

ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Материалы V Всероссийской конференции с участием
иностранных ученых, посвященной памяти академика Н. А. Логачева
в связи с 95-летием со дня рождения
Иркутск, 16–19 апреля 2024 г.

CONTINENTAL RIFTING, ACCOMPANIED PROCESSES

Proceedings of the 5th All-Russian Conference with Participation
of Foreign Scientists, Dedicated to the Memory of Academician
Nikolay Logatchev
on the Occasion of the 95th Anniversary of His Birth
Irkutsk, 2024, April 16–19



УДК 551.24+551.21+551.31+550.343.6+553.982
ББК Д39:(Д344.0+Д217+Д453.1)
К65

Утверждено к печати учеными советами
ИЗК СО РАН (20 февраля 2024 г.)
и геологического факультета ИГУ (28 февраля 2024 г.)

Под редакцией
проф. С. В. Рассказова, доц. С. П. Приминной

*Конференция проводится по крупному проекту
«Фундаментальные исследования Байкальской природной территории
на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей,
нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга
окружающей среды»*

К65 **Континентальный** рифтогенез, сопутствующие процессы : материалы
V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвящен-
ной памяти академика Н. А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения.
Иркутск, 16–19 апреля 2024 г. / Ин-т земной коры СО РАН ; Иркут. гос. ун-т ;
[под ред. С. В. Рассказова, С. П. Приминной]. – Иркутск : Издательство ИГУ,
2024. – 217 с. DOI: 10.26516/978-5-9624-2262-6.2024.1-217
ISBN 978-5-9624-2262-6

Основные темы конференции: мантия и кора рифтов: новейшая геодинамика, неотек-
тоника, вулканизм и его источники; геологические катастрофы, мониторинг современных
геологических процессов, оценка угрозы землетрясений; стратиграфия, литология и геохро-
нология осадочных и вулканогенно-осадочных толщ; геология и разработка месторождений
нефти и газа; образование, наука и производство в геологии.

Материалы представляют интерес для специалистов в различных областях геологии,
геофизики и геохимии и для студентов, обучающихся по геологическим специальностям.

УДК 551.24+551.21+551.31+550.343.6+553.982
ББК Д39:(Д344.0+Д217+Д453.1)

ISBN 978-5-9624-2262-6

© Институт земной коры СО РАН, 2024
© ФГБОУ ВО «ИГУ», 2024



***Николай Алексеевич Логачев
1929–2002***

СОДЕРЖАНИЕ

Рассказов С. В. Литолого-стратиграфическая основа верхнего мезозоя и кайнозоя юга Восточной Сибири в монографиях Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева, В. М. Скобло и Н. А. Ляминой	9
Тверитинова Т. Ю. По следам Восточно-Африканской рифтовой экспедиции (заметки и рисунки глазами очевидцев)	11
Акулов Н. И., Рубцова М. Н., Рубцова А. Е. Эоловые отложения в мини пустынях Забайкалья	15
Балуев А. С., Брусиловский Ю. В., Иваненко А. Н. Проявление внутриплитного магматизма в южном замыкании Восточно-Баренцевского рифтогенного трога по данным комплексной интерпретации гравимагнитных полей	18
Безрукова Е. В., Кулагина Н. В., Решетова С. А., Волчатова В. В., Амосова А. А., Смелый Р. В., Щетников А. А., Крайнов М. А., Филинов И. А. Комплексная запись из донных отложений оз. Саган-Нур (Восточный Саян) как индикатор изменений природной среды юга Сибири в среднем–позднем голоцене	22
Бокарева А. А., Рассказов С. В., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А. Преобразование литосферной мантии в глубинных ксенолитах из тефритов четвертичного вулкана Шилийн-Богд Юго-Восточной Монголии	25
Брыжак Е. В., Джурик В. И., Серебренников С. П. Оценка сейсмической опасности крупных геологических структур Байкальской сейсмической зоны при деградации мерзлоты	27
Бызов Л. М. Цифровая карта морфотектоники Байкальской рифтовой системы и прилегающих территорий	29
Вологина Е. Г., Штурм М., Радзиминович Я. Б. Влияние высокой сейсмической активности на осадконакопление в озере Байкал	30
Графеев О. Е. Аномалии озонового слоя как предвестник землетрясений на Камчатке	33
Гребенщикова В. И., Кузьмин М. И., Новопашина А. В. Распределения редких щелочей (Li, Rb, Cs) в водных компонентах Байкальской рифтовой зоны	35
Добрынина А. А., Саньков В. А. Модификация литосферы в зонах континентального рифтогенеза по данным о затухании сейсмических волн	39
Ербаева М. А., Дакснер-Хёк Г., Щетников А. А., Казанский А. Ю., Филинов И. А., Мёрс Т., Алексеева Н. В., Иванова В. В., Войта Л. Л., Матасова Г. Г., Намзалова О. Д. Ц. Новые данные по фауне, природной среде и стратиграфии миоценового местонахождения Тагай (остров Ольхон)	41

Ефремов С. В.	
Базитовый и гранитоидный магматизм как источник информации о строении и процессах, сформировавших континентальную литосферу Тувино-Монгольского микроконтинента	44
Жгилев А. П., Перепелов А. Б., Цыпукова С. С., Щербаков Ю. Д., Каримов А. А.	
Мегакристаллы пироксенов и гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии: условия происхождения и процессы преобразования под воздействием базальтовых магм	47
Замана Л. В., Куклин А. П.	
Выявление новых проявлений азотных терм в Забайкалье на основе гидрогеохимических данных	52
Звягинцева Е. В.	
Геохимические различия агатовой минерализации Кузбасса	55
Иванова В. В., Щетников А. А., Филинов И. А., Казанский А. Ю., Матасова Г. Г., Бердникова Н. Е., Бердников И. М.	
Реконструкция природно-климатических условий образования отложений опорного разреза Игетей (средний–верхний неоплейстоцен, Предбайкалье)	59
Клементьев А. М., Даргын-оол Д. В.	
Геологические условия образования местонахождения млекопитающих Моген-Бурен в Туве	62
Корольков А. Т.	
Рифтогенез на участке Северо-Муйского тоннеля	65
Кузин А. М.	
О механизме концентрации полезных ископаемых по данным интерпретации сейсмических методов (к методологии интерпретации)	68
Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Минеев А. Л., Беленович Т. Я.	
Свидетельства современной активизации рифейского Онего-Кандалакшского грабена	72
Лазаренко С. А.	
Дулиньминское месторождение и Марковско-Ичерская зона дислокаций как результат воздействия геодинамических процессов на геологическое строение района	75
Ларин С. И., Ларина Н. С., Максимов Ф. Е.	
Об условиях формирования перигляциального аллювия Тункинского рифта в сартанском криохроне	78
Левина Е. А., Ружич В. В.	
Модель подготовки землетрясений в Байкальской рифтовой зоне по сейсмогеологическим признакам	82
Левицкий В. И., Резницкий Л. З., Левицкий И. В.	
Литогенез и питающие провинции метатерригенных пород в архейско-палеопротерозойских комплексах Сибирского кратона и фанерозойских подвижных поясах в его обрамлении	85
Мамаков Д. О., Вахромеев А. Г., Масленников М. А., Демидова Е. В., Лазаренко С. А., Примина С. П., Мамакова Т. С., Иванова Н. А.	
Кембрийские органогенные постройки юго-востока Ангаро-Ленской ступени и их нефтегазоносность	89

Mart Y., Lunina O. V. The Levant Rift: A continental transform fault or an emerging ocean?	92
Монгуш А. Р., Коваленко С. Н., Рассказов С. В. Сравнительный анализ трахидацит-риолитовых галек и песчаного наполнителя среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала	94
Низовцев А. С., Лунина О. В. Поиск новых подходов к исследованию трещиноватости на основе беспилотной аэрофотосъемки (на примере объектов в Байкальском рифте)	96
Плюснин А. М., Украинцев А. В., Бурхисанов А. О. Формирование островной дуги в заливе Сор-Черкалова	100
Прошкина З. Н., Валитов М. Г., Сигеев И. А. Особенности глубинного строения земной коры северной части Татарского трога	104
Рассказов С. В., Андреева Ю. С., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А. Состав пород, источники и тектоническая обстановка позднемезозойского и раннекайнозойского вулканизма Восточной Монголии: обзор новых работ и новые данные	108
Рассказов С. В., Асламов И. А., Снопков С. В., Архипенко В. И., Ильясова А. М., Чебыкин Е. П. Первые результаты мониторинга подземных вод побережья Байкала в режиме реального времени	112
Рассказов С. В., Вафин Д. М. Различие моделей отторженного свинца галенита в рудных месторождениях древних и молодых террейнов – ключ к определению провинциальной принадлежности золотосеребряного месторождения Кундумы, Западное Приохотье	117
Rasskazov S. V., Sun Yimin, Yasnygina T. A., Chuvashova I. S. Geological Setting and Geochemical Evidence of Mixing Melts: The Implementation of This Process under the Jiaodebushan and Xiaogushan Volcanoes in the Wudalianchi Volcanic Field, Northeast China	120
Рассказов С. В., Усольцева М. В., Решетова С. А., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А. Перспективы дробного стратиграфического расчленения танхойской свиты – потенциал для детальных реконструкций развития рельефа и понимания глубинной геодинамики Байкальской рифтовой системы в миоцене и раннем плиоцене	125
Рассказов С. В., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А., Тугарев С. Д. Псевдотахилиты – показатели сильных тектонических смещений в зонах разломов: находки псевдотахилитов в Сибири	129
Ружич В. В., Левина Е. А., Рассказов С. В. От интегральной модели Байкальской рифтовой зоны к долгосрочному прогнозу землетрясений	133
Ружич В. В., Мельникова В. И., Гилёва Н. А. О влиянии техногенных воздействий на режим сейсмотектонической активности в районе Верхнеангаро-Муйской межвпадинной перемычки на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны	136

Рычкова К. М.	
Изотопный состав гелия в позднекайнозойских Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях	140
Санжиева Д. П. -Д., Тубанов Ц. А., Радзиминович Н. А.	
Особенности сейсмичности дельты р. Селенги	144
Саньков В. А., Лухнёв А. В., Саньков А. В., Мирошниченко А. И., Бызов А. М., Зуев Ф. Л., Гранин Н. Г., Гнатовский Р. Ю., Асмолов И. А.	
Рельеф водной и ледовой поверхности озера Байкал по результатам профилирования с использованием ГНСС-приемников	146
Семинский К. Ж., Бобров А. А.	
Стратегия поиска эманационных предвестников сильных землетрясений (на примере Байкальского региона)	148
Сивцев А. И., Тимофеев Н. Г., Сивцев Н. А.	
Перспективы развития минерально-сырьевой базы углеводородов в Республике Саха (Якутия)	152
Снопков С. В., Куроленко А. А.	
Хубсугульское землетрясение 12 января 2021 г. и афтершоки: электрохимические отклики подземных вод юго-западного побережья Байкала	156
Соболева А. А., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б.	
Синрифтовые раннепалеозойские песчаники Поляного Урала: предполагаемые источники детритового циркона	159
Сукнёва М. О., Донская Т. В.	
Оценка параметров кристаллизации расплава, родоначального для граносиенита Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы: результаты амфиболовой геотермобарометрии	162
Сутурин А. Н.	
Рифтогенез и парадоксы экосистемы озера Байкал	165
Тверитинова Т. Ю.	
Особенности распределения и проявления в структуре литосферы Земли разномасштабных дизъюнктивов	167
Тетиали Б. Я., Бычинский В. А.	
Физико-химическое моделирование процессов образования углеводородных газов озера Байкал	170
Тубанов Ц. А., Предин П. А., Герман Е. И., Санжиева Д. П. -Д.	
Возможность мониторинга тектонических деформаций по сейсмологическим данным	171
Устинова В. В., Степанова А. В.	
Подушечные базальты MORB-типа и пойкилитовые долериты в Онежской структуре Карельского кратона: геохимическая корреляция, условия образования и связь с процессами рифтогенеза	173
Федерягина Е. Н., Воронцов А. А., Сасим С. А.	
Изотопно-геохимические характеристики и петрогенезис позднемезозойских вулканитов Нерчинской рифтогенной впадины (Восточное Забайкалье)	176
Phi Hong Thinh, Nguyen Thi Phuong Thanh	
Ground Subsidence Related to Underground Karst Caves on Road Routes in Vietnam and Solutions	180

Хензыхенова Ф. И.	
Фауна мелких млекопитающих Байкальского региона в позднем плейстоцене	184
Шарастепанов Б. Д., Папаев А. П., Рассказов С. В., Снопков С. В., Ильясова А. М., Чебыкин Е. П.	
Качество подземных вод пос. Орлик, Окинский район Бурятии	186
Шейнкман В. С., Парначев В. П., Седов С. Н.	
Влияние рифтогенных процессов в Арктическом бассейне на строение отложений позднего квартера севера Западной Сибири	189
Шпилов Э. В.	
Рифтогенез и спрединг в геодинамической модели формирования структуры океанических бассейнов в Арктике	193
Шмакин В. Б.	
Парадигмальная сущность понятий пассивного и активного континентального рифтогенеза	197
Штельмах С. И., Ухова Н. Н., Акулов Н. И., Акулова В. В., Пантеева С. В., Белозёрова О. Ю., Рубцова М. Н.	
Распределение петрогенных, следовых и редкоземельных элементов в карбонатных породах Билютинского месторождения	205
Yan Lei, Zhao Dan, Yang Jiani	
Sequential Mineralization and Molecular Mechanism of Magnetosome in <i>Acidithiobacillus ferrooxidans</i> BYM	209
Ясныгина Т. А., Рассказов С. В., Попов Е. П., Самарина Я. В., Чебыкин Е. П., Ильясова А. М., Токарева С. С.	
Металлы в нефтях скважин Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения, Сибирская платформа	212
Авторский указатель	215

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В МОНОГРАФИЯХ Н. А. ФЛОРЕНСОВА, Н. А. ЛОГАЧЕВА, В. М. СКОБЛО И Н. А. ЛЯМИНОЙ

С. В. Рассказов

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Properly made geologic maps are the most quantitative data in geoscience: While we may debate the nature of a contact, the contact and dip-strike measurements, if properly located, should be there 100-200 years hence and are therefore both quantitative and reproducible, something that cannot be said of experiments in some of the other sciences¹

Şengör [2014]

Телеграфный стиль, принятый в коротких статьях в большинстве отечественных и международных журналов, может быть достаточен для точных наук, но в геологии приводит к легковесности построений и браку. Подготавливая очередную короткую статью, геолог теряет детали, в которых может быть заключен основной смысл природного явления, не до конца осознанного самим автором. Возможность всестороннего представления материалов, которое должно остаться для будущих поколений геологов, дает формат монографии или, что равносильно, серий тематически-связанных расширенных статей, в которых приводится исчерпывающая информация с детальными схемами, иллюстрациями и вариантами интерпретаций.

Для получения первичной информации по литологии и стратиграфии кайнозоя и позднего мезозоя юга Восточной Сибири в качестве исходных справочников уже много лет служат монографии: «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья и Забайкалья» [Флоренсов, 1960], «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» (1974 г.) и «Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья» [2001]. В этих работах были заложены основы современного понимания геологической эволюции территории в позднем мезозое и кайнозое Н. А. Флоренсовым, Н. А. Логачевым, В. М. Скобло и Н. А. Ляминой. Другие (в том числе монографические) работы по литолого-стратиграфической тематике юга Восточной Сибири, в сущности, только дополняли и уточняли отдельные вопросы, освещенные в этих базовых публикациях.

Н. А. Флоренсов преподавал на кафедре динамической геологии геологического факультета Иркутского госуниверситета в течение 20 лет и какое-то время заведовал этой кафедрой. В 1952 г. он пригласил молодого выпускника факультета Н. А. Логачева на работу в недавно созданный Институт геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР (будущий Институт земной коры). В первый полевой сезон была составлена геологическая карта Тункинской впадины и Еловского отрога в Тункинской долине. С легенды этой карты начались работы по литологии и стратиграфии осадочного заполнения впадин байкальского типа. Впадины, заполненные кайнозойскими осадочными отложениями, были отделены от впадин Забайкалья, заполненных мезозойскими осадочными породами. В монографии 1960 г.

¹ Правильно составленные геологические карты являются наиболее количественными данными в геонауке: хотя мы можем спорить о природе контакта, измерения контакта и падения, если они правильно определены, то должны быть на том же месте через 100–200 лет и поэтому являются количественными и воспроизводимыми, чего нельзя сказать об опыте в некоторых других науках.

Н. А. Флоренсов использовал стратиграфическую схему, разработанную Н. А. Логачевым [1958] для Тункинской, Баргузинской долин и Южно-Байкальской впадины. Во вклейке к монографии приведена подробная схема впадин юга Сибири. Позже Н. А. Логачевым в эту схему была добавлена только Билинская впадина (устное сообщение).

Преемственность Н. А. Логачева в работах по мезозою и кайнозою от Н. А. Флоренсова дополнялась его личной увлеченностью литологией и стратиграфией. Взаимодействуя по этому направлению с широким кругом специалистов, он пришел к обобщению материалов в основном разделе коллективной книги «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья». Особое значение он придавал изучению вулканизма. Мезозой он рассматривал в качестве фона. В 1970–1990-е гг. негласно считалось, что вместе с осадочными стратонами впадин байкальского типа сотрудниками Института земной коры изучается вулканизм кайнозоя, а сотрудниками другого геологического института Иркутска, Института геохимии, изучается вулканизм мезозоя.

В 1990-х и 2000-х гг. общие интересы в работах по кайнозою свели меня с сотрудниками ВостСибНИИГГиМСа В. М. Скобло и Н. А. Ляминой. Результатом наших совместных работ явились статьи и монография «Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири» [2007]. Между тем этими исследователями были получены также обширные материалы по литологии и стратиграфии континентальных осадочных пород верхнего мезозоя юга Сибири. По просьбе В. М. Скобло я показал Н. А. Логачеву подготовленную его группой версию монографии на предмет ее опубликования под научной редакцией Н. А. Он высоко оценил подготовленный текст, и вскоре монография В. М. Скобло и др. [Континентальный верхний ... , 2001] вышла в свет. По сравнению с опубликованной прежде большой главой «Стратиграфия» в книге «Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы», по палеонтологическим определениям сотрудников ПИН РАН, стратиграфия Иркутского угленосного бассейна была скорректирована на два яруса. Территория исследований юрских отложений, ограниченная М. М. Одинцовой югом Сибирской платформы, была расширена в монографии В. М. Скобло на весь юг Восточной Сибири. Кроме юрских, охарактеризованы вышележащие меловые осадочные породы. Проблематичные «сотниковские конгломераты» [Логачев, 1974] получили надежное нижнемеловое возрастное обоснование.

В «золотой век» геологии на юге Восточной Сибири были получены обширные материалы по литологии и стратиграфии верхнего мезозоя и кайнозоя, дошедшие до нас в виде перечисленных монографий, передающих высокий уровень профессионализма геологов, заложивших основы современных знаний.

Список литературы

- Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья / В. М. Скобло, Н. А. Лямина, И. В. Лузина, А. Ф. Руднев. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29.
- Логачев Н. А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М. : Наука, 1974. С. 7–163.
- Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С. В. Рассказов, Н. А. Лямина, Г. П. Черняева [и др.]. Новосибирск : Гео, 2007. 193 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1960. 258 с. (Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Сер. геол. ; вып. 19).
- Şengör A. M. C. How scientometry is killing science // GSA Today. 2014. Vol. 24, N 12. DOI: 10.1130/GSATG226GW.1.

ПО СЛЕДАМ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ ЭКСПЕДИЦИИ (ЗАМЕТКИ И РИСУНКИ ГЛАЗАМИ ОЧЕВИДЦЕВ)

Т. Ю. Тверитинова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

В 60–70 гг. XX в. АН СССР организовала ряд экспедиций по изучению континентальных рифтовых систем. Инициатором экспедиций выступил В. В. Белоусов, президент Международного союза геофизики и геодезии, председатель Научного совета по комплексному исследованию земной коры и верхней мантии при ОГГГ (Отделение геологии, геофизики и геохимии) АН СССР, пользовавшийся в то время исключительным авторитетом и чрезвычайной популярностью в международном научном сообществе. Проект предполагал изучение верхней мантии Земли. Первым объектом была избрана Восточно-Африканская континентальная рифтовая система, следующим – Исландская рифтовая система, входящая в систему Срединно-Атлантического срединного хребта.

В течение летних сезонов 1967–1969 гг. группа советских ученых на все лето выезжала в Восточную Африку. Работы проводились на территории Кении, Танзании, Уганды, Руанды, Бурунди, Судана. Научные результаты экспедиции широко известны [Восточно-Африканская ..., 1974]. Была всесторонне изучена Восточно-Африканская рифтовая система – тектонотип континентальных рифтов. Родилось мощное научное направление по изучению рифтогенеза на континентах.

Менее известна другая сторона экспедиции – быт, взаимоотношения участников, царивший в экспедиции дух. О Восточно-Африканской экспедиции еще тогда прекрасно написал в нескольких очерках А. П. Капица [1969, 1970], в которых использовал рисунки Е. Е. Милановского. Рисунки Евгения Евгеньевича в большом количестве присутствуют также в выпущенной по результатам экспедиции 3-томной монографии [Восточно-Африканская ..., 1974]. В газете «Неделя» была опубликована небольшая статья Н. А. Логачева «У древних вулканов Африки» [Логачев, 1970]. Кроме того, в архиве Е. Е. Милановского сохранился экземпляр копии Информационного отчета о работах Советской комплексной Восточно-Африканской экспедиции Академии наук СССР в 1967 г. [Капица, Белоусов, 1967], в котором описаны все маршруты экспедиции 1967 г. Очерки А. П. Капицы и Н. А. Логачева ценны тем, что из них мы можем узнать отдельные моменты жизни экспедиции, увидеть живых интересных людей, почувствовать дух того времени, когда по инициативе Советского Союза осуществлялись международные геологические проекты. В предлагаемой работе использованы материалы этих публикаций.

Научным руководителем советской комплексной Восточно-Африканской экспедиции был В. В. Белоусов. В состав экспедиции входили геологи в возрасте от 36 до 60 лет: Е. Е. Милановский (Геологический факультет МГУ), А. В. Горячев (Институт физики Земли АН СССР), Н. А. Логачев (Институт земной коры Сибирского отделения АН СССР), А. А. Краснов (Институт экономики минерального сырья и геологоразведочных работ). В 1968 г. к экспедиции присоединились новые участники: геофизики Л. Н. Рыкунов и В. В. Седов, геохимики В. И. Герасимовский и А. И. Поляков. Возглавлял экспедицию А. П. Капица (Географический факультет МГУ).

В 1967 г. работы проводились на территории Кении. Основная база экспедиции располагалась в столице Кении – Найроби. Работа велась в тесном сотрудничестве с Кенийской геологической службой и комиссией стран Восточной Африки по проблеме верхней мантии. Уже на месте к полевым работам были подготовлены все нужные для экспедиции карты и сведения по району рифтовой долины. Были арендо-

ваны машины, в основном Ленд-Рроверы, а также грузовики. Подготовлено оборудование, спальные мешки, спецодежда, укомплектованы полевые аптечки, закуплено продовольствие и скомплектована кухня, приобретено оружие. На работу было принято несколько местных жителей из разных африканских племен.

Все участники экспедиции владели английским языком, но в разной степени. Если у кого-то словарного запаса для общения с местными не хватало, на помощь приходил язык мимики и жестов, который иногда был более эффективен. В использовании языка мимики и жестов более всего преуспел Н. А. Логачев, которого отлично понимали все.

