°С), компас (°), магнитное поле

Земли (мкТл), напряжение батареи прибора (в).

Сняли показания минимального термометра Перетолчина (-32.5 °С за зиму 2022-2023 гг.).

4. Почти все наледи к моменту нашей экспедиции в этом году стаяли, кроме Бол. Белоиркутной и Бол. Мугувекской, Бол. Буговекская наледь в этом году, как и в прошлом, не обследовалась.

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.

6. Наблюдали семь (5+2) взрослых горных козлов.

Благодарности

Исследование выполнено за счёт средств государственного задания (№ госрегистрации темы: АААА-А21-121012190056-4); при поддержке РФФИ, гранта № 20-05-00253А «Трансформация геосистем Байкальской природной территории».

Литература

Двадцать первая весенняя экспедиция с 27 апреля по 3 мая 2023 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munkusardyk.ru/spring2023 (дата обращения: 14.06.2024).

Двадцать вторая летняя экспедиция с 27 июля по 9 августа 2023 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munkusardyk.ru/summer2023 (дата обращения: 14.06.2024).

Китов А.Д., Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2022 году DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.131 // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2024. Т. 4, № 1. С. 131–148.

Коваленко С.Н. Некоторые особенности и геоморфологические признаки отличия палеоледников и палеоснежников горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3,

№ 4. C. 182-196. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.182

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 3. С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Шушарин П.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2019 // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 176–195. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.176

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Гидрологические исследования 2014 г. в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2014. № 2-3 (10). С. 53–60.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 3-4 (8). С. 24–37.

Мунку-Сардык.ру : сайт : URL : http://munku-sardyk.ru (дата обращения: 14.06.2024).

Шкала Бофорта. Виды ветров // Физика атмосферных явлений : сайт : URL: http://phys.vspu.ac.ru/for%20stu-

dents/TSOR/Gorbunova/page13.html (дата обращения: 14.06.2024).

References

Beaufort scale. Types of winds // Physics of atmospheric phenomena : website : URL : http://phys.vspu.ac.ru/for%20stu-

dents/TSOR/Gorbunova/page13.html (date of access: 14.06.2024).

Kitov A.D., Kovalenko S.N., Gergenov I.I. Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk region in 2022 DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.131 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 131–148.

Kovalenko S.N. Some features and geomorphological signs of palaeoglaciers and palaeosnowfields of the Munku-Sardyk mountain massif DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.182 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 182–196.

Kovalenko, S.N.; Gergenov, I.I. To the question about the sources of loose material, causes and places of catastrophic mudflows in the area of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 120-132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Kovalenko S.N., Kitov A.D., Shusharin P.V. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2019 // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 176-195. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.176

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Hydrological research 2014 in the area of Munku-Sardyk Mountain // Bulletin of the Department of Geography VSGAO. 2014. No. 2-3 (10). P. 53-60.

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Types of mountain relief and the origin of glaciers in the area of Mount Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography VSGAO. 2013. No. 3-4 (8). P. 24-37.

Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munku-sardyk.ru (date of access: 14.06.2024).

Twenty-first spring expedition from April 27 to May 3, 2023 // Munku-Sardyk.ru : website : URL: http://munku-sardyk.ru/spring2023 (date of access: 14.06.2024).

Twenty-second Summer Expedition from July 27 to August 9, 2023 // Munku-Sardyk.ru : website : URL: http://munku-sardyk.ru/summer2023 (date of access: 14.06.2024).

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025 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.

Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук, 664033 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 str., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Senior Research Fellow, tel.: (3952) 42-74-72, email: kitov@irigs.irk.ru.

Конференции

УДК 550.34.032 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.213 Научная конференция студентов и молодых ученых по Наукам о Земле геологического факультета ИГУ 2024 г.

Ю.С. Андреева

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Конференция посвящена 60-летию кафедры геологии нефти и газа, 75-летию геологического факультета ИГУ и памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня его рож-

дения

Scientific Conference of Students and Young Scientists on Earth Sciences of the IGU Faculty of Geology 2024

Yu.S. Andreeva

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

The conference is dedicated to the 60th anniversary of the Department of Oil and Gas Geology, the 75th anniversary of the Faculty of Geology of ISU and to the memory of Academician N.A. Logachev in connection with the 95th anniversary of his birthday

10 апреля 2024 г. на геологическом факультете Иркутского государственного университета состоялась Ежегодная научная конференция студентов и молодых ученых по Наукам о Земле геологического факультета. Общее количество участников превысило 70 человек, среди которых был один зарубежный аспирант геологического факультета из Кот-д'Ивуара (Африка).