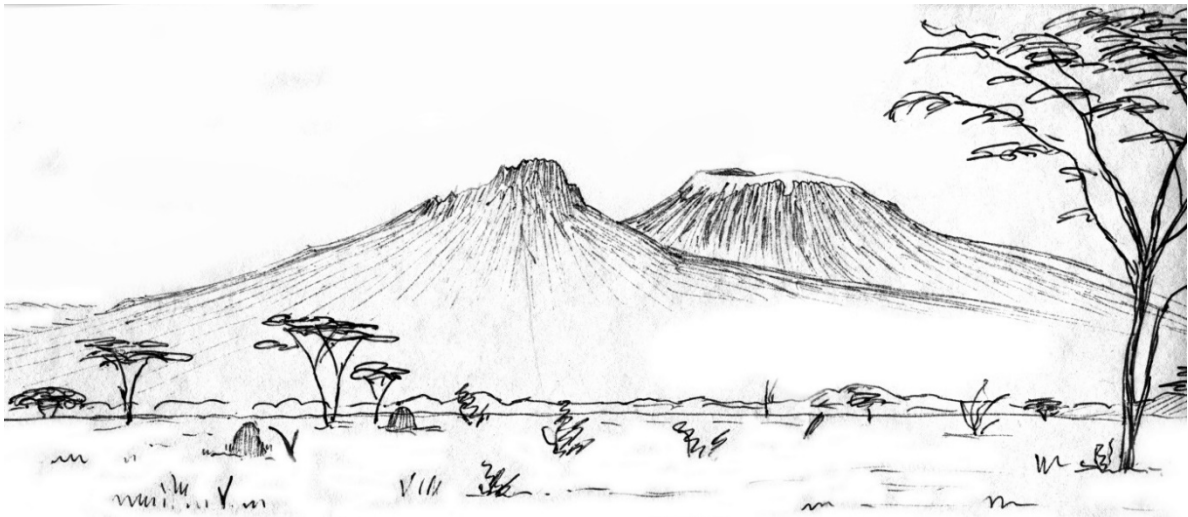


Рис. Килиманджаро с востока. Слева – вершина г. Мавензи, справа – вулкан Кибо (рисунок Е. Е. Милановского)

Первые выезды на полевые работы были рекогносцировочными. Нужно было испробовать снаряжение, машины и «самим понюхать саванну». «Африка есть Африка, и только тот может о ней рассуждать спокойно, кто сам в ней пожил и поработал, а таких я что-то мало встречал» [Капица, 1969].

В 1968 г. полевые работы проводились в Северной Танзании и Южной Кении. Основная база экспедиции была перенесена из Найроби в город Моши, расположенный у подножия Килиманджаро (в экономической столице Восточной Африки – Аруше организовать базу не удалось). В 1969 г. экспедиция имела две базы с видом на оз. Виктория и на величественный Килиманджаро.

Работа в Африке была особенной. Пыльная «саванна – холмистая степь... без кустов и деревьев, покрытая рыжеватой высокой травой». Величественные картины рифтовой долины – крупнейшего грабена мира... виды действующих и потухших вулканов... Первый полевой лагерь. «Первая ночь в саваннах. Напрасно я прислушивался к полуночной тишине – ни рева львов, ни хохота гиен, всегда присутствующих в описании других авторов, не было слышно... Ночь прошла спокойно, только от холода пришлось влезть в спальный мешок почти с головой, было, наверное, градусов 8–10. Африканское утро тоже нас встречало прохладой». За всю экспедицию лагерей было множество. «Где только не стояли наши палатки – на высоких прохладных плато и в жарких низинах, на берегах великих озер Виктория и Танганьика и у мелких ручейков, на лавовых плато и в кратерах потухших вулканов. Двое наших товарищей – вулканолог Краснов и геохимик Поляков ухитрились переночевать даже в кратере активного вулкана Олдоньо-Ленгаи» [Логачев, 1970].

«Первые шаги по саванне... Не знаю, как чувствовали себя другие, но мне, когда я шагал по высокой траве саванн или продирался через колючий кустарник, все время казалось, что я сейчас наступлю на хвост плюющейся кобры или споткнусь о льва. Но скоро это ощущение исчезло, и, хотя до конца этого дня я каждый раз внимательно смотрел, куда ставлю свои ступни, настороженность постепенно проходила... К полудню стало жарко, вернее, сильно припекало экваториальное солнце. Но стоило зайти в тень, и жара не чувствовалась. Иногда мы отрывались от наших машин и пешком поднимались на возвышенности. Очень мешал ходить колючий кустарник, покрывающий саванну. Колючки, напоминающие рыболовные крючки, отчаянно цеплялись за одежду. Приходилось тратить немало времени, чтобы отцепиться от них» [Капица, 1969].

При работе в саванне участникам экспедиции постоянно встречались различные животные: жирафы, зебры, антилопы, зайцы, обезьяны-бабуины, вараны, страусы, цесарки, куропатки... В национальных парках это были львы, бегемоты. «...на дороге, вернее, на обочине, светились чьи-то глаза зеленым кошачьим блеском, когда мы подъезжали ближе, огоньки исчезали. Пылкая фантазия рисовала нам пантер и леопардов, но чего не видели, того не видели» [Капица, 1969]. Участники экспедиции многократно испытывали на себе укусы мухи цеце. Порой животные, в том числе львы, были гостями в полевых лагерях.

Полевые работы чередовались с пребыванием на базах в городе, где можно было отдохнуть, привести в порядок свои записи, подготовиться к новому выезду в поле. Это было время деловых и дружеских встреч с участниками других международных и иностранных экспедиций, например, английской геофизической, начальником в которой был доктор Б. Кинг (в 1975 г. Б. Кинг, как и Е. Е. Милановский, был в Иркутске на рифтовом симпозиуме).

В процессе экспедиционных работ происходили встречи с местными жителями – масаями, пигмеями, карамоджа. Советских геологов поражали и восхищали яркие одежды африканцев, их своеобразные обычаи, танцы.

Во время пребывания в странах Африки члены советской экспедиции неоднократно выступали с научными докладами и лекциями в университетах Кении, Танзании, Уганды, Эфиопии, Судана, в геологическом клубе Найроби, встречались с геологами ОАР в Каире, принимали участие в работах научного конгресса Восточно-Африканской академии (Найроби, 1967 г.) и международной конференции, посвященной 50-летию геологической службы Уганды (Энтеббе, 1969 г.) [Милановский, 1969; 1970].

Иностранных ученых интересовали задачи экспедиции. Со стороны англичан чувствовалось какое-то недоверие. «Они никак не могли поверить, что цели экспедиции не имеют под собой никакой сугубо практической стороны... “Экспедиция для решения крупных теоретических вопросов строения Земли? Это понятно. Но как вам под такую тему дают деньги? Конечно, исследования базисных вопросов науки очень важны, но как вы убедили свое начальство в этом?” Когда мы объяснили, что у нас решение этих вопросов поручено самим ученым, они отказывались верить» [Капица, 1969].

Радужный прием сотрудников экспедиции всегда ждал в советском посольстве, здесь можно было прочесть свежие газеты с Родины, посмотреть советский фильм, посидеть в библиотеке.

Удалось участникам экспедиции наблюдать и настоящее извержение карбонатитового вулкана Олдонья-Ленгаи. «Совершенно правильный конус вулкана со срезанной верхушкой, окутанной облаком, извергал огромный столб дыма, вернее, пепла. Довольно сильный ветер относил дым к востоку, образуя огромный шлейф. Вер-

тикальные полосы в шлейфе, наподобие ливневых занавесей, которые можно наблюдать при сильных грозах, показывали, что идет обильное выпадение пепла» [Капица, 1969].

Комплексная научная Восточно-Африканская экспедиция была одной из самых первых экспедиций, организованных Академией наук СССР, принесших уникальные важные для геологии результаты мировой значимости.

Список литературы

Восточно-Африканская рифтовая система. В 3 т. Т. 1. Основные черты строения. Стратиграфия. М.: Наука, 1974. 263 с. Т. 2: Гипергенные образования: Геоморфология. Неотектоника. 1974. 259 с.

Капица А. Из Африканского дневника (Путевые заметки) // Наука и жизнь. 1969. № 1. С. 84–90; № 2. С. 120–126; № 3. С. 97–102; 1970. № 2. С. 56–65.

Капица А. П., Белоусов В. В. Информационный отчет о работах советской комплексной Восточно-Африканской экспедиции Академии наук СССР в 1967 году // Архив Е. Е. Милановского.

Логачев Н. А. У древних вулканов Африки // Неделя. 1970. № 21 (533). С. 8–9.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии // Вестник МГУ. Серия 4, Геология. 1969. № 1. С. 42–60.

Милановский Е. Е. Изучение рифтовых зон Восточной Африки // Вестник АН СССР. 1970. № 5. С. 96–101.

ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В МИНИ ПУСТЫНЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Н. И. Акулов¹, М. Н. Рубцова¹, А. Е. Рубцова²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, akulov@crust.irk.ru

²МБОУ СОШ № 19, Иркутск, Россия

В Забайкалье расположены две небольшие пустыни – Чарская и Аман-Ханская. Чарская мини пустыня приурочена к Чарской межгорной котловине, а Аман-Ханская – к плоскогорью в южной части Бурятии (40 км к северо-востоку от г. Кяхта). Обе пустыни связаны с геологической работой голоценовых ветров, способствовавших дефляции и переносу эоловых песков из зон развития флювиогляциальных отложений (Чарские пески) и речных пляжей (пески Аман-Хана). Их происхождение во многом до сих пор остается загадочным. Полевые работы на их площадях проводились в разное время в связи с их удаленностью друг от друга на расстоянии более одной тысячи километров. В 2023 г. по материалам экспедиционных работ был подготовлен видеofilm (https://youtu.be/Dly1E1mf0_4).

Чарская межгорная впадина находится между Кадарским хребтом и Удоканским низкогорьем и является типичной суходольной рифтовой впадиной с аридным климатическим режимом. Эоловые отложения в ней распространены крайне неравномерно и приурочены преимущественно к её центральной части (Чарские пески). Они простираются вдоль Кодарского хребта с юго-запада на северо-восток на расстоянии около 10 км и охватывают площадь около 30 км². Пески светло-серые, полевошпатовые, средне- и мелкозернистые, хорошо окатанные. Они образуют протяженные поперечные цепи (валы), перемежаемые с котловинами выдувания, а местами переходящие в куполовидные, холмиковые и вегетативные дюны [Akulov, Rubtsova, 2011]. Поперечные цепи представляют основную массу эоловых форм Чарской мини пустыни (рис. 1).

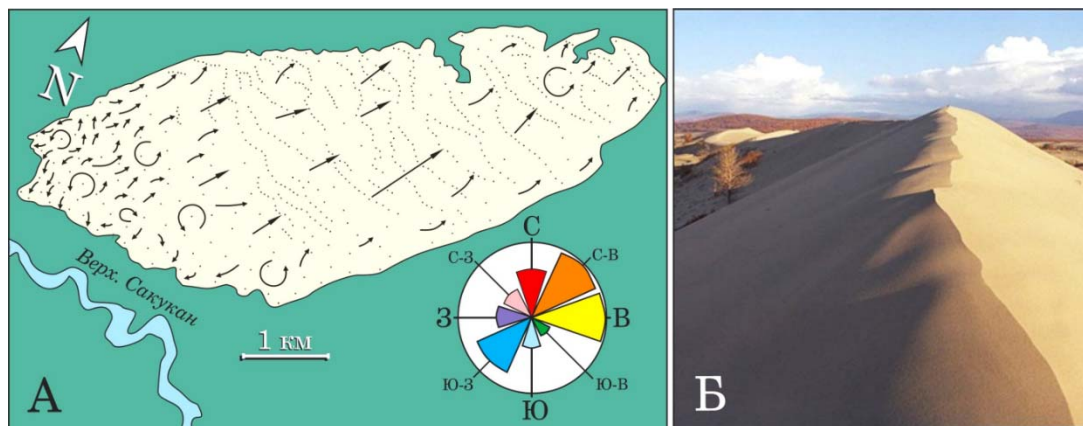


Рис. 1. Чарская пустыня. Точками показано расположение основных эоловых цепей, а стрелками – направление господствующих ветров (А). Диаграмма розы ветров отражает годовое направление современных ветров в Чарской впадине. На фрагменте Б показана одна из поперечных цепей эоловых песков в центральной части Чарской мини пустыни

Протяженность поперечных цепей достигает 3,2 км, а ширина или размах крыльев – 32–42 м, при этом их высота изменяется от 26 до 30 м. Расстояние между цепями колеблется от 220 до 520 м. Песчаные цепи имеют северо-западное простирание (СЗ 300–320°) и часто обладают почти асимметричным строением. Их наиболее крутой северо-восточный склон падает под углом 28–30°, а пологий – 20–22°. Когда подветренный склон поперечного хребта становится слишком крутым (более 32°), то он разрушается под собственным весом.

По всей видимости источником для образования песков послужили флювиогляциальные верхнеплейстоценовые отложения, сформировавшиеся в сартанскую фазу оледенения, синхронную позднему Вюрму (Вюрм III), согласно Альпийской стратиграфической схеме. Это последнее горно-долинное оледенение в Сибири. Оно сопровождалось формированием мощных флювиогляциальных потоков, которые устремлялись вниз по долинам многочисленных горных хребтов Прибайкалья и Забайкалья [Акулов Агафонов, Рубцова, 2008]. Почти 20 тысячелетий продолжается эоловая переработка флювиогляциальных песков, в результате которой они стали прекрасно окатанными, преимущественно мелкозернистыми и весьма эффектными. Они издавна привлекали к себе людей, о чем свидетельствуют обнаруженные в одной из котловин выдувания культурные слои и каменные орудия труда человека позднего неолита.

Характерной чертой воздушной циркуляции в Чарской впадине является преобладание юго-западного, северо-восточного и восточного эолового переноса (см. рис. 1). Кроме того, сюда свободно проникает северный арктический воздух. По мнению климатологов, распределение различных направлений ветра и его скоростей определяется режимом барических центров над Восточной Сибирью. При этом, максимальные скорости ветра наблюдаются преимущественно в переходных сезонах, а именно: в апреле – мае и октябре – ноябре и достигают 20–25 м/с [Эколого-экономическое обоснование ... , 2016].

Аман-Ханская мини пустыня занимает площадь около 15 км² при протяженности более пяти км. Некоторые исследователи называют её урочищем «Большие пески» или пустыней «Малхан-Элысу» [Эоловое урочище, 2005; Дулепова, Королук, 2015]. На космоснимках видно, что это небольшая песчаная пустыня, которая образована не хаотичным нагромождением параболических дюн, как это представляется, когда находишься среди этих песков, а их закономерным последовательным чередованием в форме поперечных песчаных цепей (валов), простирающихся перпендикулярно господствующему направлению ветров (рис. 2). Это результат многолетнего циклического движения эоловых песков, в основе которого лежит ритмичный преимущественно межсезонный эоловый перенос. Следует отметить, что параболические дюны в краевых частях поперечных валов плавно переходят в куполовидные и вегетативные дюны. Ширина основания параболических дюн достигает 160 м, а протяженность их оси симметрии составляет около 80 м. Поперечные валы представляют основную массу эоловых форм Аман-Ханской мини пустыни. На космоснимках отчетливо видно, как параболические дюны, соединенные друг с другом, образуют закономерные чередующиеся протяженные поперечные песчаные цепи, которые перпендикулярны направлению дующих ветров (см. рис. 2). Наклон сторон каждого вала, такой же, как одиночной дюны – наветренная сторона всегда пологая до 15°, а подветренная сторона крутая – до 30°.

Песчаные валы всегда выпуклые в сторону дующих ветров. Нами выявлено 46 песчаных валов, средняя протяженность которых 1520 м при ширине в 30 м и высоте до 20 м. Скорость их продвижения 1,5–2,0 м/год. Минералогический состав песков полимиктовый, а по гранулометрическому составу они средне- и мелко-среднезернистые. В составе минералов легкой фракции господствует полевой шпат, а среди минералов тяжелой фракции преобладают амфиболы и пироксены. Это свидетельствует о слабой химической зрелости песчаного материала.

Слоистость песков субгоризонтальная, часто неясно выраженная. Основным элементом песчаного микрорельефа является эоловая рябь. Наложение песчаных зерен из верхних частей воздушного потока на более активные в нижней части приводит к волновой потоковой интерференции и формированию эоловой ряби. Движение ряби происходит за счет осыпания подветренного склона валика. Эоловая рябь асимметричная и наблюдается почти на всех поверхностях отмеченных эоловых форм. Высота (амплитуда) эоловой ряби изменяется от нескольких миллиметров до первых

сантиметров. Индекс ряби (отношение длины волны ряби к ее амплитуде [Ботвинкина, 1965] для Аман-Ханских песков колеблется в интервале от 23 до 30.

Современные эоловые формы рельефа хорошо выделяются на космоснимках по характерным струйчатым формам и светлой окраске песков. Видимая мощность отложений около 8 м.

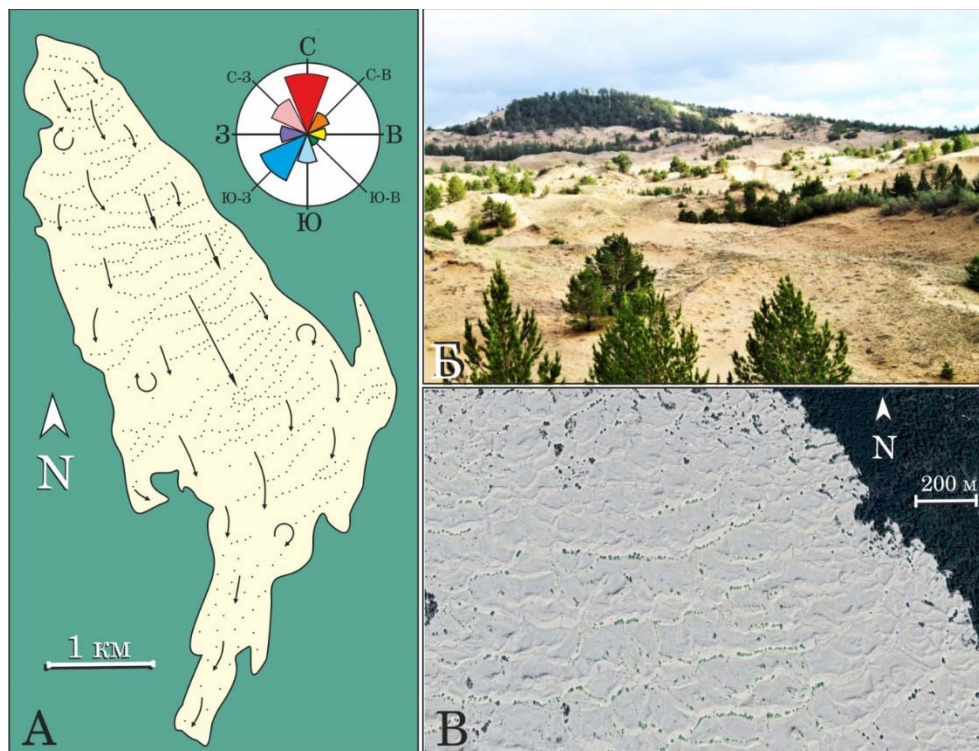


Рис. 2. Пустыня Аман-Хан. Точками показано расположение основных эоловых цепей, а стрелками – направление господствующих ветров (А). Диаграмма розы ветров отражает годовое направление современных ветров в районе пустыни. Морфология эоловых дюн показана на фрагменте В, а космоснимок северной части пустыни – на фрагменте В

Что касается происхождения этой мини пустыни, то вполне очевидно, что её формирование связано с геологической работой рек и, прежде всего, с рекой Селенгой. В весенние и осенние периоды штормовые ветра постоянно выдували песок из зон речных пляжей и выносили в прилегающую континентальную часть. В процессе тысячелетнего переветривания пески распространились почти на всей площади Селенгинской Даурии, образуя отдельные песчаные урочища и пустыни, большая часть из которых в настоящее время закреплена растительностью.

Список литературы

- Акулов Н. И., Агафонов Б. П., Рубцова М. Н. Ледниковые отложения и «водораздельные галечники» Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 1. С. 36–39.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М. : Наука, 1965. 260 с.
- Дулелова Н. А., Королюк А. Ю. Растительность развееваемых песков и песчаных степей нижней части бассейна р. Селенги (Республика Бурятия) // Растительность России. 2015. № 27. С. 78–95. DOI: 10.31111/vegrus/2015.27.78.
- Эколого-экономическое обоснование национального парка «Кодар». Чита : ИПРЭК СО РАН, 2016. 479 с.
- Эоловое урочище Манхан-Элысу в Забайкалье / Т. Щипек, С. Вика, В. А. Снытко [и др.]. Иркутск ; Улан-Удэ, 2005. 61 с.
- Akulov N. I., Rubtsova M. N. Aeolian deposits of rift zones // Quaternary International. 2011. Vol. 234, N 1–2. P. 190–201. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.04.012.

ПРОЯВЛЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ЮЖНОМ ЗАМЫКАНИИ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОГО РИФТОГЕННОГО ТРОГА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ

А. С. Балуев¹, Ю. В. Брусиловский², А. Н. Иваненко²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, albaluev@yandex.ru

²Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Одной из актуальных проблем геологии Западной Арктики является изучение глубинного строения земной коры структур континентального рифтогенеза в связи с их перспективной нефтегазоносностью. Одной из таких структур является Восточно-Баренцевский рифтогенный трог, протягивающийся субмеридионально от континентального склона на севере до Кольского полуострова на юге. Эта структура с субокеанической корой была заложена на гетерогенном фундаменте гренвильской консолидации Свальбардской (Баренцевоморской) плиты в среднепалеозойское время и испытывает прогибание до настоящего времени, накопив 18–20 км осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап (т. е. за 20–25 млн лет) в депоцентрах накопилось 10–км терригенных образований с содержанием вулканитов среднего – основного состава.

Исследуемый район охватывает юго-восточную часть Баренцевоморского шельфа, основным структурным элементом которого является южное замыкание Восточно-Баренцевского рифтогенного трога, и прилегающую сушу (рис., А), где характер аномального магнитного и гравитационного полей предполагает содержание в осадочном чехле магматических тел основного состава [Балуев, Брусиловский, Иваненко, 2022].

Основой для анализа послужила цифровая матрица (grid) аномального магнитного поля исследуемой площади, составленная по материалам детальных морских магнитных съёмок, выполненных в 2002–2007 гг. рядом научных и научно-производственных организаций при участии ВНИИ Океангеология и любезно предоставленных авторам для дальнейшей интерпретации, которая заключалась в разделении поля по глубине до источников и решении обратной задачи для каждого из выделенных горизонтов.

Помимо процедуры разделения поля по частоте и решения обратной задачи, для каждого выделенного горизонта была оценена связь между гравитационными и магнитными аномалиями, для чего между ними по площади в скользящем окне рассчитывался коэффициент корреляции (R). Предварительно аномальное магнитное поле приводилось к полюсу, а для гравитационного поля рассчитывалась вертикальная производная. Полученные значения коэффициента корреляции варьируют в пределах от -1 до 1 . Коэффициент корреляции рассчитывался отдельно, как для низкочастотной, так и для высокочастотной составляющей. Для каждой из составляющих поля были построены карты распределения R . Области положительной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля.

Области отрицательной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и отрицательными аномалиями магнитного поля. В границах исследуемого региона для низкочастотной составляющей это может быть скрытая под осадками Тимано-Канинская зона, которая прослеживается на шельфе характерными линейными положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями.

Для менее глубинной части разреза также выделяются области положительной и отрицательной корреляции. Из решения обратной задачи для этого горизонта было

установлено, что он сложен локальными источниками, распределёнными в верхней части осадочного чехла. Обращает на себя внимание закономерное дуговое расположение аномалий положительной корреляции вдоль флексурно-сбросовых зон, ограничивающих с запада и востока Южно-Баренцевский рифтогенный прогиб (см. рис., А).

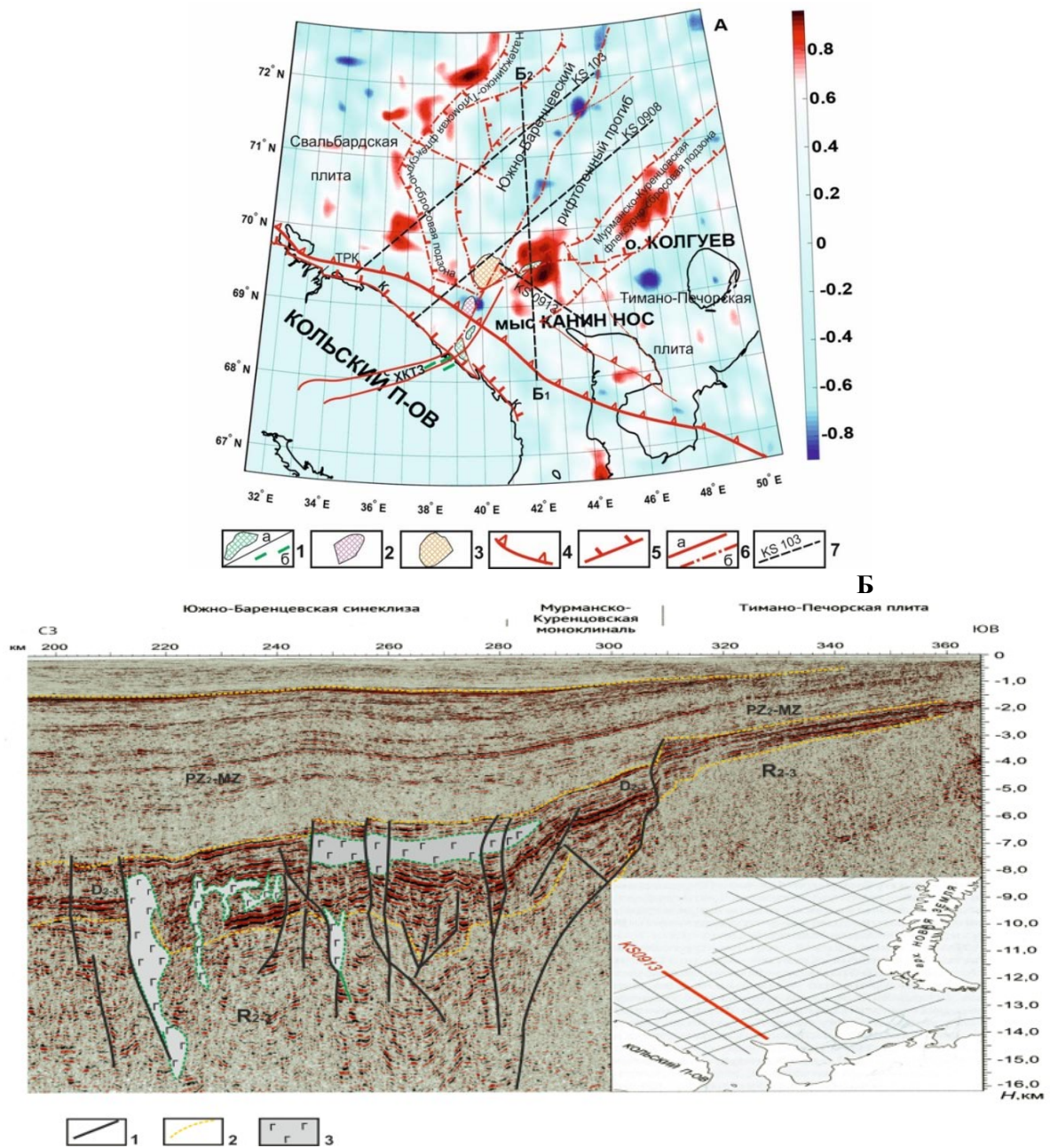


Рис. А. Схема распределения коэффициентов корреляции гравимагнитных полей для высокочастотной составляющей [Балуев, Брусиловский, Иваненко, 2022]. 1–3 – гравимагнитные аномалии в пределах акватории, интерпретируемые как интрузивные массивы:

1 – основного, 2 – кислого, 3 – щелочного состава. 4–6 – разломы: 4 – взбросо-надвиговая тектоническая зона; 5 – сбросы, 6а – на суше, 6б – в акватории. 7 – линия разреза, показанного на рис. Б. Справа – шкала коэффициента корреляции от +1 до –1; Б – фрагмент глубинного динамического разреза по профилю KS0913 [Шельфовые осадочные бассейны ... , 2020] с дополнениями: 1 – разрывные нарушения; 2 – сейсмические границы комплексов; 3 – интрузивные тела, внедрившиеся в осадочную толщу девона

Совмещение магнитных и гравитационных аномалий в данном случае свидетельствует об единых источниках этих аномалий, которыми могут служить магматические массивы основного состава, внедрившиеся по сбросовым зонам рифтообразующих разломов в верхние слои земной коры в среднепалеозойское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите. Этот прогноз находит подтверждение при анализе глубинного динамического разреза по сейсмическому профилю [1] СЗ простирания, секущего вкрест простирания зону сочленения Тимано-Печорской плиты с восточным бортом Южно-Баренцевской впадины, вдоль которого отмечаются аномалии положительной корреляции гравимагнитных полей (рис., *Б*). На профиле интервалы нарушенной сейсмической записи, обусловленные, по всей видимости, внедрением в осадочную толщу магматических пород, совпадают пространственно с вышеупомянутыми аномалиями положительной корреляции.

Судя по размерам аномалий положительной корреляции массивы магматических пород имеют площадное распространение в виде силлоподобных тел, вероятнее всего, долеритового состава. Об этом свидетельствуют наличие крупных (до 50 м мощностью) долеритовых даек ССВ простирания в прибрежной части Баренцева моря, в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, являющейся структурой пропации Восточно-Баренцевского трога в тело Балтийского щита. Эти дайки прорывают верхнерифейские отложения Ивановского грабена и имеют девонский возраст. На северном берегу Ивановской губы выделено силлоподобное тело, сложенное долеритами. По химическому составу и петрографическим характеристикам [Геохимия палеозойских ... , 2020] породы силла и подводящего канала (дайка) идентичны девонским долеритам.

Кроме того, для двух магнитных аномалий, расположенных на морском продолжении Хибино-Контозерской тектонической зоны, методом подбора эквивалентных моделей, соответствующих субвертикальным интрузивным телам, определены диапазоны залегания их верхних и нижних кромок на глубинах 7–14 и 20–45 км соответственно.

Таким образом, данные наземных исследований предполагают формирование девонских траппов вдоль сбросовых зон Южно-Баренцевского рифтогенного прогиба. Причиной же образования такой обширной области траппового магматизма и, собственно, начала проявления процессов рифтогенеза в девоне на Свальбардской плите могло служить возникновение плюмового воздействия на литосферу плиты.

Представляет интерес и тот факт, что вдоль осевой линии Южно-Баренцевской впадины простирается цепочка аномалий отрицательной корреляции, где положительные гравитационные аномалии совпадают с отрицательными магнитными аномалиями. То есть вдоль оси впадины располагаются источники аномалий с высокой плотностью, но с пониженной намагниченностью. Пространственно эта цепочка аномалий отрицательной корреляции совпадает с центральным разломом впадины, который являлся в своё время осью растяжения земной коры в процессе рифтинга. Однако природа этих образований остается пока неясной.

Выводы. Установлено, что магнитоактивный слой исследуемого региона имеет сложное строение, в разрезе которого присутствуют, как минимум, два структурных уровня, отражающих определённые этапы формирования изучаемой площади.

Нижний уровень представлен массивными блоками глубинного заложения и отвечает, вероятней всего, крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики (древнее основание литосферной плиты ВЕП) и Лаврентии (древнее основание литосферной плиты Северо-Американской платформы) при распаде суперконтинента Палеопангеи (Колумбии).

Верхний структурный уровень свидетельствует о внедрении в верхние слои земной коры по зонам рифтообразующих разломов магмы основного состава в позднедевонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите.

Работа выполнена в рамках государственных заданий лаборатории тектоники консолидированной коры ГИН РАН и лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН.

Список литературы

Балуев А. С., Брусиловский Ю. В., Иваненко А. Н. Природа магнитных аномалий южной части Баренцевоморского шельфа по результатам комплексного анализа // Литосфера. 2022. № 5. С. 579–598.

Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношения с трапповым и щелочным магматизмом / Е. Н. Терехов, Т. Б. Баянова, А. С. Балуев [и др.] // Геохимия. 2020. Т. 65, № 8. С. 752–767.

Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / ред. Г. С. Казанин. Мурманск ; СПб. : Реноме, 2020. 544 с.

КОМПЛЕКСНАЯ ЗАПИСЬ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. САГАН-НУР (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮГА СИБИРИ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Е. В. Безрукова¹, Н. В. Кулагина², С. А. Решетова¹, В. В. Волчатова¹,
А. А. Амосова¹, Р. В. Смелый¹, А. А. Щетников², М. А. Крайнов¹,
И. А. Филинов²

¹Институт геохимии СО РАН им. А. П. Виноградова, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Озерные котловины являются природными архивами природной среды. Реконструкции природной среды, особенно голоцена, в результате исследования таких архивов, крайне необходимы для понимания места современных климатических изменений во временном и пространственном контексте. В горах Восточного Саяна (ВС) реконструкции природной среды на основе комплексных записей из озерных отложений пока еще редки, несмотря на большое количество озер в этом регионе. Поэтому основной целью наших исследований стала реконструкция геосистемы оз. Саган-Нур в среднем-позднем голоцене на основе данных неорганической геохимии, подкрепленных результатами литологического, гранулометрического, минералогического и палинологического анализов.

Ультрапресное оз. Саган-Нур (52°21'15,6''с. ш., 100°07'30,4''в. д.) имеет гляциальное происхождение [Выркин, Масютина, 2017], возникнув при заполнении экзарационной котловины водой в процессе дегляциации. Озеро располагается в пределах среднегорно-таежного пояса в междуречье р. Оки и р. Сорок, в окружении гор высотой до 1824 м над у. м. Площадь водосборного бассейна оз. Саган-Нур составляет 8,5 км², максимальная глубина – 23 м, с севера на юг озеро простирается на 3,2 км, площадь водной поверхности около 1 км². Озеро не имеет притоков, а сток воды из него происходит в р. Ока. Основным источником воды в оз. Саган-Нур являются атмосферные осадки, талые воды, небольшой вклад вносят грунтовые воды [Natural conditions and ... , 2019]. В целом в бассейне озера преобладают флювиальные, криогенные и гравитационно-склоновые процессы [Выркин, Масютина, 2017].

Доминирующий в районе исследования антициклональный режим погоды приводит к тому, что территория ВС по количеству часов солнечного сияния и величине солнечной радиации превосходят районы европейской части России на тех же широтах. Среднегодовая температура для метеостанции Орлик (1373 м над у. м., в 35 км северо-западнее оз. Саган-Нур) составляет –3,1 °С. Большая часть атмосферных осадков выпадает в летнее время. Маломощный снежный покров лежит с октября до конца апреля [Севастьянов, 1998]. Режим тепло- и влагообеспеченности региона является одним из важных факторов протекания процессов экзоморфогенеза.

Суровый региональный климат, особенно многолетняя мерзлота, привели к господству в бассейне и на берегах оз. Саган-Нур лиственничных лесов, кустарниковых, иногда по долинам ручьев с елью. Реже распространены лиственничные леса и редколесья с березой [Natural conditions and ... , 2019].

Донные отложения оз. Саган-Нур были опробованы в 2020 г. с помощью поршневого бурового оборудования UWITEC, установленным на льду озера на специально подготовленной платформе. Керн SGN-2020-2 длиной 187 см отобран с глубины воды в 20 м. Для каждого сантиметра отложений в керне измерены концентрация биогенного кремнезема, плотность и влажность, магнитная восприимчивость, получены результаты рентгено-флуоресцентного анализа, выполнено литологическое

описание методом смер-слайдов в трех повторностях. Для каждого третьего сантиметра определен минералогический (фазовый) состав, гранулометрический анализ. Палинологический анализ выполнен для каждого второго сантиметра. Возрастная модель отложений базируется на пяти AMS ^{14}C датах и измерении активности ^{137}Cs и ^{210}Pb в верхних 15 см керна.

Согласно возрастной модели отложения в керне SGN-2020-2 сформировались в последние 8600 лет (здесь и далее в тексте значения возраста приведены в калиброванном исчислении до 2020 г.). В литологическом составе отложений в керне преобладают биогенно-терригенные илы с доминированием в них глинистой фракции (50–80 %). Основные минералы представлены слюдами, полевыми шпатами, кварцем и слоистыми глинистыми силикатами (в среднем, 27,4; 32,5; 16,2 и 22,7 % соответственно).

Результаты анализа главных компонент содержаний основных элементов, минерального и гранулометрического состава отложений, поддержанные результатами стратиграфически ограниченного кластерного анализа, позволили выделить три этапа в развитии геосистемы оз. Саган-Нур в последние 8600 лет.

Комплекс данных свидетельствует о том, что на протяжении самого раннего этапа, 8600–8300/8200 л. н., в бассейне озера существовал мозаичный растительный покров из кустарниковых тундр и елово-лиственничных редколесий. Самые высокие средние скорости аккумуляции отложений, резкие и частые изменения их плотности свидетельствуют о ритмичном поступлении в оз. Саган-Нур терригенного материала, вероятно, из-за частых паводков. Паводки могли быть следствием активного таяния снега, ледников и многолетней мерзлоты, что было обусловлено еще высокой летней инсоляцией и, соответственно, теплыми летними сезонами. Это время соотносится с интервалом самых высоких положительных региональных и глобальных аномалий температуры воздуха за последние 11000 лет во внетропической области северного полушария [Reconstruction of regional ... , 2013]. Значения отношений Mn/Fe, Zr/Ti, Ti/Al предполагают три коротких интервала наступления обедненных кислородом условий на границе вода-дно, активную эрозию почв под разреженным растительным покровом, преобладающее поступление мелкой (глинистой) фракции в точку бурения. Вероятно, повышенный сток воды в озеро приводил к высокому уровню воды.

Позднее, 8300/8200–3000/2800 л. н., несколько пониженные, чем ранее, значения Mn/Fe предполагают длительный интервал относительно обедненных кислородом придонных условий. При этом постепенно снижающиеся значения Zr/Ti могут свидетельствовать о затухании почвенной эрозии в бассейне оз. Саган-Нур, что поддерживается реконструкцией биомов, среди которых стал доминирующим лесной. Слабо повышающиеся значения Ti/Al могут быть сигналом поступления несколько более грубых, иловых, осадков в место бурения. Это предположение подтверждается постепенным увеличением медианного размера минеральных зерен, снижением доли глинистых минералов. Такие изменения могли быть следствием постепенного понижения уровня воды в озере. Трехкратное снижение средней скорости седиментации, менее выразительные пики значений плотности отложений указывают на постепенное затухание паводковых явлений.

Низкие скорости осадконакопления, минимальные и ровные значения плотности, увеличивающийся медианный размер зерна, снижение содержания глинистых минералов и повышение – полевых шпатов и кварца, кислородные условия придонного слоя свидетельствуют об устойчивом понижении уровня воды в озере в последние 3000–2800 лет. Снижение общей увлажненности территории и развитие более открытой растительности поддерживает и реконструкция расширения степного биома в бассейне оз. Саган-Нур в это время. Одновременно развитие лиственничных лесов

позволяет сделать вывод о более холодном, чем ранее, климате последних 3000–2800 лет на Окинском плато. Этот тренд согласуется с последовательным похолоданием климата позднего голоцена, особенно в летние сезоны, хорошо выраженным в изотопных записях из Гренландии и Китая и соотносится с ослаблением летней инсоляции, особенно в средних и высоких широтах северного полушария [A long-term ... , 2004].

В целом комплексная запись из донных отложений оз. Саган-Нур предполагает, что на протяжении последних 8600 лет растительность в бассейне озера, поступление детрита в озеро, продуктивность его экосистемы ($\text{SiO}_{2\text{био}}$) и уровень воды значительно изменялись в масштабе десятилетий-тысячелетий. Вся сумма полученных данных указывает на постепенное снижение уровня воды в озере, затухание частоты и амплитуды паводковых явлений, подразумевая снижение общей увлажненности территории в среднем-позднем голоцене. Обнаруженные нами разнообразные свидетельства перестройки местной гидрографической системы подтверждают предположения и значительном снижении базиса эрозии в бассейне оз. Саган-Нур после последнего оледенения.

Сравнение записей изменения природной среды из донных отложений оз. Саган-Нур с таковыми из отложений других озер Окинского плато показало схожие модели развития региональной растительности, но разные модели эволюции озерных экосистем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (23-17-00067, РФА, минералогический анализы донных отложений из керна оз. Саган-Нур) и в рамках темы государственного задания Института геохимии СО РАН (0284-2021-0003).

Список литературы

Выркин В. Б., Масютина Ю. А. Геоморфологическое районирование Окинского плато (Восточный Саян) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2017. Т. 19. С. 32–47.

Севастьянов В. В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск : Изд-во ТГУ, 1998. 201 с.

A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth / J. Laskar, P. Robutel, F. Joutel [et al.] // Astronomy and Astrophysics. 2004. Vol. 428. P. 261–285. DOI: 10.1051/0004-6361:20041335.

A Reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years / Sh. A. Marcott, J. D. Shakun, P. U. Clark, A. C. Mix // Science. 2013. Vol. 339, N 6124. P. 1198–1201. DOI: 10.1126/science.1228026.

Natural conditions and ecological potential of geosystems in the central part of the Oka Plateau (Eastern Sayan) / I. N. Vladimirov, V. B. Vyrkin, E. A. Ilyicheva [et al.] // Geography and Natural Resources. 2019. Vol. 40, N 3. P. 264–274. DOI: 10.1134/S1875372819030090.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ ТЕФРИТОВ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНА ШИЛИЙН-БОГД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

А. А. Бокарева¹, С. В. Рассказов^{1,2}, И. С. Чувашова^{1,2}, Т. А. Ясныгина²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *n.astina@rambler.ru*

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Выполнено исследование глубинных ксенолитов из тефритов вулкана Шилийн-Богд, который был активен в краевой части субширотной зоны горячей трансенсии Авгойт-Ула – Сенджетийн-Ундер Даригангского вулканического поля. Вне зоны горячей трансенсии материал литосферной мантии без граната захватывался базальтовыми расплавами с глубин 30–50 км, в зоне трансенсии глубина отторженных пород возрастала с распространением грантсодержащих разновидностей [Изменчивость состава глубинных ... , 2022].

Глубинные ксенолиты из тефритов вулкана Шилийн-Богд систематизированы по составу РЗЭ и соотношению $Mg/Si - Al/Si$ с учетом вероятного влияния граната на компонентный состав глубинных пород и обеднения–обогащения пород, относительно состава первичной мантии. Составы ксенолитов находятся в реститовом поле диаграммы $Mg/Si - Al/Si$, но на диаграммах РЗЭ они группируются вокруг общего мантийного компонента (ОМАК). Породы имеют низкие концентрации несовместимых элементов. Лучевой характер распределения фигуративных точек ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ воспринимается как свидетельство преобразования литосферного материала с обедненными и обогащенными характеристиками протомантийными флюидами, представляющими собой компонент с геохимической характеристикой, близкой к хондритовой ($(La/Yb)_n = 1, Yb_n = 1,6$).

Изменение пород, наблюдаемое в шлифах, свидетельствует о развитии процессов кристаллизации тонкозернистых агрегатов новообразованных минералов (оливина-2, шпинели-2) вдоль границ крупных зерен в связи с проникновением флюидов. Привнесенный материал дает состав общего компонента глубинных пород. Низкие значения $Cr\#Sp$ в шпинели-2 шилийнбогдских перидотитов объясняются ее новообразованием в среде просачивающегося флюида. Отрицательные значения $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$ свидетельствуют о восстановленном характере минералообразующих флюидных компонентов.

Определения петрогенных оксидов и микроэлементов в породах глубинных ксенолитов из базальтов пьедестала и шлако-лавовой постройки вулкана Шилийн-Богд выявили процессы образования трех петрогенетических групп:

1) материал всех слоев первичной силикатной Земли плавился, и несовместимые компоненты (легкие РЗЭ) удалялись из пород в частичные выплавки. Система открывалась; легкоплавкие компоненты пород выносились. Породы приобретали характеристики реститов, обедненных несовместимыми компонентами (группа 1). Реститы, сложенные в основном оливином и ортопироксеном, отличались от лерцоцитов, имеющих состав хондрита по петрогенным и малым элементам;

2) формировались неоднородности. Породы нижнего слоя с глубин 30–50 км оставались закрытыми и сохраняли состав реститов. Более обедненные породы среднего и верхнего слоев получали флюидные порции легкоплавких компонентов. В этих слоях генерировались вторично-обогащенные реститы, соответственно, групп 2 и 3. Процессы обеднения первого этапа и обогащения второго этапа могли быть близки во времени. Более того, обеднение пород группы 1 могло быть частично комплементар-

ным обогащению пород групп 2 и 3. К новейшему геодинамическому этапу в литосферной мантии образовались группы обедненных и обогащенных пород;

3) флюидное преобразование пород сопровождалось удалением из парагенезиса граната. Но прежде, чем гранат был удален, породы среднего (гранатсодержащего) слоя группы 2 были частично выдвинуты выше верхнего (безгранатового) слоя пород группы 3. Эта выдвинутая часть проявилась в ксеногенном материале, вынесенном базальтами и шлаками вулканической постройки вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена из верхней части области источника ксенолитов.

Последовательность развития процессов в литосферной мантии под вулканом Шилийн-Богд рассматривается в совокупности трех слоев: двух грантсодержащих и одного безгранатового. Предполагается, что поток флюидов протомантии активизировался под вулканом Шилийн-Богд во время позднекайнозойского вулканизма. Перидотиты испытывали частичное плавление либо в позднем кайнозое, либо во время предшествующих геологических событий.

Список литературы

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

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ КРУПНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ПРИ ДЕГРАДАЦИИ МЕРЗЛОТЫ

Е. В. Брыжак, В. И. Джурик, С. П. Серебренников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Территория Байкальской сейсмической зоны (БСЗ) является уникальной в отношении распространения вечномерзлых грунтов и проявления высокобалльных землетрясений [Солоненко, 1977]. В последние годы в регионе проведен большой объем инструментальных измерений, направленных на оценку сейсмической опасности территорий планируемого строительства. Поэтому в настоящей работе в обобщенном виде используются полученные нами ранее данные [Геология и сейсмичность ... , 1985; Джурик, Дреннов, Басов, 2000] и результаты исследований, выполненных в последние годы на юго-востоке БСЗ. Они характеризуют особенности поведения слоев мерзлоты при сильных землетрясениях и обосновывают необходимость прогноза степени изменения сейсмических воздействий при деградации мерзлоты под воздействием климата и уровня техногенеза в регионе [Динамика спектрального состава ... , 2020].

В отмеченном направлении наиболее детально анализируются исследования, проведенные в районах двух геологических структур: на северо-востоке Байкальской сейсмической зоны – Чарской и Муйской впадин и в юго-западной ее части – Тункинской впадины. Структуры расположены в области возможной деградации мерзлоты, но в различных сейсмо-климатических зонах.

Чарская впадина представляет собой хорошо развитую тектоническую депрессию. Она вытянута с юго-запада на северо-восток на 120 км, имеет ширину до 30 км, мощность кайнозойских отложений достигает 2300–2800 м, относится к районам сплошного распространения вечномерзлых грунтов, их мощность достигает 100 и более метров при температуре –1,5 до –4 °С и ниже – в горных сооружениях, обрамляющих впадину. Талики встречаются под руслами крупных рек и озер. Исходная сейсмичность оценивается, в зависимости от вероятности превышения ожидаемых событий, в 8, 9 и 10 баллов.

Муйская впадина ограничена крупными склонами Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов. Она вытянута с запада на восток более чем на 130 км, поперечные размеры ее достигают 40–45 км. Мощность кайнозойских отложений впадины не превышает 1000 м [Зорин, 1971]. Основная часть долины охвачена сплошной мерзлотой мощностью более ста метров, с температурой от –1,5 до –5 °С. Талики с глубоким сезонным промерзанием располагаются в центральной части впадины. Районы с мощностью мерзлой толщи до 100 м и температурой от 0 до –1,5 °С занимают практически все внутривпадинные пространства. В обрамляющих впадины горных сооружениях мощность мерзлой толщи может достигать пятисот и более метров с температурой до –6 °С и ниже. Сейсмичность впадины, согласно картам общего сейсмического районирования ОСР-2015, оценивается в 9 баллов (карта А), и она расположена в зоне «значительной деградации мерзлоты».