Традиционно конференция началась с приветственного слова декана геологического факультета – Светланы Павловны Приминой, в котором она пожелала участникам ярких выступлений и бурных дискуссий. Открыл конференцию доцент кафедры геологии нефти и газа, канд. геол.-минерал. наук Сергей Викторович Снопков с пленарным докладом «Геологические методы исследования при решении археологических задач».

Живой интерес вызвал доклад ведущего геолога ООО «СИБГАЗ» Сергея Лазаренко (выпускника геологического факультета) и аспиранта 2 года обучения Дмитрия Мамакова, в котором они представили новый взгляд на строение рифейских отложений Юго-Восточной части Ангаро-Ленской сту-Важные практические результаты пени. представила студентка 4 курса Мария Сукнёва в докладе, посвященному оценке параметров кристаллизации расплава, родонаграносиенита чального для НепскоБотуобинской актеклизы Сибирской платформы: результаты амфиболовой геотермобарометрии.

Магистрант 1 года обучения геологического факультета Анатолий Куроленко в своем докладе обратил внимание на влияние уровня воды в озере Байкал на сейсмическую активность в Прибайкалье. аспирант 1 года обучения ИСЗФ СО РАН Фаина Куклина представила результаты модельных исследований на объекте Вака-Муэрта.

Опыт применения в России новейшей технологии нейронной сети для определения размера крупнообломочного материала в селевых отложениях представил аспирант 2 года обучения ИЗК СО РАН Антон Юрьев. Историей открытия и разработкой первого в России золоторудного месторождения поделился студент 1 курса Николай Муравьев. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа слюд из карбонатных толщ Слюдянского района прозвучали в докладе студентки 2 курса Евы Трубачевой.

Вопросам, касающихся анализа применениями технологии водогазового воздействия (ВДВ) на Среднеботуобинском месторождении был посвящен доклад магистранта 1 года обучения геологического факультета Влады Пятковой. Магистрант 2 года обучения геологического факультета Анастасия Бокарева сделала доклад, посвященный преобразованию литосферной мантии в глубинных ксенолитах из тефритов четвертичного вулкана Шилийн-Богд Юго-Восточной Монголии.

Преподаватели геологического факультета отметили высокий уровень докладов, выделили большую роль самостоятельных исследований в представленных материалах и дали рекомендации об опубликовании отдельных докладов в Вестнике Иркутского государственного университета – 2024. Каждому докладчику был вручен сертификат участника конференции. Лучшие доклады были отмечены дипломами 1, 2 и 3 степени.

По итогам голосования преподавателей, третье почётное место заняла магистрант второго года обучения Анастасия Бокарева с докладом «Преобразование литосферной мантии в глубинных ксенолитах из тефритов четвертичного вулкана Шилийн-Богд Юго-Восточной Монголии». Второе почётное место заняла студентка 2 курса Ева Трубачёва с «Результаты рентгенофлуоресдокладом центного анализа слюд из карбонатных толщ Слюдянского района». Абсолютным лидером стал доклад «Оценка параметров кристаллизации расплава, родоначального для граносиенита Непскоботуобинской актеклизы Сибирской платформы: результаты амфиболовой геотермобарометрии» студентки 4 курса Марии Сукнёвой, получившей диплом первой степени.

Организационный комитет конференции и администрация геологического факультета, в лице декана Светланы Павловны Приминой, выражает благодарность и признательность «Иркутской нефтяной компании» за материально-техническую поддержку и оказанное содействие в организационных вопросах для проведения конференции. Оргкомитет конференции благодарит директора геологического музея, старшего преподавателя кафедры динамической геологии Светлану Владимировну Липкину, Татьяну Анатольевну Ромащенко за предоставление площадки для проведения конференции и техническую поддержку, а также Первичную профсоюзную организацию студентов ИГУ за материально-техническую поддержку конференции.



Пленарный доклад «Геологические методы исследования при решении археологических задач» доцента кафедры геологии нефти и газа, канд. геол.-минерал. наук Сергея Викторовича Снопкова.



Выступление Евы Трубачёвой с докладом «Результаты рентгенофлуоресцентного анализа слюд из карбонатных толщ Слюдянского района», занявшей по итогам голосования 2-е место.



Общая фотография участников научной конференции.



Награждение Марии Сукнёвой, занявшей первой место, по итогам голосования.
Андреева Юлия Сергеевна,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, старииий преподаватель кафедры геологии нефти и газа, 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, Department of Oil and Gas Geology, tel. 89086534398, email: afanasevaus@mail.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. 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