Тункинская впадина входит как составная часть в Южное Прибайкалье, она ограничена с севера хр. Тункинские Гольцы, с юга хр. Хамар-Дабан и представляет собой тектоническую структуру протяженностью 200 км. Мощность кайнозойских отложений в центральной части котловины достигает 2800 м, а в Торской не превышает 600 м. В фрагментах разломов (Главный Саянский, Тункинский и Слюдянский),

контролирующих впадины зафиксированы зоны возникновения очагов землетрясений с магнитудой до 7,0: это Мондинское землетрясение (1950), Хубсугульское (2021), Быстринское и Кударинское (2020). Для них сейсмические сотрясения на поверхности оцениваются в 8–9 баллов [Оценка сейсмических воздействий ... , 2022]. Впадина входит в область островного распространения многолетнемерзлых грунтов. Мощность мерзлых грунтов достигает 30–50 м, на некоторых участках может превышать 100 м, температура колеблется от –0,2 до –0,5 °С, иногда до –1,0 °С [Лешиков, 1978].

Особое внимание при проведении исследований в отмеченных районах уделено прогнозу сейсмических воздействий сильных землетрясений Байкальского региона с учетом зон ВОЗ и сейсмодинамики с учетом деградации мерзлоты [Сейсмодинамика и прогноз ... , 2023]. Основой для решения поставленных задач выбран сравнительный анализ поведения грунтов различного состояния (мерзлых, талых воздушно-сухих и водонасыщенных), одинакового состава и мощности для заданных исходных сигналов в виде акселерограмм [Оценка сейсмических воздействий ... , 2022]. При этом оценивались их различия по частотному и амплитудному составу относительно «эталонных» грунтов, сравнимых по сейсмическим свойствам, для рассматриваемых сейсмодинамических зон. Для этого использовались результаты полученных экспериментальных данных и проведенных теоретических расчетов по построенным наиболее вероятным сейсмогрунтовым моделям, а также для отмеченных состояний грунтов с учетом мощности рыхлых отложений.

В результате выявлено влияние слоев горных пород различного состояния на исходные сейсмические колебания через расчет спектральных характеристик, акселерограмм и спектров ускорений, которые использовались для определения основных параметров сейсмических воздействий – преобладающих периодов, длительности колебаний, максимальных ускорений и резонансных частот. В итоге для исследуемых впадин проведено районирование отмеченных параметров по площади и построены карты-схемы сейсмической опасности для естественного состояния мерзлоты и на случай ее деградации. Результаты исследований могут использоваться на стадии детального сейсмического районирования и микрорайонирования территорий БСЗ, охваченных мерзлотой.

Список литературы

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология / отв. ред. В. П. Солоненко. Новосибирск : Наука, 1985. 192 с.

Джурик В. И., Дреннов А. Ф., Басов А. Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск : СО РАН, 2000. 272 с.

Динамика спектрального состава колебаний приповерхностного слоя годовых вариаций температур при землетрясениях в Байкальском регионе / В. И. Джурик, Е. В. Брыжак, С. П. Серебренников, А. Ю. Ескин // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 8. С. 1136–1146. DOI: 10.15372/GiG2019123.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской зоны и сопредельных территорий. М. : Наука, 1971. С. 167.

Лешиков Ф. Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск : Наука. Сиб. отделение, 1978. 141 с.

Оценка сейсмических воздействий сильных землетрясений в различных мерзлотных и сейсмических зонах Монголо-Сибирского региона / В. И. Джурик, Е. В. Брыжак, С. П. Серебренников, А. Ю. Ескин // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. Vol. 13, N 2. P. 1–7. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2s-0623.

Сейсмодинамика и прогноз сейсмических воздействий сильных землетрясений Байкало-Монгольского региона при деградации мерзлоты / В. И. Джурик, Е. В. Брыжак, Ц. Батсайхан, С. П. Серебренников // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 3. С. 447–457. DOI: 10.15372/GiG2021121.

Солоненко В. П. Особенности сейсмических проявлений в условиях вечной мерзлоты // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск : Наука, 1977. С. 279–284.

ЦИФРОВАЯ КАРТА МОРФОТЕКТОНИКИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Л. М. Бызов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, *leo212002@yandex.ru*

Морфоструктурный план Байкальской рифтовой системы (БРС) включает множество разноранговых элементов – от крупных тектонических впадин и горных хребтов, простирающихся на сотни километров, до локальных объектов, едва различимых в рельефе. За многие годы исследований учеными были выделены сотни таких морфоструктур и предложены различные варианты их классификации. В данной работе была предпринята попытка систематизировать эти данные в виде ГИС. Результатами работы явились обширная база данных и цифровая карта, отражающая орографию и морфотектоническое строение БРС с допустимой степенью картографической генерализации.

В основу карты легли материалы С. М. Замараева [Соотношение древней ... , 1979], Г. Ф. Уфимцева [1992], Н. А. Флоренсова и других авторов [Нагорья Прибайкалья ... , 1974], а также топографические и специализированные карты. В качестве топоосновы использовалась цифровая модель рельефа SRTM, гидрография и прочие элементы геопривязки были позаимствованы из базы данных Open Street Maps. Картирование выполнялось в программах Global Mapper, ArcMap и ArcScene.

Работа была разбита на три этапа: создание векторной базы данных, построение рабочей области Global Mapper (формат .gmw) и создание графических материалов в 2D- и 3D-форматах. Рабочая область создавалась для всего региона, включающего не только БРС, но также прилегающие территории, с тем, чтобы карта имела прямоугольную форму. Таким образом, в границы рабочей области попали фрагменты Среднесибирского плоскогорья и нагорий Забайкалья. Графика строилась для всего региона (в обобщенной форме) и для каждого сегмента БРС в отдельности. Были построены карты и трехмерные модели для следующих сегментов: «хубсугульский», «тункинский», «баргузинский», «верхнеангарский», «муйский», «чарский», «цыпабаунтовский». Названия сегментов даны по центральным элементам, каждый из них включает рифтовые впадины и их горное обрамление, в том числе, межвпадинные перемычки. Отдельная карта посвящена подводному рельефу Байкала.

Несмотря на то что данная работа носит в целом технический характер, ее результаты могут быть полезны в дальнейших исследованиях. В первую очередь это относится к векторной базе данных, которую можно использовать практически в любой ГИС-программе для решения разнообразных задач.

Список литературы

- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М. : Наука, 1974. 358 с.
Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне / С. М. Замараев, Е. П. Васильев, А. М. Мазукабзов [и др.]. Новосибирск : Наука, 1979. 125 с.
Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Наука, 1992. 216 с.

ВЛИЯНИЕ ВЫСОКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ

Е. Г. Вологина¹, М. Штурм², Я. Б. Радзиминович^{3,4}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды,
Дюбендорф, Швейцария

³Байкальский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Иркутск, Россия

⁴Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики,
Москва, Россия

Озеро Байкал расположено в центральной части Байкальской рифтовой зоны, которая относится к числу наиболее сейсмоопасных районов России. Ежегодно в Прибайкалье и Забайкалье регистрируется до 8–10 тыс. землетрясений [Сейсмичность Байкальской рифтовой ... , 2009]. Значительная часть эпицентров землетрясений сосредоточена в пределах Южного и Среднего Байкала, в то время как сейсмическая активность Северного Байкала существенно ниже. Вероятно, это связано с геологической структурой и историей развития впадины. По мнению Н. А. Логачева, котловина озера состоит из двух впадин – Южной и Северной, разделенных подводным Академическим хребтом [Логачев, 2000]. Южнобайкальская впадина отличается большей тектонической раздробленностью и более длительной эволюцией [Логачев, 2003]. Таким образом, осадконакопление в Байкале происходит на фоне высокой сейсмической активности. Нам удалось обнаружить несколько следов исторических и современных землетрясений при изучении байкальских отложений ([Vologina, Sturm, Radziminovich, 2021] и ссылки в этой работе) и осадочного материала из водной толщи озера.

Наиболее сильное историческое землетрясение в пределах впадины оз. Байкал произошло 12 января 1862 г. в северной части дельты р. Селенги. Его магнитуда оценивается как $M = 7,5$, а интенсивность в эпицентре составила X баллов [Новый каталог ... , 1977; Голенецкий, 1996]. Это катастрофическое событие повлекло за собой тектоническое опускание и затопление значительного участка Цаганской степи, в результате чего образовался залив Провал. За сто лет здесь накопились отложения мощностью порядка 3,6 м [Ладохин, 1960]. Почвы Цаганской степи подстилают эти осадки и служат маркирующим горизонтом начала осадконакопления в заливе Провал. В северо-восточной части залива в колонке донных осадков обнаружен торфоподобный слой, образованный в оз. Белое, существовавшем в Цаганской степи до землетрясения 1862 г. Данные диатомового анализа свидетельствуют о том, что это было мелководное эвтрофное озеро.

В 1912 г. в Южном Байкале зафиксировано нескольких довольно сильных землетрясений [Новый каталог ... , 1977]. Одно из них произошло 22 мая 1912 г. ($M = 5,3$) с эпицентром в районе юго-западного замыкания впадины озера. Вероятно, данное событие спровоцировало выброс больших объемов газа в водную толщу озера и в атмосферу в районе станции Шарыжалгай Кругобайкальской железной дороги. Это явление наблюдалось местными жителями в августе 1912 г. в виде «водяных столбов в несколько сажен высотой» и нашло отражение в региональной прессе. Донные отложения, отобранные с глубины 1300 м в этом районе, представлены пелагическими биогенно-терригенными илами и турбидитами. Строение разреза, вещественный состав и результаты датирования по ^{210}Pb свидетельствуют о том, что самый верхний турбидит образовался в результате землетрясения 1912 г.

Сравнительно сильное землетрясение было зарегистрировано 16 июля 2011 г. ($M_w = 5,3$) в районе Туркинской впадины вне акватории озера [Особенности сейсми-

ческих активизаций ... , 2013; Туркинское землетрясение ... , 2017]. В колонке донных отложений, отобранной 26 июля 2011 г. с глубины 660 м в ближней к эпицентру зоне, отсутствовал окисленный слой. Поскольку водная толща озера обогащена кислородом до самого дна, верхний слой байкальских осадков окислен. В Среднем Байкале мощности окисленных слоёв варьируют от 0,5 до 7,5 см при средней величине 3,5 см [Особенности осадконакопления в ... , 2003]. Отсутствие окисленного слоя в колонке, отобранной в июле 2011 г., может быть связано с предшествующим проботбору землетрясением. Интенсивность сотрясений в эпицентральной области тогда составила VII баллов по шкале MSK-64, в то время как в прибрежной зоне озера сотрясения достигали интенсивности VI баллов. Такое сейсмическое воздействие, вероятно, привело к нарушению окисленного слоя в месте отбора керн.

27 августа 2008 г. в Южном Байкале произошло сильное Култукское землетрясение ($M_w = 6,3$), названное по наименованию наиболее пострадавшего населённого пункта [Эффекты култукского землетрясения ... , 2009; Култукское землетрясение ... , 2012]. После землетрясения 29 августа 1959 г. ($M_{LN} = 6,8$), имевшего место в районе Среднего Байкала [Новый каталог ... , 1977], это сейсмическое событие является наиболее значительным в пределах впадины озера. Его вероятные следы были обнаружены нами при изучении состава осадочного материала, отобранного седиментационными ловушками в Южной котловине озера в районе расположения Байкальского нейтринного телескопа. Установка ловушек на глубоководной буйковой станции, расположенной в 4 км от северного берега Байкала, осуществляется почти непрерывно с марта 1999 г. по настоящее время. В пробах, полученных с 1999 по 2018 г., были измерены содержания и потоки органического углерода ($C_{орг}$) и общего азота ($N_{общ}$), определялось отношение C/N (молярное). За этот период среднегодовые значения потоков $C_{орг}$ изменялись от 3,62 г/м²/год (2004) до 16,1 г/м²/год (2008), потоков $N_{общ}$ – от 0,31 г/м²/год (2004) до 2,56 г/м²/год (2014), отношения C/N – от 6 (2014) до 16 (2008). Известно, что отношение органического углерода к азоту характеризует генезис органического вещества донных осадков [Выхристюк, 1980]. Максимальные величины C/N , зафиксированные в 2008 г., могут быть связаны с высоким содержанием аллохтонного органического вещества в водной толще Южного Байкала после землетрясения 2008 г.

Список литературы

- Выхристюк Л. А. Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск : Наука, 1980. 80 с.
- Голенецкий С. И. Макросейсмические проявления катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале // Физика Земли. 1996. № 11. С. 3–13.
- Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w=6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации / В. И. Мельникова, Н. А. Гилева, С. С. Арефьев [и др.] // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 42–62.
- Ладохин Н. П. Современные тектонические движения в заливе Провал и методика их изучения // Известия Академии Наук СССР. Серия географическая. 1960. № 1–2. С. 59–66.
- Логачев Н. А. О рациональном районировании геологической структуры впадины озера Байкал // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375, № 5. С. 657–661.
- Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М. : Наука, 1977. 535 с.
- Особенности осадконакопления в озере Байкал в голоцене / Е. Г. Вологина, М. Штурм, С. С. Воробьева [и др.] // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 407–421.
- Особенности сейсмических активизаций Среднего Байкала в 2008–2011 гг. / В. И. Мельникова, Н. А. Гилева, В. С. Имаев [и др.] // Доклады Академии наук. 2013. Т. 453, № 6. С. 680–685. DOI: 10.7868/S086956521336019X.

Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001–2006 гг.) / В. И. Мельникова, Н. А. Гилева, Н. А. Радзиминович [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 1. С. 40–55.

Туркинское землетрясение 16 июля 2011 г. с $K_p=14.5$, $M_w=5.2$, $I_0=7-8$ (Центральное Прибайкалье) / Н. А. Гилёва, В. И. Мельникова, А. И. Середкина [и др.] // Землетрясения Северной Евразии, 2011 год. Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 370–378.

Эффекты култукского землетрясения 27 августа 2008 года с $M_w=6.3$ в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования / Я. Б. Радзиминович, В. С. Имаев, Н. А. Радзиминович [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 1. С. 56–71.

Vologina E. G., Sturm M., Radziminovich Ya. B. Traces of high seismic activity in the uppermost sediments of Lake Baikal, Siberia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. Vol. 12, N 3. P. 544–562. DOI: 10.5800/GT-2021-12-3-0538.

АНОМАЛИИ ОЗОНОВОГО СЛОЯ КАК ПРЕДВЕСТНИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ

О. Е. Графеев

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия

В работах ряда авторов доказана эндогенная природа и генетическая связь водородной дегазации Земли с процессами формирования очагов землетрясений [Осика, Янковская, Зубик, 2002]. Поэтому с точки зрения формирования прогноза землетрясений имеет практическое значение выделение предвестников, в том числе краткосрочных, связанных с процессами водородной дегазации недр.

В работах В. Л. Сывороткина приведено обоснование «водородной» концепции разрушения озонового слоя. Концепция основана на водородном цикле разрушения озона и на явлении водородной дегазации Земли [Сывороткин, 2013]. Следовательно, целесообразно попытаться выделить изменения состояния озонового слоя, предшествующие землетрясениям.

Автором были рассмотрены данные о состоянии озонового слоя над полуостровом Камчатка с августа 2010 г. по май 2014 г., анализировалась корреляция состояния озонового слоя с землетрясениями магнитудой 5 и более, произошедшими в указанный период. Информация о состоянии озонового слоя была взята с веб-ресурса Environment and Climate Change Canada [Select Ozone Maps ... , 2024], о землетрясениях – с веб-ресурса Европейско-Средиземноморского сейсмологического центра [Euro-Mediterranean Seismological ... , 2024].

На сегодняшний день отсутствуют теоретические или эмпирические данные, однозначно указывающие на скорость взаимодействия озонового слоя с истекающим из недр водородом (с учетом времени его подъема в стратосферу и размывания воздушными потоками в процессе подъема), а также на скорость восстановления озонового слоя после прекращения или ослабления восходящего потока водорода. Для того чтобы рассмотреть последовательную смену трех состояний озонового слоя – остаточное после землетрясения, относительное затишье (отсутствие факторов, предшествующих землетрясению рассматриваемой магнитуды) и возмущенное состояние перед землетрясением – анализировались временные интервалы не менее 15 сут между землетрясениями магнитудой 5 и более. Временные интервалы менее 15 сут между землетрясениями были исключены из рассмотрения и трактовались как серии землетрясений; рассматривался период, предшествующий первому событию серии, на предмет возможных предвестников, и период, следующий за последним событием серии, на предмет остаточного состояния озонового слоя.

Описание рассмотренных периодов относительного затишья опубликовано автором по ссылке <https://disk.yandex.ru/i/6paL9hMhY4n9sQ>.

Результаты статистической обработки выделенных аномалий приведены по ссылке <https://disk.yandex.ru/i/m4hx51qPzCZt6g>.

Приведенные статистические данные позволяют сделать следующие выводы.

1. В среднем землетрясение или начало серии землетрясений происходит через 32,25 сут (даты землетрясений и временные промежутки серий из расчетов исключены, взяты только периоды относительного затишья). То есть вероятность события в произвольно выбранный день – 3,1 %.

2. При неизменном состоянии озонового слоя (концентрации озона, близкой к средней) этот период чуть больше – 35,077 сут, при снижении содержания озона чуть меньше – 26,75 сут.

3. Пониженное содержание озона часто наблюдается сразу после землетрясения – в 18 случаях из 32. Если исключить такие случаи из расчета, то одно землетрясение приходится на 20,85 сут существования отрицательной аномалии озонового слоя.

4. Отрицательные аномалии озонового слоя в зависимости от своего местоположения относительно полуострова Камчатка по-разному коррелируют с сейсмической активностью. Если аномалия находится над полуостровом или восточнее, вероятность землетрясения возрастает, составляя 38 и 43 % соответственно, за время существования аномалии или 4,8 и 12,3 %, соответственно, на каждый день существования аномалии. При другом местоположении аномалии вероятность землетрясения ниже, чем в период отсутствия аномалий озонового слоя. Исключение – северное направление, где состояние озонового слоя в региональном масштабе часто искажается влиянием арктической озоновой дыры и выделять аномалии регионального масштаба часто бывает сложно.

5. Вероятно, истечение водорода на территориях и на морском/океанском дне к западу, юго-западу, югу и юго-востоку от Камчатки является признаком свободного движения блоков земной коры, отсутствия их связанности и сопутствующих ей напряжений. Истечение водорода непосредственно на Камчатке и в районе Алеутской островной дуги, вероятно, напротив указывает на накопление напряжений в земной коре. Разгрузка таких напряжений не обязательно происходит в виде сильных землетрясений. Она может сопровождаться землетрясениями с магнитудой менее 5, которые не учтены в данной статистике.

6. Аномалии имеют масштаб сотен километров и часто находятся в стороне от будущего очага землетрясения. Поэтому основанный на них прогноз будет иметь низкую пространственную точность.

7. Ввиду относительно низкой точности прогноз, построенный только на использовании аномалий озонового слоя, имеет невысокую практическую ценность. Но выявленные закономерности могут дополнить другие методики прогнозирования, повысив их точность. Либо напротив, дополнение методики другими предвестниками позволит получить более точные результаты.

Список литературы

Осика Д. Г., Янковская Т. С., Зубик С. В. Водородная дегазация Земли на современном этапе эволюции и ее связь с сейсмичностью // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2002. № 48. С. 129–133.

Сывороткин В. Л. Озонная методика изучения водородной дегазации Земли // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. Специальный выпуск «Система планета Земля». 2013. Т. 4, вып. 1.

Euro-Mediterranean Seismological Centre. URL: <https://emsc-csem.org> (дата обращения: 21.01.2024).

Select Ozone Maps from Archive // Environment and Climate Change Canada. URL: <https://exp-studies.tor.ec.gc.ca> (дата обращения: 21.01.2024).

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ (Li, Rb, Cs) В ВОДНЫХ КОМПОНЕНТАХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В. И. Гребенщикова¹, М. И. Кузьмин¹, А. В. Новопашина²

¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Вилуйская геологоразведочная экспедиция, Мирный, Россия

Байкальская водная экосистема (БВЭ) расположена в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) [Логачев, 2003], которая является активной до настоящего времени, что подтверждается частыми землетрясениями и геодинамическими подвижками. Озеро Байкал имеет всемирную известность и представляет интерес для исследователей разных стран. Уникальность Байкала заключается в наличии огромных запасов чистой питьевой воды, постоянстве и близости ее химического состава по всему объему озера, большой глубине (1642 м) и протяженности озера (более 2000 км), наличию притоков (более 360), родников, горячих и холодных минеральных источников и единственного стока – р. Ангары. Можно сказать, что БВЭ представлена несколькими сопряженными в пространстве водными объектами. В Прибайкалье интенсивно проявлена магматическая и вулканическая деятельность [Natural pollutants of ... , 2015], представленная разновозрастными породами от архея до кайнозоя, имеющими состав от основных до кислых и щелочных с различной геохимической и металлогенической специализацией, что, несомненно, оказывает влияние на химический состав многочисленных притоков Байкала и, соответственно, на воду самого оз. Байкал, сохраняя, тем не менее, ее стабильное состояние в последнее столетие.

С северо-восточной стороны Байкала расположен Ангаро-Витимский гранитоидный батолит. По данным А. В. Травина и других [Термохронология Ангаро-Витимского ... , 2020] время консолидации гранитного расплава оценивается в диапазоне 320–290 млн лет и соответствовало глубинным (> 20 км) уровням магматической камеры. Время жизни остаточного расплава на глубоких уровнях может достигать 100 и более млн лет. Завершающая стадия тектонического экспонирования батолита к земной поверхности происходила от 60 млн лет до настоящего времени, отражая процесс зарождения и развития БРЗ. Геофизические исследования [Турутанов, 2011] показали, что большая часть гранитоидного батолита может рассматриваться как единое пластообразное тело с несколькими утолщениями – магнаподводящими каналами (Тельмамский и Гаргинский), уходящими на глубину до 10–30 км. В районе Гаргинского канала расположены термальные источники Баргузинской впадины.

В результате мониторинговых исследований химического состава воды (2006–2022 гг.) сопряженных в пространстве компонентов БВЭ ранее были замечены и установлены особенности распределения некоторых редких элементов, например, ртути, урана [Повышенные содержания ртути, 2020; Гребенщикова, Кузьмин, Демьянович, 2023], что объяснялось приуроченностью Байкала к действующей рифтовой зоне.

Целью данной работы являлось сравнение и объяснение возможных причин значимых различий в распределении редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в воде некоторых компонентов БВЭ. Интерес к этим элементам возник в результате выявления различных их концентраций в сопряженных водных объектах Байкала. Химический анализ воды проводился с использованием научного оборудования аккредитованного и сертифицированного аналитического центра «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН [Centre of Isotopic ... , 2022]. Редкие щелочи (Li, Rb, Cs) и другие микроэлементы в воде определялись методом ICP-MS (ELEMENT 2, Finnigan MAT, Германия).

Анализ распределения редких щелочей выявил некоторые особенности и специфику их распределения в различных, сопряженных водных компонентах БРЗ, что позволило рассмотреть все объекты и конкретно сравнить горячие минеральные источники Баргузинской впадины с минеральными источниками Камчатки [Арсанова, 2014] (табл.). Баргузинские источники представляют собой затухающие вулканогенно-гидротермальные системы в отличие от действующих гидротерм и гейзеров Камчатки [Арсанова, 2014]. Источником термальных вод на Камчатке Г. И. Арсанова [2014] считает глубинные (ювенильные) флюиды и полагает, что вода появляется во флюидном состоянии на глубине порядка ~7–15 км при дифференциации глубинного магматического источника.

Таблица

Концентрации Li, Rb, Cs (мкг/л) в горячих источниках Камчатки и водных объектах Байкальской экосистемы

Параметры	Горячие источники Камчатки [Арсанова, 2014]	Горячие источники Баргузинской впадины	Притоки Байкала	Приток Усть-Баргузин	Скважины вокруг Байкала	Родники вокруг Байкала	Байкал	Исток р. Ангары
Кол-во проб	14	12	227	9	21	10	139	193
Литий								
Мин.	5,0	0,09	0,09	1,31	0,22	1,19	1,14	0,13
Макс.	760,0	243,0	12,17	3,61	6,43	3,45	7,48	3,13
Медиана	225,0	81,5	1,23	1,77	2,77	1,52	1,93	2,08
Рубидий								
Мин.	2,0	7,6	0,04	0,50	0,05	0,03	0,14	0,44
Макс.	60,0	84,0	3,2	1,74	4,3	0,49	1,0	3,1
Медиана	20,00	20,12	0,58	1,11	0,24	0,37	0,56	0,59
Цезий								
Мин.	0,20	0,81	0,0001	0,0006	0,0001	0,0001	0,0007	0,0007
Макс.	68,00	12,70	0,111	0,0058	0,063	0,020	0,018	0,031
Медиана	7,5	4,04	0,004	0,0027	0,0013	0,001	0,001	0,002

Анализ опубликованных данных по баргузинским источникам (Алгинский, Кучехирский, Умхейский, Гусихинский, Кулиндинский и др.) БВЭ [Ломоносов, 1974; Трошин, Ломоносов, 2006; и др.] и собственной аналитической информации показал, что в воде источников содержится максимальное количество редких щелочей (табл.).

Концентрации Li в воде горячих источников Баргузинской впадины достигают максимальных значений и изменяются в пределах трех порядков: от 5,4 до 243 мкг/л, концентрации Rb – от 7,6 до 84,0 мкг/л, Cs – от 0,81 до 12,7 мкг/л. Полученные значения по Rb в баргузинских термах даже несколько выше, чем в «растекающих и остывающих термах» Камчатки.

В устьях многочисленных притоков Байкала, дренирующих разные по составу породы, в том числе лейкограниты, редкометальные граниты и сиениты, содержания редких щелочей никогда не достигают значений баргузинских источников, как и в воде притока Усть-Баргузин, рядом с которым расположены рассмотренные источники.

В воде из скважин вокруг Байкала разброс данных по концентрациям Li меньше, чем в притоках и находится в пределах одного порядка значений. Аналогично изменяются концентрации Rb и Cs. Повышенные значения редких щелочей отмечены в скважинах на острове Ольхон, где вмещающими породами являются древние субщелочные граниты и сиениты.

В поверхностной и глубинной воде Байкала концентрации Li оказались очень близкими. Однако изменение значений Li в воде от поверхности на глубину не ста-

бильное и показывает вариации колебаний значений в 2–3 раза. Сопоставление этой информации в разные годы показало, что такие изменения могут быть обусловлены сейсмическими подвижками в БРЗ, особенно заметными в 2020 и 2022 гг. Rb и Cs в байкальской воде имеют более низкие концентрации по сравнению с Li.

Анализ воды истока р. Ангары показал, что Li изменяется в пределах одного порядка – 0,13–3,13 мкг/л. Для 2022 г. характерно максимальное среднегодовое значение – 3,13 мкг/л. Этот год характеризуется повышенным количеством землетрясений в Байкальской водной экосистеме. По всем редким щелочам получены очень узкие и компактные поля распределения большинства данных. Медианы значений концентраций редких щелочей в воде истока Ангары фактически совпадают с аналогичными данными по воде Байкала. Это еще раз подтверждает, что вода Ангары отражает состав Байкала.

Вода родников содержит минимальные концентрации редких щелочей по сравнению с другими водными компонентами и близка к воде скважин. Максимум Li отмечен в роднике вблизи устья р. Усть-Баргузин – 3,45 мкг/л. Концентрации Li в воде родников вокруг Байкала очень близкие, несмотря на разный состав дренируемых пород. Значения Rb в воде родников изменяются в пределах одного порядка. Содержание Cs вновь повышено в районе родника возле устья р. Усть-Баргузин. В остальных родниках его концентрации низкие.

Известно, что мощность донных осадков в оз. Байкал достигает 8–9 км. Осадочная толща задерживает поступление глубинных флюидных эманаций, но, судя по поведению редких щелочей в глубинных разрезах, проникновение их в воду Байкала иногда отмечается во время землетрясений. Во вмещающих Байкал гранитах такое проникновение отчетливо отражается в термальных источниках Баргузинской впадины. Если бы магматические породы растворялись, подобно карбонатным, под влиянием поднимающихся горячих флюидов, то в них возникали бы полости, похожие на карстовые, чего не наблюдается [Арсанова, 2014], т. е. из гранитоидов не могут поступать редкие щелочи в глубинный флюид, они уже содержатся в гидротермальном флюиде, который может поступать по зонам глубинных разломов при землетрясениях из проводящего, предположительно флюидонасыщенного слоя земной коры, фиксирующегося методом магнитотеллурического зондирования под Байкалом – на глубинах от 10–13 до 23–38 км на северо-восточном фланге БРЗ, включая Баргузинскую впадину – на глубинах от 10–20 до 30–53 км [Pospееv, 2012]. Вода в проводящем слое может выделяться в результате активного восстановления оксидов трехвалентного железа водородом, поступающим в условиях высокого градиента давления из подлитосферных слоев, границу Мохо и слой нижней земной коры [Novopashina, Likhneva, 2020]. Гранитный слой не проницаем для жидкостей, в результате вода скапливается под гранитными массивами и достигает поверхности только в определенных местах по зонам активных разломов.

Повышенные содержания редких щелочей в термальных источниках вокруг Байкала и их происхождение объясняются разными причинами: взаимодействием с гранитной магмой и выщелачиванием из нее редких щелочей [Гидрогеохимические особенности состава ... , 2013], формированием флюидных гидротерм в результате воздействия глубинных флюидно-гидротермальных растворов водонасыщенного слоя на вмещающие породы и их вынос в наиболее раздробленных частях Баргузинской котловины [Ломоносов, 1974; Трошин, Ломоносов, 2005; Диденков, Бычинский, Ломоносов, 2006; и др.] и других впадин БРЗ [Novopashina, Likhneva, 2020]. В Ангаро-Витимском батолите нет редкометалльных гранитов, которые могли бы обогатить воду редкими щелочами, поэтому в устье р. Баргузин их содержание можно объяснить только привносом из горячих источников, уже обогащенных многими элементами, в

том числе летучими, редкими щелочами и даже рудными элементами [Natural pollutants of ... , 2015].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ офи_м № 17-29-05022 и проекта НИР № 0284-2021-0003.

Список литературы

Арсанова Г. И. Происхождение термальных вод вулканических областей // Вулканология и сейсмология. 2014. № 6. С. 44–58.

Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны / А. М. Плюснин, Л. В. Замана, С. Л. Шварцев [и др.] // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.

Гребенщикова В. И., Кузьмин М. И., Демьянович В. М. Уран в воде Байкальской экосистемы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 332–340. DOI: 10.31857/S2686739723601114.

Диденков Ю. Н., Бычинский В. А., Ломоносов И. С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1114–1118.

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

Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 166 с.

Повышенные содержания ртути в воде истока р. Ангара: отклики на геодинамические воздействия и сильные землетрясения / В. И. Гребенщикова, М. И. Кузьмин, А. В. Ключевский [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491, № 2. С. 77–81. DOI: 10.31857/S2686739720040076.

Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита. Забайкалье, Россия / А. В. Травин, А. Г. Владимиров, А. А. Цыганков [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 1. С. 53–59. DOI: 10.31857/S2686739720090194.

Трошин Ю. П., Ломоносов И. С. Химический состав и условия формирования современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2005. № 2. С. 39–46.

Турутанов Е. Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Доклады Российской академии наук. 2011. Т. 440, № 6. С. 815–818.

Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): Current state of micro- and macroanalysis / S. Yu. Skuzovatov, O. Yu. Belozerova, I. E. Vasil'eva [et al.] // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Vol. 13, N 2. 0585. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2-0585.

Natural pollutants of Northern Lake Baikal / E. V. Sklyarov, O. A. Sklyarova, A. V. Lavrenchuk, Yu. V. Menshagin // Environmental Earth Sciences. 2015. Vol. 74. P. 2143–2155.

Novopashina A. V., Likhneva O. F. Methodical approach to isolation of seismic activity migration episodes of the northeastern Baikal rift system (Russia) // Episodes. 2020. Vol. 43, N 4. P. 946–959. DOI: 10.18814/epiiugs/2020/020058.

Pospeev A. V. The velocity structure of the upper mantle and regional deep thermodynamics of the Baikal rift zone // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Vol. 3, N 4. P. 377–383. DOI: 10.5800/GT2012340080.

МОДИФИКАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ В ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА ПО ДАННЫМ О ЗАТУХАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

А. А. Добрынина^{1,2}, В. А. Саньков¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Геодинамические процессы, непрерывно протекающие в литосфере, приводят к деформациям, образованию механических неоднородностей (трещины, разломы и пр.), изменению флюидного режима и постепенной модификации среды, что отражается на свойствах проходящих в среде сейсмических волн – скорости распространения, частотном составе и поглощении. Поглощение энергии сейсмических волн в среде связано с несколькими факторами – геометрическим расхождением волнового фронта, внутренним затуханием (intrinsic attenuation, Q_i), вызванным неупругими свойствами реальной среды, и затуханием на неоднородностях среды (scattering attenuation, Q_{sc}), на которых происходит преломление, отражение и дифракция сейсмических волн. Значения коэффициента затухания (δ), сейсмической добротности (Q) и ее зависимости от частоты (частотный параметр n), сведения о вкладе двух компонент затухания (Q_i и Q_{sc}) в общее затухание (Q_T) и их пространственно-временные вариации являются интегральными параметрами, характеризующими состояние среды и дают детальную информацию о процессах модификации литосферы.

В качестве объектов исследования были выбраны три внутриконтинентальные зоны растяжения литосферы, характеризующиеся своими особенностями: Северо-Танзанийская дивергентная зона – СТДЗ (область активного вулканизма), Провинция Бассейнов и Хребтов – ПБХ (высокая степень растяжения литосферы и утонение коры до 25 км) и Байкальская рифтовая система – БРС. СТДЗ и БРС приурочены к границам крупных тектонических блоков с мощной литосферой – Сибирского и Танзанийского кратонов соответственно. По степени растяжения БРС сопоставима с СТДЗ, но в ней отсутствуют проявления активного современного вулканизма. Оценка затухания сейсмических волн в литосфере выполнялась для прямых продольных (P) и поперечных (S) волн и коды.

Для рассматриваемых рифтовых систем оценены значения сейсмической добротности по коде и по прямым объемным волнам. Полученные величины Q показывают сильную зависимость от частоты в диапазоне от 0,1 до 16 Гц. Для ПБХ эмпирические зависимости добротности от частоты $Q(f)$ имеют вид: для продольных волн – $Q_P(f) = 69f^{0,78}$ и для поперечных волн $Q_S(f) = 53f^{1,08}$; для СТДЗ – $Q_P(f) = 96f^{0,89}$ и $Q_S(f) = 89f^1$; для БРС – $Q_S(f) = 98f^{0,94}$. Сейсмическая добротность по коде рассчитывалась в частотном диапазоне от 0,1 до 16 Гц, длина окна обработки коды W бралась равной от 20 до 80 с с шагом 10 с. Средние глубины формирования коды при таких значениях W для БРС составляют 87–183 км, для СТДЗ – 110–165 км, для ПБХ – 76–158 км для $W=20$ и 80 секунд, соответственно. При сопоставлении значений Q_C наблюдается увеличение добротности с увеличением временного окна (т. е. с глубиной). Помимо оценки добротности на разных частотах, для каждого региона были рассчитаны эмпирические зависимости добротности от частоты и получены значения коэффициентов затухания δ . Региональные зависимости добротности от частоты $Q_C(f)$: $103f^{0,89}$ для БРС, $84f^{1,05}$ для СТДЗ и $86f^{0,78}$ для ПБХ. Максимальные значения частотного параметра получены для СТДЗ – n меняется от 1,12 до 0,93, средние для БРС – от 0,92 до 0,81 и минимальные для ПБХ – от 0,83 до 0,6, коэффициент затухания δ варьируется в пределах 0,012–0,003 км⁻¹ (СТДЗ), 0,009–0,003 км⁻¹ (БРС) и 0,010–

0,003 км⁻¹ (ПБХ) в зависимости от глубины. Полученные значения Q_c и n характерны для районов с высокой тектонической активностью. Сравнительный анализ изменений коэффициента затухания δ и частотного параметра n с глубиной для рассматриваемых регионов показал, что:

- 1) значения δ и n для всех исследуемых регионов уменьшаются с глубиной;
- 2) изменение δ с глубиной для БРС и ПБХ происходит практически одинаково;
- 3) на одинаковых глубинах значения δ и n для БРС и ПБХ ниже, чем для СТДЗ.

Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания δ и частотного параметра n со скоростным строением говорит о приуроченности изменений в затухании сейсмических волн к скоростным границам в среде.

Полученные значения Q_i и Q_{sc} также показывают сильную зависимость от частоты: частотный параметр меняется от 1 до 1,3 для внутреннего затухания и от 0,6 до 1 – для затухания на неоднородностях среды для рассматриваемых рифтов. Сопоставление величин Q_i и Q_{sc} для каждой рифтовой системы отдельно показало, что внутреннее затухание доминирует над затуханием на неоднородностях во всем рассматриваемом частотном диапазоне. Соотношения между компонентами Q_i и Q_{sc} для БРС и ПБХ приблизительно одинаковы ($Q_i \sim 62\%$, $Q_{sc} \sim 37\%$ для БРС и $Q_i \sim 65\%$, $Q_{sc} \sim 35\%$ для ПБХ), а для зоны СТДЗ вклад внутреннего затухания является определяющим и составляет $\sim 95\%$ от общего затухания. В качестве объяснения этого явления можно привести нарушенность верхней части коры активными разломами и высокое содержание флюидов. Вулканизм является одним из основных поставщиков флюидов в земной коре. Одним из главных отличий исследуемых рифтов являются процессы современного вулканизма, активно протекающие в СТДЗ и не проявленные в БРС и ПБХ. Таким образом, наиболее вероятной причиной увеличения значений δ и n в литосфере СТДЗ и уменьшения вклада рассеяния на неоднородностях в общее затухание относительно БРС и ПБХ являются процессы современного вулканизма, протекающие в СТДЗ.

В результате проведенных работ получены оценки затухания сейсмических волн в литосфере трех внутриконтинентальных зон растяжения литосферы: Байкальской рифтовой системы, Северо-Танзанийской дивергентной зоны и Провинции Бассейнов и Хребтов. Значения сейсмической добротности показывают высокую зависимость от частоты и длины окна обработки коды. Наблюдаемое увеличение добротности с увеличением длины окна обработки коды может быть интерпретировано как проявление уменьшения затухания с глубиной, связанное с большей консолидацией среды на глубине. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания и частотного параметра со скоростным строением регионов говорит о приуроченности вариаций затухания к скоростным границам в среде. Оценки внутреннего затухания и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды показали, что для всех регионов наибольший вклад в общее затухание вносит внутреннее затухание. Полученные характеристики затухания сейсмических волн для трех разных рифтовых систем в основном согласуются между собой, что может свидетельствовать о сопоставимых по уровню процессах модификации литосферы в разных зонах растяжения континентальной литосферы. В то же время нельзя не отметить высокое значение внутреннего затухания в литосфере СТДЗ. Как уже упоминалось, этот рифт характеризуется современной вулканической активностью, что приводит к повышенной флюидизации земной коры, присутствию магматических очагов и каналов. Высокие значения внутреннего затухания вполне логично связывать с этим процессом. Таким образом, можно заключить, что характеристики затухания сейсмических волн и их вариации могут использоваться в качестве интегральных параметров для оценки степени модификации литосферы.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФАУНЕ, ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ И СТРАТИГРАФИИ МИОЦЕНОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТАГАЙ (ОСТРОВ ОЛЬХОН)

М. А. Ербаева¹, Г. Дакснер-Хёк², А. А. Щетников³, А. Ю. Казанский⁴,
И. А. Филинов³, Т. Мёрс⁵, Н. В. Алексеева¹, В. В. Иванова⁶, Л. Л. Войта⁷,
Г. Г. Матасова³, О. Д. Ц. Намзалова¹

¹Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

²Венский музей Естественной истории, Вена, Австрия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁵Шведский музей Естественной истории, Стокгольм, Швеция

⁶ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

⁷Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

Неогеновые отложения юга Восточной Сибири, в частности Байкальского региона, изучались в начале прошлого столетия в связи с проблемами байкальской нефти. В 50-х годах в третичных глинах острова Ольхон геологи А. Ф. Китайник и В. С. Ткалич впервые обнаружили костные остатки наземных позвоночных в бухте Тагай, где под руководством Н. А. Логачева в 1958 г. были проведены палеонтологические раскопки. Детальные комплексные исследования позволили собрать богатый фаунистический материал, включавший рыб, амфибий, рептилий, птиц и млекопитающих, преимущественно крупных млекопитающих [Иваньев, Хозацкий, 1970; Vislobokova, 1994]. Из мелких млекопитающих были обнаружены немногочисленные остатки кротовых, зайца *Procaprolagus*, бобра и хомяка. На основе совокупных геологических, палинологических и фаунистических данных возраст отложений разреза Тагай был датирован как средний и поздний миоцен [Логачев, Ломоносова, Климанова, 1964]. В целом регион и в настоящее время продолжает привлекать внимание исследователей своей интересной геологией, геоморфологией и большим разнообразием ископаемой фауны и флоры [Кайнозой Байкальской рифтовой ... , 2001; Покатилов, 2012; Tesakov, Lopatin, 2015; Зеленков, 2016; Syromyatnikova, 2016; New species of ... , 2021; и др.]

Наш интерес к Тагайскому разрезу возник в связи с находками остатков мелких млекопитающих в миоценовом местонахождении Ая, где было установлено присутствие зайцеобразных рода *Amphilagus* [Erbajeva, Filippov, 1997]. Представители этого рода также были найдены нами в миоценовых отложениях Долины Озер Центральной Монголии и установлено три новых вида *Amphilagus* [Ербаева, 2013]. Кроме того, немецкие седиментологи, проводившие совместные работы на разрезе Тагай с иркутскими геологами, передали Г. Дакснер-Хёк несколько образцов принадлежащих грызунам, близких к таксонам из пещеры Ая и местонахождений Долины Озер [Daxner-Höck, Böhme, Kossler, 2013]. Основной целью наших исследований на Тагае были сбор нового фаунистического материала для выявления видового состава сообщества мелких млекопитающих, уточнение геологического возраста осадков и фауны региона с привлечением сведений по смежным дисциплинам, проведение корреляции с таковыми из местонахождения Ая и миоценовых разрезов Долины Озер Центральной Монголии.

Местонахождение Тагай расположено в северо-западной части острова Ольхон (рис. 1). На юго-западном склоне залива Тагай был вскрыт разрез мощностью 12 м, где выделено 17 последовательных горизонтов, включающих ископаемые остатки наземных позвоночных (рис. 2).

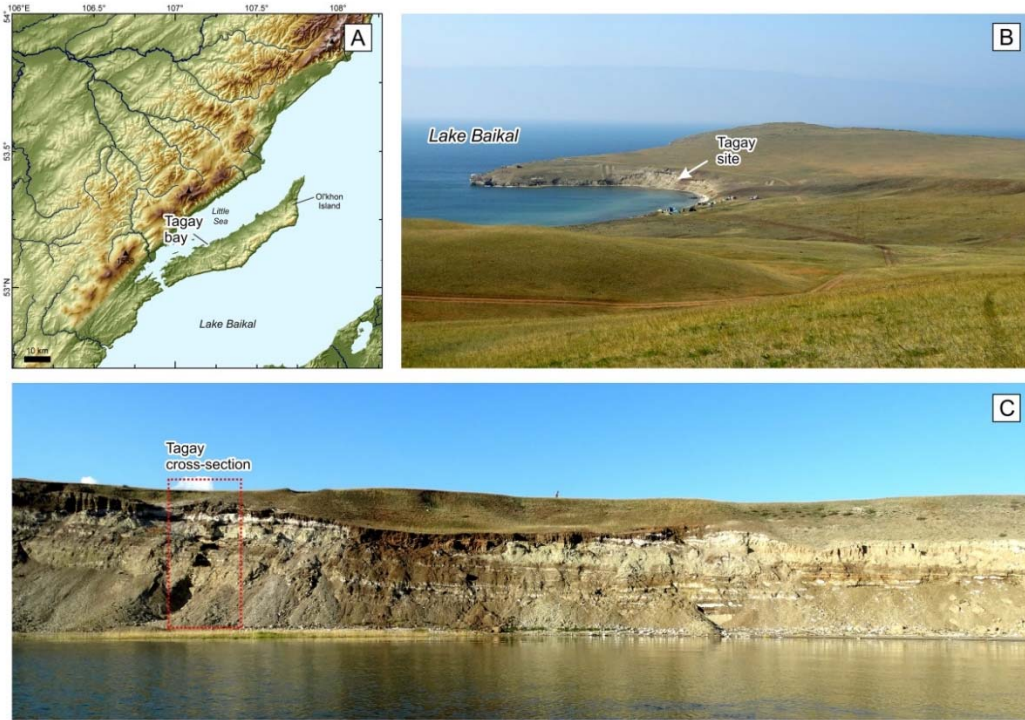


Рис. 1. Положение местонахождения Тагай: а – о-в Ольхон; б – залив Тагай; с – панорама разреза с расчисткой

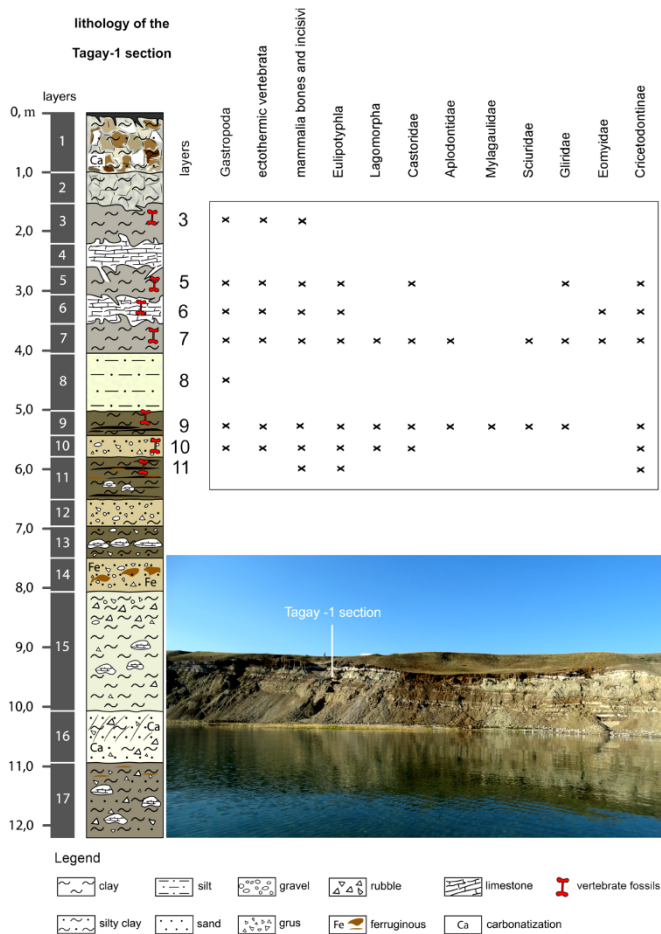


Рис. 2. Литология разреза Тагай-1

Разрез Тагай сложен пестрыми (зелеными, черными, бурыми) глинами, сильно литифицированными в основании разреза, с горизонтами известковистых конкреций, прослоями песков и алевроитов с включениями дресвы и щебня. Эти отложения были отнесены к тагайской свите [Кайнозой Байкальской рифтовой..., 2001]. Осадконакопление происходило в мелководных озерных бассейнах. Результаты геохимических исследований показали, что температурно-климатические условия при формировании отложений разреза Тагай были достаточно стабильными, резких климатических изменений не происходило. Палеоклимат был умеренным, однако имел циклический характер: чередовались влажные и семиаридные эпохи разной интенсивности и продолжительности. В базальной части осадочной толщи преобладает терригенный материал, продукты эрозии коры выветривания. При

осадконакоплении нижней части разреза (слои 17–9) уровень палеоозера был стабильным, однако снижение его отмечено в средней части. Выявлено, что отложения слоев 8–6 накапливались в засушливом климате.

В разрезе встречены многочисленные костные остатки позвоночных, однако они приурочены только к верхней части разреза (рис. 2). Сообщество мелких млекопитающих местонахождения Тагай включает многочисленных представителей отрядов насекомоядные (Eulipotyphla), зайцеобразные (Lagomorpha) и грызуны (Rodentia), что значительно расширил таксономический состав фауны млекопитающих. В составе фауны встречены обитатели открытых, околородных, лесных с кустарниковыми зарослями биотопов. Характерно значительное разнообразие и обилие насекомоядных (*Desmanodon*, *Miosorex*, *Parvricius*, *Plesiosorex*, *Heterosorex* и др.) и грызунов (*Lamugaulus olkhonensis*, *Leptodontomys gansus*, *Democricetodon lindsayi*, *Gobicricetodon filippovi*, *Keramidomys sibiricus* а.о.), установлены новые таксоны (*Spermophilinus debruijini*). Впервые в фауне Центральной Азии найдены европейские бобры рода *Euroxenomys*. Зайцеобразные немногочисленны, принадлежат они палеолагидам – *Amphilagus plicadentis*, которые известны из миоценовых местонахождений Долины Озер Монголии. Вышеприведённые данные свидетельствуют о том, что составе фауны Тагайского местонахождения встречены как азиатские, так и европейские формы, что позволяет проводить корреляцию миоценовых фаун и включающих их отложений Северного Китая, Монголии, Казахстана, ряда местонахождений Европы и Байкальского региона. Совокупность данных биостратиграфических, геологических и палеомагнитных исследований позволило уточнить время существования фауны и возраст осадочных толщ как ранний миоцен (late Burdigalian Stage), возраст 16,5–16,3 млн лет, что также подтверждено результатами исследований парноногих млекопитающих, амфибий, рептилий и птиц.

Список литературы

- Ербаева М. А. Новые виды *Amphilagus* (Lagomorpha, Mammals) из миоцена долины озер, Центральная Монголия // Палеонтологический журнал. 2003. № 3. С. 1–10.
- Зеленков Н. В. Эволюция сообщества птиц неогена Центральной Азии с обзором ископаемых птиц Азии // Палеонтологический журнал. 2016. № 6. С. 1–6.
- Иваньев Л. Н., Хозацкий Л. И. Остатки неогеновых рептилий и амфибий острова Ольхон, озера Байкал // Известия Восточно-Сибирского отделения Географического общества СССР. 1970. С. 153–158.
- Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история / В. Д. Мац, Г. Ф. Уфимцев, М. М. Мандельбаум [и др.]. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 252 с.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М. : Наука, 1964. 195 с.
- Покатилов А. Г. Стратиграфия кайнозоя Евразии (Палеонтологическое обоснование). Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2012. 304 с.
- Daxner-Höck G., Böhme M, Kossler A. New data on the Miocene biostratigraphy and paleoclimatology of Olkhon Island (Lake Baikal, Siberia) // Fossil mammals of Asia. Neogene biostratigraphy and chronology. New York: Columbia University Press. 2013. P. 508–517. DOI: 10.7312/columbia/9780231150125.003.0022.
- Erbajeva M. A., Filippov A. Miocene small mammalian faunas of the Baikalian region // Biochronologie mammaliene du Cenozoique en Europe et domains relies. Memoires et Travaux E.P.H.E. de l'Institut Montpellier. 1997. Vol. 21. P. 249–259.
- New species of *Ballusia* Ginsburg and Morales (Ursidae, Carnivora) from Miocene of Eastern Siberia, Russia / M. Sotnikova, A. Klementiev, A. Sizov, A. Tesakov // Historical Biology. 2021. Vol. 33, N 4. P. 486–497. DOI: 10.1080/08912963.2019.1637864.
- Syromyatnikova E. V. Anurans of the Tagai locality (Baikal Lake, Russia; Miocene): Bombinatoridae, Hylidae and Ranidae // Russian Journal of Herpetology. 2016. Vol. 23, N 2. P. 145–157.
- Tesakov A. S., Lopatin A. V. First record of mylagaalid rodents (Rodentia, Mammalia) from the Miocene of Eastern Siberia (Olkhon Island, Irkutsk region, Russia) // Doklady Biological Sciences. 2015. Vol. 460, N 1. P. 23–26. DOI: 10.1134/S0012496615010032.
- Vislobokova I. A. The lower Miocene artiodactyls of Tagay Bay, Olkhon Island, Lake Baikal (Russia) // Palaeovertebrata. 1994. Vol. 23, N 1–4. P. 177–197.

БАЗИТОВЫЙ И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О СТРОЕНИИ И ПРОЦЕССАХ, СФОРМИРОВАВШИХ КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ ЛИТОСФЕРУ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

С. В. Ефремов

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

Тувинно-Монгольский массив (ТММ) был выделен А. В. Ильиным как область развития венд-кембрийского чехла платформенного типа, подразумевающая наличие докембрийского кристаллического фундамента [Ильин, 1971].

Возраст и строение фундамента ТММ остаются предметом дискуссий. Часть авторов предполагает его раннедокембрийский возраст [Ильин, 1971], другая рассматривает ТММ в качестве коллажа террейнов разной генетической природы, окончательно консолидированных в раннем палеозое [Кузмичев, 2004; Vadarch, и др.].

Эти представления о составе и возрасте фундамента могут быть проверены при анализе геохимических характеристик и эволюции составов разновозрастных базитов и гранитоидов, опробованных в пределах ТММ.

Гранитоиды и базиты «опробуют» континентальную кору и субконтинентальную мантию, неся информацию о составе источника вещества, которая, с использованием современных генетических моделей, даст возможность высказать предположения о процессах ответственных за его формирование.

В качестве рабочей гипотезы была использована модель одноактного формирования континентальной литосферы в зоне субдукции, изложенной в работе [Continent in ... , 2010]. Модель подразумевает формирование серогнейсовой континентальной коры и ее литосферных корней в результате просачивания слэбовых магм через мантийный клин.

В качестве положительных предпосылок, свидетельствующих о возможности применения этой модели, можно рассматривать:

1) присутствие серогнейсового фундамента, выходящего на поверхность в пределах Гарганской и Шутхулайской глыб, расположенных на восточном и западном флангах микроконтинента;

2) возможность рассматривать породы ТТГ ассоциации Гарганской глыбы как производные слэбовых магм [Потенциальная рудопродуктивность гранитоидов ... , 2019];

3) присутствие DUPAL аномалии в пределах северной части ТММ, позволяющей говорить о существовании геохимически специализированного домена в мантийной части микроконтинента, специфика которого, возможно, сформирована в зоне субдукции [Мантийная аномалия DUPAL, 2002];

4) наличие под микроконтинентом интенсивной, отрицательной аномалии поля силы тяжести, отличающее его от соседних Джиды-Ильчирской и Восточно-Тувинской зон, Китайской зоны смятия, Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Аномалии подобной интенсивности рассматриваются как зоны разуплотнения верхней мантии под влиянием метасоматических преобразований, связанных с подтоком более «легкого» вещества. Глубина заложения аномалии прямо пропорциональна ее ширине и, в нашем случае, колеблется около 60 км, что значительно превышает мощность континентальной коры в этом районе.

Иными словами, мы имеем косвенные указания на существование в континентальной литосфере ТММ двух геохимических резервуаров: серогнейсовой континентальной коры и геохимически специализированной мантии, сформированных в зоне субдукции.

Наличие этих геохимических резервуаров и их пространственное положение может быть показано на примере распространения и эволюции геохимических характеристик неопротерозойских и раннепалеозойских гранитоидов, сопровождаемых интрузиями базитов. Механизмы формирования континентального литосферного блока могут быть проиллюстрированы при отслеживании вариаций вещественных характеристик пород ТТГ ассоциации и сопровождающих их базитов.

Выявление геохимической специфики и пространственного распространения геохимически специализированного домена, расположенного в мантийной части континентальной литосферы ТММ, не вызывает затруднений. Производные мантийных магм обоих возрастных уровней представлены высокониобиевыми базитами (NEB) и низкокремнистыми адакитами (LSA) [Ефремов, 2009а, 2009б] – продуктами разной степени плавления мантийного источника, преобразованного производными слэбовых магм [An overview of ... , 2005]. Пространственно они распространены на всей площади северной части ТММ, от долины р. Иркут, до бассейна р. Сенца, что позволяет рассматривать микроконтинент, как единый геологический блок.

Для выделения продуктов плавления серогнейсового фундамента ТММ были изучены процессы формирования кислых гранитоидных магм при плавлении пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы, определены геохимические характеристики производных этих расплавов, выявлены их аналоги среди гранитоидов неопротерозоя и раннего палеозоя.

Показано, что эволюция составов в пределах рассматриваемых гранитоидных систем может быть объяснена с позиции смешения производных первичных мантийных магм (LSA) и продуктов плавления серогнейсового фундамента ТММ (для палеозойских гранитоидов эволюция геохимических и изотопных характеристик в результате смешения подробно рассмотрена в работах [Ефремов, 2009б; Ефремов, Дриль, Сандиминова, 2016]).

Разновозрастные гранитоиды, рассматриваемые как продукты плавления серогнейсового основания и как продукты их смешения с производными мантийных магм распространены в пределах всех «разновозрастных террейнов» северной части ТММ, свидетельствуя о присутствии серогнейсового фундамента на этой территории.

Для оценки механизмов формирования континентального блока было выполнено математическое моделирование на основании составов пород ТТГ ассоциации Гарганской глыбы и ассоциирующихся с ними базитов. В качестве геохимических резервуаров/источников вещества этих пород рассматривалась: измененная океаническая континентальная кора (АОС), деплетированная мантия (DM), базальты океанических островов (модель [Why Archaean TTG ... , 2014]).

Было показано, что геохимические особенности пород ТТГ ассоциации могут быть объяснены только с позиции плавления АОС, а геохимические особенности базитов, добавлением к DM 10–13 % продуктов плавления АОС/оценки состава слэбового расплава. Полученный таким образом источник способен генерировать базиты NEB и адакиты LSA, аналогичные по составу породам неопротерозоя и раннего палеозоя при 20 и 10 % плавления.

Полученные результаты позволяют рассматривать ТММ как единый континентальный блок с серогнейсовым основанием и литосферными корнями/геохимически специализированным мантийным доменом, сформированный в зоне субдукции. Они могут быть использованы для создания непротиворечивой модели формирования кислой континентальной коры в неорхее.

Список литературы

Ефремов С. В. Главные причины эволюции вещественных характеристик раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна (на примере массива хребта Мунку-Сардык) // *Геохимия*. 2009а. № 3. С. 1–16.

Ефремов С. В. Адакитовый гранитоидный магматизм Восточного Саяна, генетические особенности и источники вещества // *Геохимия*. 2009б. № 11. С. 1223–1229.

Ефремов С. В., Дриль С. И., Сандимирова Г. П. Образование гранитоидов с адакитовой геохимической характеристикой в коллизионных орогенах на примере раннепалеозойских гранитоидов хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян) // *Геохимия*. 2016. № 7. С. 633–640.

Ильин А. В. Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии // *Тр. НИЛЗарубежгеология*. Вып. 22. М., 1971. С. 67–71.

Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. : Пробел-2000, 2004. 191 с.

Мантийная аномалия DUPAL Тувино-Монгольского массива и ее палеогеодинамическое значение / С. В. Рассказов, Е. В. Саранина, Н. А. Логачев [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2002. Т. 382, № 1. С. 110–114.

Потенциальная рудопродуктивность гранитоидов Гарганской глыбы, Восточный Саян / С. В. Ефремов, С. И. Дриль, Н. А. Горячев, И. В. Левицкий // *Геология рудных месторождений*. 2019. Т. 61, № 4. С. 61–71. DOI: 10.31857/S0016-777061461-71.

An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / H. Martin, R. H. Smithies, R. Rapp [et al.] // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 1–24.

Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2002. Vol. 21, N 1. P. 87–110.

Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) / R. P. Rapp, M. D. Norman, D. Laporte [et al.] // *Journal of Petrology*. 2010. Vol. 51. P. 1237–1266.

Why Archean TTG can not be generated by MORB melting in subduction zones / H. Martin, J.-F. 198–199. P. 1–13.

**МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПИРОКСЕНОВ И ГРАНАТОВ
ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА
СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ:
УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ**

**А. П. Жгилев¹, А. Б. Перепелов¹, С. С. Цыпукова¹, Ю. Д. Щербаков¹,
А. А. Каримов^{1,2}**

¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Мегакристаллы салических и темноцветных минералов обнаружены в связи с проявлениями вулканических комплексов пород в различных геодинамических обстановках. Наиболее широко они распространены в кайнозойских вулканических ареалах внутриконтинентальных областей, к примеру, в Монголии, в Прибайкалье и Забайкалье, в Китае, в Европе и на Северо-Востоке России, а также в кимберлитах различных районов Мира. Ранее в работах авторов были приведены оригинальные сведения об обнаружении мегакристаллов салических и темноцветных минералов в породах и эруптивных отложениях Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии (санидины, пироксены, гранаты, ильмениты) [Late Cenozoic Uguumir ... , 2020]. Здесь нами приводятся новые данные об условиях формирования магм и кристаллизации мегакристаллов пироксенов (Срх) и гранатов (Grt) Тэсийнгольского ареала, а также сведения о процессах преобразования мегакристаллов Срх под воздействием базальтовых расплавов.

Собственно, щелочно-базальтовыми магмами, транспортирующими мегакристаллы к поверхности, являются трахибазальты и базальтовые трахиандезиты среднемиоценового вулкана Угуумур (возраст 12,5 млн лет). Наиболее ранними проявлениями щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала характеризуется раннемиоценовый вулкан Бодь-уул (17,0 млн лет), породы которого представлены базанитами и фонотефритами. Мегакристаллы в породах этого вулкана не обнаружены.

Мегакристаллы Срх и Grt Тэсийнгольского ареала представлены преимущественно их фрагментами и редко сохраняют первичные кристаллографические формы. Их размеры в основном не превышают 1 см, лишь редко достигая размеров 4×6 см. Зоны дезинтеграции Срх выполнены материалом бурого и буровато-желтого цвета и соотносятся с участками их плавления под воздействием транспортирующих базальтовых магм. Для мегакристаллов гранатов наблюдается развитие тонких келифитовых кайм и прожилков по трещинам дезинтеграции. Срастаний пироксенов с другими минералами ассоциации мегакристаллов не наблюдалось.

Исследованные мегакристаллы пироксенов принадлежат Са-На типу и близки по составам к омфацитам. Содержания Na₂O в пироксенах варьируют в интервале ~3,1–3,4 масс. %. В сравнении с идеальной формулой омфацита (Di₆₈Jd₃₂Ae₀), мегакристаллы пироксена по данным микроаналитических исследований имеют несколько более низкие величины Jd и высокие значения Ae минералов (Di₇₁₋₇₂Jd₁₆₋₁₉Ae₉₋₁₂). Особенности состава изученных мегакристаллов, в сравнении с омфацитом, заключаются в высоких содержаниях в минерале FeO и более низких – SiO₂ и MgO, что отражается в величинах Mg# (0,86 против 0,37–0,40 соответственно). Мегакристаллы граната имеют алмадин-гроссуляр-пироповый состав (Alm₆₀₋₆₆Grs₁₇₋₂₀Pyr₁₄₋₁₇) и крайне низкие концентрации Cr₂O₃. Согласно классификации по [An updated classification ... , 2004] гранаты отвечают эклогитовому парагенезису. Пироксены из базальтоидов Тэсийн-

гольского ареала принадлежат Ca типу с низкими содержаниями Na_2O (0,36–0,59 масс. %) и отвечают по составам авгитам ($\text{Wo}_{41-45}\text{En}_{40-46}\text{Fs}_{12-17}$). В базанитах вулкана Бодь-уул пироксены более натровые (Na_2O 1,08–1,75 масс. %) и также имеют авгитовый состав ($\text{Wo}_{45-48}\text{En}_{38-43}\text{Fs}_{9-15}$).

Зоны плавления мегакристаллов Cpx , образованные под воздействием базальтовых расплавов, представляют собой линзовидные выделения, состоящие из чередования тонких прожилков стекла, участков скопления новообразованных пироксенов и магнетитов. Отдельные слои в зонах плавления представляют собой микрокристаллические агрегаты $\text{Px}+\text{Mgt}+\text{Gl}$ (Mx) (рис. 1). Стекло в зонах плавления имеет высоконатровый состав с содержаниями Na_2O в диапазоне от 3,4 до 8,9 масс. %, а также повышенные содержания SiO_2 и Al_2O_3 (до 61 и 21 масс. % соответственно). Пироксены из зон раскристаллизации также представлены авгитами (Na_2O 0,51–0,84 масс. %, $\text{Wo}_{41-45}\text{En}_{27-31}\text{Fs}_{25-30}$). Составы пород и минералов определены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» в ИГХ СО РАН.

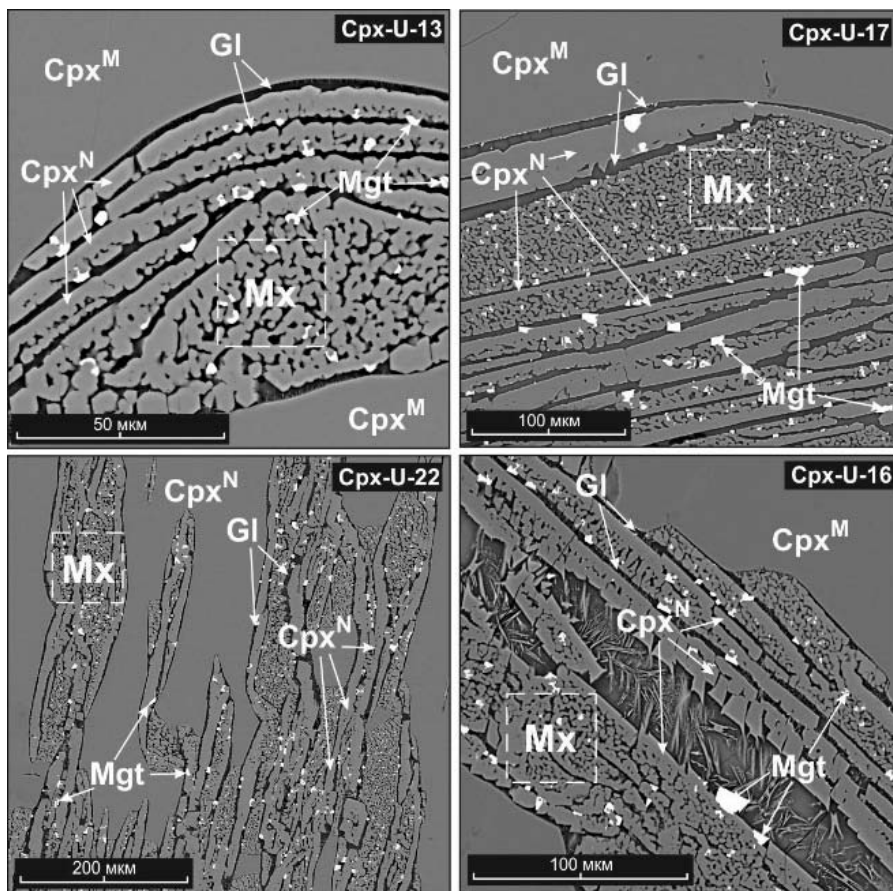


Рис. 1. Зоны плавления мегакристаллов пироксена с новообразованными кристаллическими фазами

Cpx^{M} – области мегакристаллы пироксена, не подвергнутые плавлению; Mx – области раскристаллизованного расплава; новообразованные кристаллические фазы: Cpx^{N} – Ca-пироксен, Mgt – магнетит; Gl – линзы и прожилки остаточного расплава. Изображения в BSE

Давления образования базальтоидных магм вулканов Угуумур и Бодь-уул рассчитаны с использованием геобарометра по [Литосферный контроль позднекайнозойского ..., 2007], а температуры с использованием геотермометра по [Putirka, 2008], формула 21. P-T условия формирования мегакристаллов Cpx , а также пироксенов, кристаллизующихся из базальтовой магмы и в зонах плавления мегакристаллов уста-

новлены с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров, предназначенных для вулканических систем [Putirka, 2008] с использованием формул 32b и 32d и без учета состава кристаллизующегося расплава. В предположении о совместной кристаллизации мегакристаллов Crx и Grt при расчете P-T условий их формирования применялись величины давлений, установленные для Crx, и температуры, по геотермометру [Abbott, 2018], основанному на распределении в минералах REE. Содержания PЗЭ определялись методом LA-ICP-MS в ЦКП «Геодинамика и геохронология» в ИЗК СО РАН.

Установлено, что базанитовые и фонотефритовые магмы вулкана Бодь-уул формировались в области астеносферной мантии при давлениях 26–31 и 22–25 кбар при температурах 1332–1410 и 1320–1333 °С соответственно (рис. 2). Расчеты P–T условий образования трахибазальтовых расплавов вулкана Угуумур показали, что они могли формироваться в верхней части литосферной мантии и в нижней коры, что представляется маловероятным и объясняется нами их значительной контаминацией ксеногенным материалом (10–16 кбар, 1131–1213 °С). Обращает на себя внимание, что базанитовые расплавы вулкана Бодь-уул могли формироваться в астеносферной мантии при участии карбонатитового расплава, что согласуется с присутствием карбонатно-силикатных включений во вкрапленниках магнезиальных оливинов (F₀₈₀₋₈₂) (рис. 3).

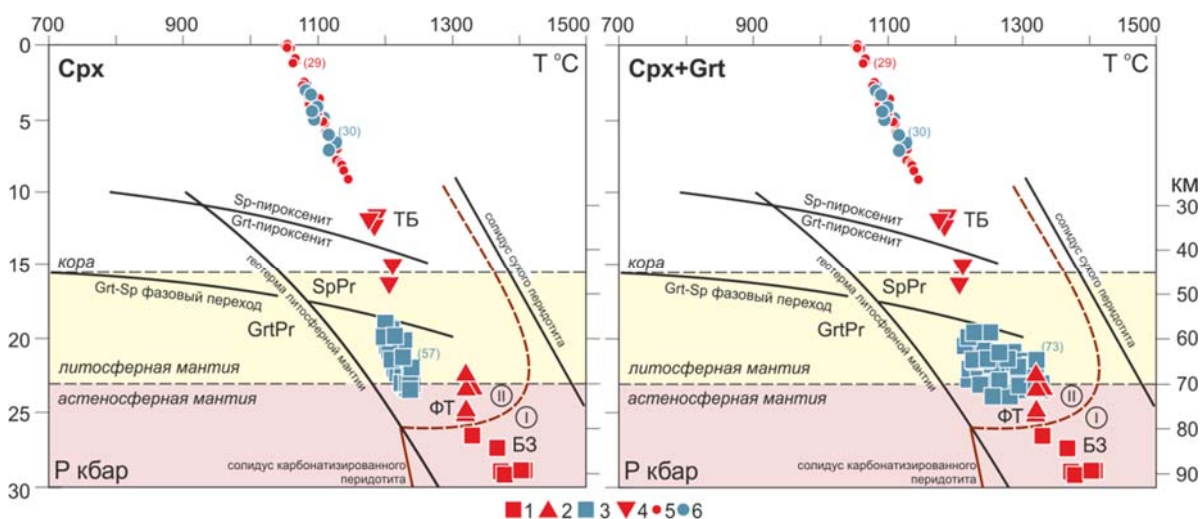


Рис. 2. P-T условия формирования мегакристаллов пироксена и граната и щелочно-базальтовых магм Тэйсингольского позднекайнозойского вулканического ареала

P-T условия формирования: 1 – базанитовых (БЗ) и 2 – фонотефритовых (ФТ) магм вулкана Бодь-уул, 3 – мегакристаллов пироксена (на графике Crx) и пар мегакристаллов пироксена и граната (на графике Crx+Grt), 4 – трахибазальтовых магм (ТБ) и 5 – микрофенокристаллов и микролитов Crx из пород вулкана Угуумур, 6 – Crx из зон плавления и кристаллизации расплава в мегакристаллах пироксена. Кривая солидуса карбонатизированного перидотита приведена по [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Пунктиром показана условная граница, разделяющая область мантии, содержащей карбонатитовый расплавный компонент (I), и область мантии, в которой карбонатитовый компонент переходит в газообразную фазу (II). Геотерма литосферной мантии и кривая границы раздела Sp-Grt фазового перехода для Восточного Саяна по [Litasov, Taniguchi, 2002]. Области фаций глубинности литосферной мантии: GrtPr – гранатового и SpPr – шпинелевого перидотита. Кривая солидуса «сухого» перидотита приведена по [Hirschmann, 2000]. Граница коры и мантии приведена по [Low seismic velocity ... , 2002]. На графиках в скобках приведено количество определений P-T

Условия кристаллизации пироксенов из базальтовых расплавов отвечают значениям $T = 1051\text{--}1145\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 0,02\text{--}9,1$ кбар. К ним близки параметры кристаллизации пироксенов из зон плавления мегакристаллов Crx ($1072\text{--}1129\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $1,4\text{--}7,2$ кбар).

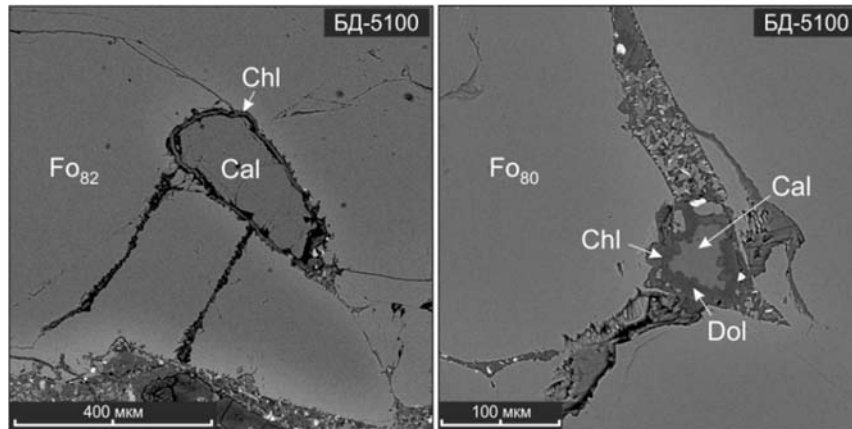


Рис. 3. Включения карбонатных фаз в оливинах из базанитов вулкана Бодь-уул

Fo – вкрапленники оливина, Cal и Dol – выделения кальцита и доломита в зональных включениях силикатно-карбонатных фаз, Chl – кайма хлорит-сметитового материала в карбонатной фазе. Изображение в BSE

Полученные результаты расчетов P–T условий происхождения щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала, мегакристаллов пироксена и граната и пироксенов из зон плавления Срх позволяют сделать ряд выводов и предположений. Наиболее ранние по времени проявления базанитовые и фонотэфритовые расплавы вулкана Бодь-уул (17 млн л. н.) характеризуются полным отсутствием в породах ксеногенного материала, тогда как более поздним проявлениям трахибазальтовых магм вулкана Угуумур (12,5 млн л. н.) свойственна высокая насыщенность пород и резургентных отложений мегакристаллами салических и темноцветных минералов. При этом новые данные о возрасте мегакристаллов санидина (15,1 млн лет) позволяют предполагать, что процесс образования мегакристаллов мог происходить вблизи границы астеносферной и литосферной мантии в результате кристаллизации щелочных магм подобных исходным магмам вулкана Бодь-уул. Впоследствии высокая насыщенность астеносферной мантии под ареалом карбонатным компонентом определила возможность высвобождения углекислого вещества при «пересечении» магмами границы солидуса карбонатизированного перидотита и возникновение интенсивного эксплозивного процесса с выносом ксеногенного материала к поверхности. При транспортировке магмами мегакристаллов пироксена происходило их плавление и последующая кристаллизация новообразованного расплава на коровом уровне и при излиянии магм на поверхность в условиях, сходных с условиями формирования микрофенокристаллов и микролитов пироксенов в базальтовых расплавах. Результаты изучения вулканизма Северной Монголии, в том числе состава ксеногенных минеральных фаз, дают авторам основание предполагать непрямую и парагенетическую связь позднекайнозойских вулканических процессов и процессов внутриконтинентального рифтогенеза вследствие глобальных геодинамических событий.

Исследования выполнены по проекту НИР ИГХ СО РАН № 0284-2021-0007.

Список литературы

- Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия / Е. И. Демонтерова, А. В. Иванов, С. В. Рассказов [и др.] // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 93–110.
- Abbott R. N. Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs, revisited // Am. Mineral. 2018. Vol. 103. P. 1169–1171.

An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers / H. S. Grütter, J. J. Gurney, A. H. Menzies, F. Winter // *Lithos*. 2004. Vol. 77 (1–4). P. 841–857.

Gudfinnsson G. H., Presnall D. C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // *Journal of Petrology*. 2005. Vol. 46 (8). P. 1645–1659.

Hirschmann M. M. Mantle solidus. Experimental constraints and the effect of peridotite composition // *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 2000. Vol. 24. 2000GC000070.

Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul volcanic centers in Northern Mongolia: Mineralogy, geochemistry, and magma sources / A. Perepelov, M. Kuzmin, S. Tsypukova [et al.] // *Minerals*. 2020. Vol. 10, N 7. 612.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift // CNEAS, Monograph series № 5. Tohoku University, Center for Northeast Asian studies, 2002. 222 p.

Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication / Yu. A. Zorin, V. V. Mordvinova, E. Kh. Turutanov [et al.] // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 359, N 3–4. P. 307–327.

Putirka K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. Vol. 69. P. 61–120.

ВЫЯВЛЕНИЕ НОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ АЗОТНЫХ ТЕРМ В ЗАБАЙКАЛЬЕ НА ОСНОВЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Л. В. Замана ¹, А. П. Куклин ¹

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия
l.v.zamana@mail.ru; kap0@mail.ru

В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) известно немногим более 60 проявлений азотных терм [Ломоносов, 1974]. Ввиду высокой геологической изученности территории возможность обнаружения новых проявлений терм с температурой воды на дневной поверхности более 20 °С (принятая нижняя граница термальных вод) даже в труднодоступных местах маловероятна. В то же время известные выходы подземных вод с несколько повышенной температурой (выше 5 °С) могут быть проявлениями термальных вод, разбавленных холодными или охлажденными в результате кондуктивного теплообмена в зоне гипергенеза. Принадлежность таких вод к термальным может быть установлена по содержанию в них определенных компонентов химического состава или по расчёту глубинных температур их формирования. В марте 2021 г. нами в Баунтовском районе Республики Бурятия была отобрана проба воды из самоизливающей скважины с температурой на изливе 10 °С, что указывало на возможную подпитку воды скважины термами.

Опробованная скважина находится в 2 км к северу от с. Багдарин в долине одноименной реки и в выделенные разными авторами границы БРЗ не входит. От ближайшего Шуриндинского горячего источника она удалена на 85 км к югу и практически расположена на одной линии с тремя термальными источниками и родником (рисунок). Скважина пройдена в зоне разлома меридионального направления в породах ороченской свиты (D_{1-20г}, доломиты, известняки с прослоями песчаников) при разведке подземных вод для водоснабжения села. Дебит скважины около 1,0 л/с, уровень излива 0,9 м над поверхностью земли, физико-химические характеристики воды приведены далее (табл., проба БН-21-1). Для доказательства возможного дренирования скважиной термальных вод приведены данные по химическому составу расположенных в том же районе Могойского (проба 21-Мг-3), Бусанского (АТ-21-Бс-2), Шуриндинского (АТ-21-Шр-2) и Баунтовского (АТ-09-3) термальных источников и холодной воды родника (проба МГ-21-8), дренирующего водоносный комплекс пород нерундинской свиты (PR₃), тоже сложенной известняками с прослоями песчаников и карбонатных сланцев.

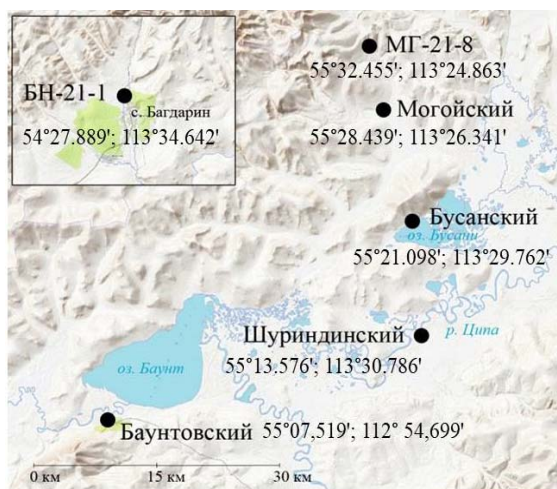


Рис. Расположение и координаты рассматриваемых пунктов опробования

Макрокомпонентный состав представленных в таблице проб определялся по нормативным методикам в ИПРЭК СО РАН в аттестованной на выполнение анализов природных вод лаборатории, анализ на микроэлементы выполнен методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Для расчёта глубинных температур воды использованы известные эмпирические формулы [Fournier, 1977].

Таблица

Гидрогеохимические характеристики воды холодных и термальных вод

Показатель	Номера проб						Байкал*	ПВПМ**
	БН-21-1	АТ-21-Мг-3	АТ-21-Бс-2	АТ-21-Шр-2	АТ-09-3	МГ-21-8		
T, °C	10,1	83,4	23,8	39,0	52,0	0,1	-	-
pH	7,40	9,10	8,90	9,20	8,93	7,50	-	6.53
Макрокомпоненты, мг/л								
HCO ₃	378	165	220	118	140	79,6	-	82,8
SO ₄	11,8	58,7	30,7	170,5	25,0	45,4	-	4,06
Cl	2,84	12,9	30,1	35,7	22,1	0,85	-	4,67
F	1,84	27,8	28,9	18,6	19,0	1,00	0,22	0,19
Ca	4,69	6,69	6,15	9,53	3,22	45,2	16,4	16,8
Mg	0,04	0,02	0,05	0,05	0,13	3,43	3,2	5,66
Na	151,6	135,8	144,9	171,1	100,4	4,35	3,6	6,64
K	4,44	1,92	2,79	3,81	2,93	1,16	1,0	0,83
TDS	556	436	472	543	325	182	-	125
Si	9,60	54,7	38,4	40,0	32,5	6,19	2,0	4,02
Микроэлементы, мкг/л								
Li	392	243	463	386	130	3,02	2,2	4,08
B	126	120	231	125	210	1,52	6,8	20,2
Ga	2,20	9,32	2,38	1,85	5,8	0,012	0,002	0,27
Ge	10,4	16,2	21,2	9,45	8,9	0,017	0,007	-
Br	90,5	25,9	86,3	103	150	4,68	9,0	8,46
Rb	33,3	42,1	25,1	30,9	29,0	1,18	0,6	1,42
Cs	7,87	12,2	9,56	7,15	4,1	0,13	0,008	-
W	67,9	22,6	31,2	77,4	24,0	0,15	0,07	-
T _{г.л.} , °C	114,6	146,3	126,5	128,8	117,9	-	-	-

Примечание. *Верхний предел значений по [Ветров, Кузнецова, Склярова, 2013]; **ПВПМ – подземные воды провинции многолетней мерзлоты, значения по [Шварцев, 1998].

В глубоких водах горно-складчатых областей, в частности, азотных термальных, увеличивается миграционная способность ряда химических элементов, в особенности редких, что позволяет использовать их как индикаторы таких вод. Из представленных в таблице компонентов по макросоставу к ним относятся фтор и кремний, а по микроэлементам – редкие щелочные элементы (Li, Rb, Cs), B, Ge и W, как это показано в работах [Крайнов, 1973; и др.]. Из сравнения с водой оз. Байкал [Ветров, Кузнецова, Склярова, 2013] и подземными водами провинции многолетней мерзлоты [Шварцев, 1998], к которой относится рассматриваемая территория, к таким индикаторам кроме обычных при химическом анализе воды хлора и натрия из широкого круга элементов, определяемых при анализах методом ICP-MS, следует добавить Ga и Br.

Натрий в большинстве случаев является единственным значимым для определения катионного состава азотных терм, тогда как маломинерализованные воды зоны гипергенеза являются щелочноземельными, в основном с преобладанием кальция. К отличительным особенностям макрокомпонентного состава азотных терм относится крайне низкое содержание магния, в большинстве случаев сотые и десятые доли мг/л, что определяется мобилизацией его клинохлором Mg₅Al(AlSi₃O₁₀)(OH)₈, появляю-

щимся в составе вторичных твёрдых фаз на ранних стадиях взаимодействия воды с вмещающими породами [Павлов, Чудненко, 2013].

Если по Na и Mg вода скважины соответствует термам, то концентрации Cl, F и Si заметно ниже, чем по термальным источникам. Причиной может быть как удаление их из воды в результате осаждения минеральными новообразованиями, так и разбавление холодными водами в зоне гипергенеза. Но в случае разбавления содержание натрия должно падать, а магния расти, должны уменьшаться и концентрации микроэлементов, чего не наблюдается. Более вероятно высаживание F и Si. Термы в большинстве случаев пересыщены по флюориту CaF_2 [Замана, 2000]. Кремний, скорее всего, высаживается в приповерхностной зоне в виде кремнезёма, что наблюдалось по скважине на Гусихинском термальном источнике в Усть-Баргузинской впадине. Исходя из изложенного, снижение температуры воды по скважине связано главным образом с кондуктивным теплообменом с горными породами. Причина низкой концентрации хлор-иона в пробе БН-21-1 неясна.

Сходство воды скважины и термальных источников по приведенным редким элементам очевидно. На обогащённость терм Br обращено внимание впервые. По Ga на повышенный уровень содержания его в азотных термах указано в [Галлий, 1973]. Всё это позволяет отнести Ga, как и Br, к числу типоморфных элементов азотных терм.

Оценки глубинной температуры также показывают на принадлежность воды скважины к термальным. В связи с явной потерей кремния до выхода воды на поверхность расчёт по пробе из скважины выполнен по Na-K геотермометру $T\text{ }^{\circ}\text{C} = (777/(\lg\text{Na}/\text{K}) + 0,7) - 273,15$, по термальным источникам – по кремниевому геотермометру $T\text{ }^{\circ}\text{C} = 1309/(5,19 - \lg\text{SiO}_2) - 273,15$ [Fournier, 1977], где Na и K – в моль/л, а SiO_2 – в мг/л.

Таким образом, по большинству характерных для азотных терм химических показателей и по расчётной глубинной температуре вода самоизливающей скважины соответствуют термальной. Приведенные данные показывают, что к числу типоморфных элементов, кроме известных, относятся Ga, Br и, в какой-то степени, Cl. Индикатором терм являются также более низкие, чем в водах зоны гипергенеза, концентрации Mg, не превышающие, как правило, нескольких десятых долей мг/л. Выявленный новый пункт проявления термальных вод расширяет границы их распространения, а если считать проявление терм как неотъемлемый элемент БРЗ, то и её самой.

Исследования выполнены по госбюджетной теме № FUFР-2021-0006.

Список литературы

- Ветров В. А., Кузнецова А. И., Склярова О. А. Базовые уровни химических элементов в воде озера Байкал // География и природные ресурсы. 2013. № 3. С. 41–51.
- Галлий / Б. И. Коган, О. В. Вершковская, И. М. Славиковская, И. П. Скрипка. М. : Наука, 1973. 471 с.
- Замана Л. В. Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 2000. № 11. С. 1159–1164.
- Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М. : Недра, 1973. 295 с.
- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Наука, 1974. 166 с.
- Павлов С. Х., Чудненко К. В. Формирование азотных терм: моделирование физико-химических взаимодействий в системе «вода–гранит» // Геохимия. 2013. № 12. С. 1090–1104. DOI: 10.7868/S0016752513120066.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М. : Недра, 1998. 368 с.
- Fournier R. O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 41–50.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ АГАТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КУЗБАССА

Е. В. Звягинцева

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия, zmei7772006@mail.ru

Агаты – уникальные минеральные образования, издавна привлекающие к себе внимание не только ученых, но и коллекционеров-любителей камня. Агатовые месторождения распространены повсеместно, проявления кварц-халцедоновых образований имеются и в Кузбассе. Агатовая минерализация здесь остается малоизученной и требует более детального изучения в связи с научной и практической значимостью. Ранее нами сообщалось о минералого-геохимических особенностях этих образований [Звягинцева, 2018]. Целью данной работы является дополнение геохимического исследования кварц-халцедоновых образований проявлений Кузбасса. Важно рассмотреть распределение микроэлементов в агатах разных проявлений. Анализ полученных данных может дать важную информацию относительно генетических аспектов процесса формирования агатов.

Изученные проявления связаны с миндалекаменными разностями триасовых базальтов, которые сформировали так называемую «мелафировую подкову». Эти проявления расположены в непосредственной территориальной близости друг от друга, однако занимают разные стратиграфические уровни. Нами были исследованы следующие агатопроявления:

- проявления Салтымаковского хребта (Крапивинский район); агатовая минерализация сосредоточена в мальцевской свите;
- проявление участка Терсюк (Новокузнецкий район); агатовая минерализация сосредоточена в яминской свите Узунского хребта;

Наличие полосчатости, сложность рисунка потребовали особого подхода к пробоподготовке. Три рабочих образца разных проявлений (один образец Салтымаковского проявления, два образца проявления участка Терсюк) были распилены по слоям (получено 20 проб) (рис. 1).

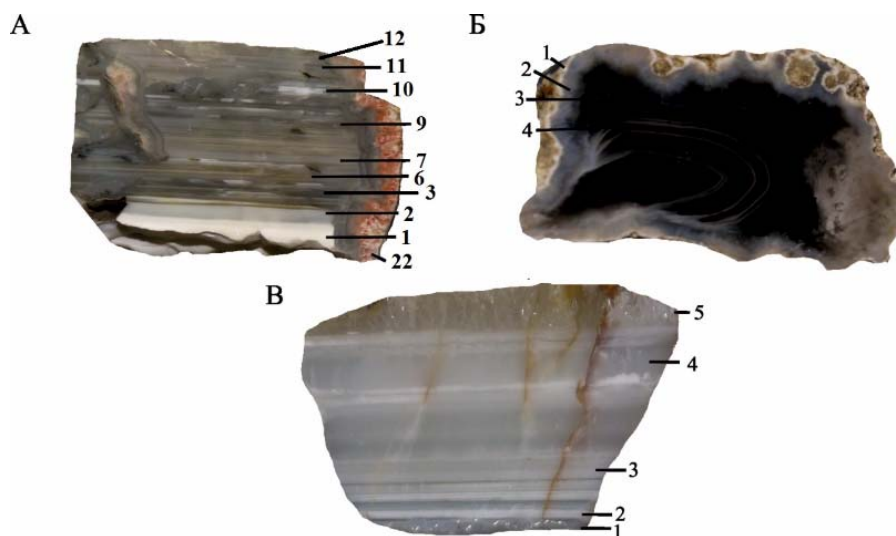


Рис. 1. Послойный минеральный состав кварц-халцедоновых образований проявления участка Терсюк (А, Б), Салтымаковского хребта (В)

В рассматриваемых образцах уровень накопления микропримесей значительно меньше кларковых составляющих, при этом в кварц-халцедоновых образованиях разных проявлений отмечаются локальные различия в концентрации химических элементов.

Проявление Салтымаковского хребта

В пробах образца Салтымаковского проявления (рис. 1, В) отчетливо выделяются концентрации редких элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V); отмечаются высокие концентрации следующих элементов: Ti, Mn, Cu, Ge, Th; концентрации LILE (large ion lithophile elements) (Ba, Sr, Rb, Cs) ниже, чем в терсюкских образцах (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание некоторых элементов-микропримесей в исследованных образцах

	Элементы, мкг/г													
	V	Cr	Co	Ni	Rb	Ba	Sr	Cs	Ti	Mn	Cu	Ge	Th	ΣРЗЭ
Терсюк (22)	0,21	1,81	0,24	1,73	3,02	93,7	25,98	0,38	9,39	8,86	1,61	0,01	0,01	0,08
Терсюк (25)	0,71	3,31	0,50	2,46	2,27	114	37,96	0,33	15,83	32,43	2,94	0,02	0,01	0,06
Салтымак (49)	8,38	42,8	2,06	37,58	2,43	24,0	26,80	0,21	29,60	90,24	66,9	0,31	0,02	0,06

Оникс Салтымаковского проявления по сравнению с образцами проявления участка Терсюк более обогащен элементами группы РЗЭ от La до Gd (рис. 2, табл. 2).

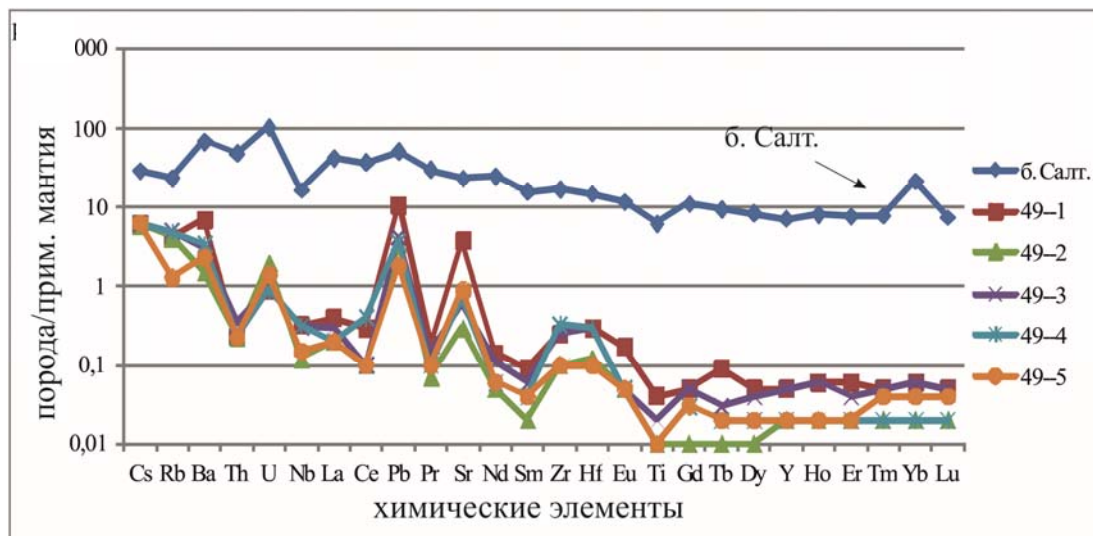


Рис. 2. Нормированные на примитивную мантию графики распределения редких и редкоземельных элементов в образце 49 и базальта Салтымаковского хребта (б. Салт.) [Sun, McDonough, 1989]

Таблица 2

Послойное La/Yb отношение в ониксе проявления Салтымаковского хребта и вмещающей породы (б. Салт.)

	49-1	49-2	49-3	49-4	49-5	б. Салт.
La/Yb	9,3	14,0	6,3	15,0	7,0	8,0

Проявление участка Терсюк

Образцы проявления участка Терсюк более обогащены элементами группы LILE, концентрации редких элементов группы железа на 1–2 порядка ниже, чем в салтымаковском образце (рис. 2–4, табл. 2–4).

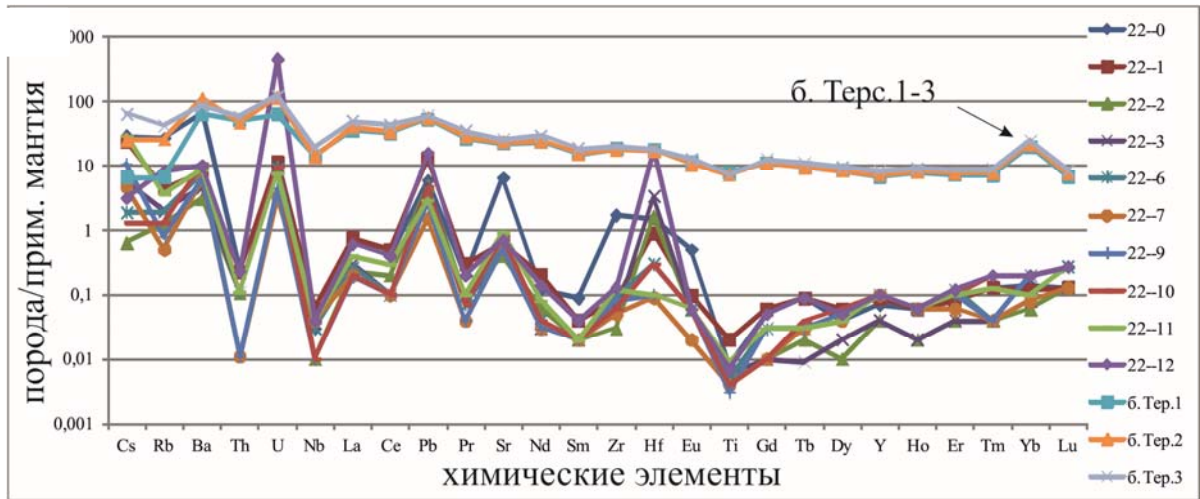


Рис. 3 Нормированные на примитивную мантию графики распределения редкоземельных элементов в образце 22 и базальта (б. Терс.1-3) [Sun, McDonough, 1989]

Образцы участка Терсюк имеют более низкое La/Yb отношение (рис. 3–4, табл. 3–4) в сравнении с образцом проявления Салтымаковского хребта.

Таблица 3

Послойное La/Yb отношение в ониксе проявления участка Терсюк и вмещающей породы (б. Терс.1-3)

	22-0	22-1	22-2	22-3	22-6	22-7	22-9	22-10	22-11	22-12	б.Т.1.	б.Т.2.	б.Т.3.
La/Yb	6,4	8,6	5,3	5,0	1,8	3,5	1,2	1,0	3,1	3,5	7,1	7,4	8,3

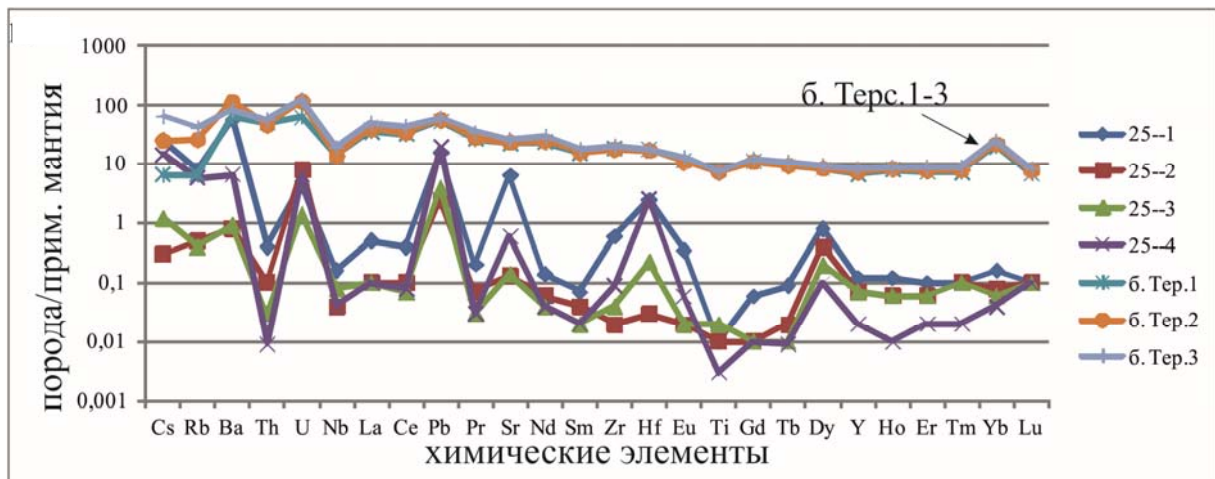


Рис. 4. Нормированные на примитивную мантию графики распределения редкоземельных элементов в образце 25 и базальта (б. Терс.1-3) [Sun, McDonough, 1989]

Таблица 4

Послойное La/Yb отношение в агате проявления участка Терсюк и вмещающей породы (б. Терс.1-3)

	25-1	25-2	25-3	25-4	б. Т. 1.	б. Т. 2.	б. Т. 3.
La/Yb	4,0	2,8	3,3	5,0	7,1	7,4	8,3

Разное стратиграфическое положение проявлений говорит о неоднократных вулканических излияниях. Стратиграфическое положение проявлений играет большую роль в формировании геохимических особенностей агатов. В нижнем положении горизонта (мальцевская свита – салтымаковское проявление) фиксируется существенное преобладание ониксов. Образец этого проявления характеризуется более высокими концентрациями редких металлов группы железа (Ni, Co, Cr, V), Ti, Mn, Cu, Ge, Th, W; более высоким La/Yb отношением. В верхнем положении горизонта (яминская свита – участок Терсюк) в основном распространены образцы концентрически-зонального типа. агаты которого характеризуются более высокой концентрацией LILE, Be, U, Zn и более низким La/Yb отношением. Наличие двух типов минерализации, отличающихся по геохимическим свойствам, может быть связано с различной активностью, насыщенностью и составом агатообразующих флюидов.

Список литературы

Звягинцева Е. В. Геохимическая характеристика кварц-халцедоновых образований Кузбасского магматического ареала // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2018. № 4 (280). С. 19–26.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. N 42. 1989. P. 313–345.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ИГЕТЕЙ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)

В. В. Иванова¹, **А. А. Щетников**^{2,3}, **И. А. Филинов**², **А. Ю. Казанский**^{4,5},
Г. Г. Матасова², **Н. Е. Бердникова**⁶, **И. М. Бердников**⁶

¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

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

⁴Московский государственный университет, Москва, Россия

⁵Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁶Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Разрез Игетей (53,581856° с. ш., 103,444225° в. д.) расположен в береговой зоне Осинского залива Братского водохранилища. В абразионном уступе здесь вскрывается последовательность субаэральных накоплений и ископаемых почв широкого возрастного интервала – от голоцена до среднего неоплейстоцена. Игетей считается одним из важнейших многослойных геoarхеологических объектов Юга Восточной Сибири и одним из опорных разрезов верхнего квартала Байкальского региона. Целью данной работы являлась реконструкция природно-климатических условий образования отложений по геохимическим данным.

Образцы на анализ макроэлементного состава (содержания петрогенных окислов) методом РФА были отобраны с интервалом 10 см в количестве 200 проб. Для общей характеристики отложений проведен анализ распределения по разрезу основных литохимических индикаторов интенсивности процессов выветривания и почвообразования (петрохимические модули: ГМ – гидролизатный, ТМ – титановый, НМ – натриевый, КМ – калиевый; ЩМ – щелочной, НКМ – нормированная щелочность, АМ – алюмокремниевый [Юдович, Кетрис, 2000]²; коэффициента интенсивности химического выветривания $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$ [Nesbitt, Young, 1982]; индекса зрелости осадков $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ [Cox, Lowe, Cullers, 1995]. Выявление палеоклиматических условий формирования разреза выполнено с помощью ряда геохимических показателей (показатель кальцификации почв $(CaO + MgO) / Al_2O_3$ [Retallack, 2001]; коэффициент окисления почвенного материала $(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3$ [Калинин, Алексеев, Савко, 2009]; $CALMAG = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + MgO)$ [Nordt, Driese, 2010]; $A/CMKN = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O + MgO)$ [Retallack, 2007].

На основании гранулометрических данных разрез четко делится на две толщи – верхнюю песчанистую и нижнюю глинистую, граница между которыми проходит над кровлей верхней почвы игетейского педокомплекса ($kz\ ig^2$) на глубине 12 м на части. По увеличению глинистой и мелкоалевритистой фракций в верхней части выделяются современная почва, осинский педокомплекс ($kr^2\ os^{1-2}$) на глубине 2–3 м и байганская почва ($mr^2\ bg$) в интервале глубин 9–10 м. В нижней толще, несмотря на кажущуюся ее однородность, выделяются горизонты отложений различного гранулометрического состава. Это игетейский педокомплекс ($kz\ ig^{1-2}$) на глубине 12–14 м и два горизонта с повышенным содержанием мелкоалевритистой и глинистой фракций (глубины 16–18 и 19–20 м), которые также интерпретируются как ископаемые почвы.

² ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; ТМ = TiO_2 / Al_2O_3 ; НМ = Al_2O_3 / Na_2O ; КМ = K_2O / Al_2O_3 ; ЩМ = Na_2O / K_2O ; НКМ = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; АМ = Al_2O_3 / SiO_2 .

Вариации петрохимических модулей АМ, ГМ, ТМ, НКМ (рис.) показывают синхронное распределение и подтверждают различия в минеральном и гранулометрическом составе отложений, слагающих верхнюю (0–12 м) и нижнюю (12–21 м) толщи разреза. Низкие значения АМ и ГМ являются показателями незрелости материала в источнике сноса.

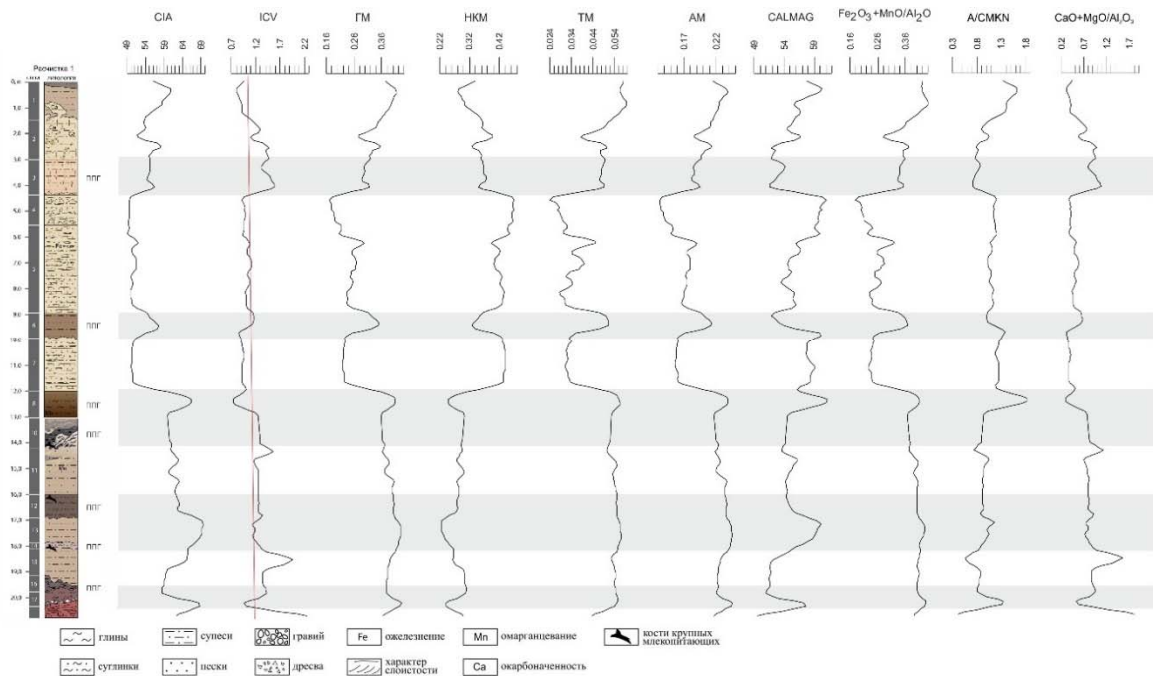


Рис. Строение и геохимические профили разреза Игетей

Значения НКМ $> 0,40$ указывают на присутствие в отложениях большого количества полевых шпатов. Несмотря на различный гранулометрический состав слоев, первичный материал по степени зрелости значительно не различался; это можно объяснить тем, что материал был из одного источника, но транспортировался разными способами. Между титановым и железным модулем (ТМ и ЖМ) наблюдается прямая корреляция ($r = 0,88$), а между НКМ и ГМ – отрицательная, $r = -0,97$, что по [Юдович, Кетрис, 2000] свидетельствует о том, что отложения, формирующие разрез, не подвергались многократному переотложению.

Накопление почвенных карбонатов, о котором свидетельствует повышение значений коэффициента кальцификации почв $(CaO+MgO)/Al_2O_3$ (рис.), в максимальной степени проявилось при формировании горизонтов палеопочв на уровне 3–4 м. Изменения коэффициента интенсивности окисления $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$ по разрезу показывают, что повышенные его значения отвечают нижней части разреза. Максимальное значение этого коэффициента соответствует игетейскому педокомплексу на уровне 12–14 м.

Показатель индекса интенсивности химического выветривания (CIA) изменяется по разрезу в пределах величин 49–70, а значения индекса зрелости осадков (ICV) – в интервале от 0,7 до 2,3 (рис.), что может свидетельствовать о поступлении в область седиментации незрелого материала продуктов выветривания кислых и основных магматических пород. С другой стороны, высокие значения ICV могут быть результатом высокого содержания гематита, иллита, вторичного карбоната и аутигенного альбита, то есть, результатом ранних диагенетических изменений. Вариации индекса КМ от 0,13 до 0,26 показывают, что его значения для всех изученных отложе-

ний лежат в диапазоне для глинистых минералов ($<0,3$), т. е. содержание калия в них контролируется присутствием иллита и мусковита [Cox, Lowe, Cullers, 1995]. Таким образом, существует противоречие: наблюдаемые значения ICV и корреляции ТМ–ЖМ, НКМ–ГМ указывают на петрогенные породы, а значения КМ – на рециклинг. Соответственно, химический состав образцов отложений изученных разрезов сильно зависит от постседиментационных преобразований и определяется изменением палеоклиматических условий и ряда других факторов.

Вариации индекса химического выветривания CIA свидетельствуют о том, что формирование отложений разреза происходило в холодных аридных/семиаридных обстановках при слабо развитых процессах выщелачивания. Низкие значения CIA свойственны обогащенным карбонатами слоям. Максимальные значения CIA отмечены в слоях палеопочв.

Значения CALMAG – индикатора, связанного с влажностью, в частности, со среднегодовым количеством осадков [Юдович, Кетрис, 2000], умеренно вариабельны и изменяются по разрезу в интервале 49–65. Максимальные значения индикатора свойственны горизонтам палеопочв, уменьшение его значений свидетельствует о падении уровня гумидности среды (уменьшению количества осадков во время формирования отложений). Вариации индекса A/CMKN соответствуют характеру распределения CALMAG. Поскольку возрастание значений данного индекса связано с активностью процессов выщелачивания, можно предположить, что накопление отложений слоев нижней толщи разреза, до черноземов игетейского педокомплекса, происходило в условиях невысокой увлажненности палеосреды и снижения влияния химического выветривания, т. е. в более аридной обстановке при минимальной степени гумидности.

Список литературы

- Калинин П. И., Алексеев А. О., Савко А. Д. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины // Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2009. Вып. 58. 139 с.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб. : Наука, 2000. 479 с.
- Cox R, Lowe D. R., Cullers R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudroc chemistry in southwrsstern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 2919–2940.
- Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299 (5885). P. 715–717.
- Nordt L. C., Driese S. D. New weathering index improves paleorainfall estimates from Vertisols // Geology. 2010. Vol. 38, N 5. P. 407–410
- Retallack G. J. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Oxford : Blackwell, 2001. 600 p.
- Retallack G. J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time // Treatise On Geochemistry. 2007. P. 1–28.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МОГЕН-БУРЕН В ТУВЕ

А. М. Клементьев^{1,2}, Д. В. Даргын-оол²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Тувинский государственный университет, Кызыл, Россия

В июне 2023 г. был проведен новый цикл раскопочных работ на местонахождении ископаемой фауны позвоночных Моген-Бурен в Монгун-Тайгинском кожууне Республики Тува. Здесь в 2018–2019 гг. производились сборы ископаемых остатков крупных млекопитающих, обработка которых привела к заключению о фаунистической ассоциации виллафранковского возраста [Клементьев, Ондар, Даргын-оол, 2021]. Летние работы 2023 г. были направлены на изучение геологических условий залегания ископаемой фауны, сборы нового ископаемого материала, идентификацию найденных палеонтологических образцов. В результате было установлено двухчленное строение разреза, содержащего ископаемую фауну, собраны и предварительно идентифицированы останки крупных млекопитающих.

Местонахождение Моген-Бурен к востоку от пос. Кызыл-Хая, в Монгун-Тайгинском кожууне Республики Тува, в долине р. Моген-Бурен, в Восточном Алтае. Географически река является границей между отрогами Монгун-Тайгинского горного массива на северо-востоке и хр. Чихачева на юго-западе. Здесь находится верхняя граница среднегорья. По схеме геоморфологического районирования Монгун-Тайгинского горного массива, с востока к долине р. Моген-Бурен примыкают цокольные педименты, в увлажненных местах занятые туфурами [Горный массив ... , 2012]. Общая тенденция к поднятию Центральной Азии выражается во врезании рек в коренные породы, поэтому долина реки Моген-Бурен отчетливо террасирована. Также очень хорошо выражены сужения долины в месте пересечения рекой более плотных выходов горных пород. Собственно, нижний по течению реки трансцендентный участок долины обусловлен выходами гранитного массива, который и дал название поселку – Кызыл-Хая (Красная скала). В расширении Кызыл-Хая визуально насчитывается шесть ступеней террасирования долины. Самая нижняя представлена современной поймой самой реки, с абсолютными отметками в среднем 1940 м (здесь и далее от уровня моря). Пойма реки в пределах расширения долины прорезана интенсивно бифуркирующими руслами, поскольку рыхлый материал разгружается за счет падения скорости течения, образуя глыбово-галечниковые косы. Второй уровень, с высотой 1950 м, наиболее хорошо сохранился в пределах центральной части поселка, на скальном останце, на бортах отдельными небольшими фрагментами он примыкает к третьему уровню. Три уровня вышележащих поверхностей имеют горизонтальный профиль и наиболее сильно выражены на данном участке по левому борту долины реки. Они поднимаются ступенями снизу-вверх от поймы и имеют высоты 1965, 2005 и 2035 м. По результатам наблюдения разреза на уровне 1965 в строительном котловане строящейся школы был установлен аллювиальный генезис верхних пяти метров разреза толщи рыхлых отложений. Базально разрез заканчивается плотными дресвяно-галечниковыми отложениями с алевроитовым заполнителем, подстилающие породы не вскрыты. Можно говорить, что третий уровень является террасовым образованием реки, поскольку простирается пород в котловане имеет выдержанное горизонтальное залегание. Шестая ступень менее выражена в рельефе, не горизонтальная в профиле и сливается со склоновым предгорным шлейфом, поэтому высоты значительно варьируют.

Местонахождение ископаемой фауны позвоночных приурочено к разрезу уровня 2035. Этот уровень довольно интенсивно расчленен овражной эрозией, ныне почти не работающей. Отложения были вскрыты во время строительных работ до глубины семи метров. Наблюдается следующий разрез рыхлых отложений (рис.):

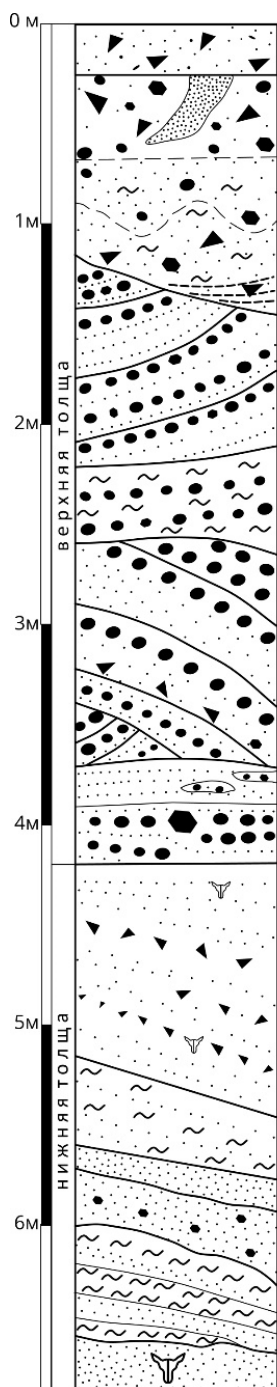


Рис. Разрез рыхлых отложений на местонахождении Моген-Бурен. 1 – пески; 2 – галечники; 3 – щебень; 4 – алевроиты; 5 – палеонтологические остатки

1. Современная светло-коричневая почва на щебнисто-дресвяном субстрате с крупнозернистым песком.

2. Коллювий склона белёсо-серый, неслоистый, дресвяно-галечный (с обломками кристаллических пород до 15 см), сильно карбонатизированный. Прослеживаются мерзлотные клинья, заполненные песком.

3. Дресвяно-галечник пестрый, неслоистый, с алевроитовым заполнителем, с обломками кристаллических пород до 10 × 10 см, слабокарбонатизированный. Нижняя граница неровная.

4. Гравийно-галечник серый, отмытый, косослоистый, со средне- и крупнозернистым песчаным заполнителем. Мощность до 0,8 м.

5. Алевро-дресвяники светло-коричневые, слоистые, «мусорные». Мощность до 0,4 м.

6. Песчано-дресвяно-галечники пестрые, косослоистые, отмытые, рыхлые. Мощность 1,2 м.

7. В верхней части песок желтый и серый, тонкозернистый, неслоистый, с прослоями рыжего крупнозернистого песка с дресвяником. В нижней части щебне-гравийники светло-коричневые отмытые, с неокатанными валунчиками гранита. Общая мощность до 0,5 м.

8. Песчано-дресвяники светло-коричневые наклонно-слоистые, с алевроитовым заполнителем, с линзами дресвы и костной крошки. Мощность 1,1 м.

9. Алевро-пески белесые комковатые, параллельно-слоистые с дресвой. Мощность 0,4 м.

10. Пески серо-коричневые среднезернистые, неслоистые. Мощность до 0,10–0,15 м.

11. Пески с дресвой коричневые, средне- и крупнозернистые, неслоистые. Мощность 0,27 м, по латерали увеличивается до 0,5 м.

12. Пески коричневые и алевроиты серые и белесые, переслаивающиеся. Слоистость в самих прослойках отсутствует. Мощность до 0,6 м.

13. Пески светло-коричневые, средне- и крупнозернистые, неслоистые. Содержат палеонтологические остатки. Мощность до 0,4 м. Ниже не вскрыто.

Верхняя часть разреза (мощность 3,65 м) представляет собой дресвяно-галечниковые отложения различной степени и наклона слоистости с алевроитовым заполнителем и песчаными линзами. Окраска преимущественно пёстрая, уходящая в темный спектр. По стенкам котлована виден наклон падения слоев согласно совре-

менному уклону долины и облекающее залегание алевроит-содержащих слоев. Наблюдаются мульдообразные заполнения размытых ложбин стока. Поскольку слои не горизонтальные по простиранию (как на третьей террасе), то можно исключить их происхождение как аллювия реки. Интерпретация их требует дальнейших изысканий в разных участках долины р. Моген-Бурен. Предварительно можно интерпретировать их как отложения катастрофических потоков ледниковых вод. В основании верхней толщи лежит слой (7), который мы считаем оттоженцем склоновых отложений, вовлеченных в этап интенсивного размыва. Нижняя толща представлена дресвяниками, переслаивающимися с алевро-песчаными прослойками. Вся она скована многолетней мерзлотой, слоистость также падает согласно склону от водораздела к реке. Дресвяники розовых и охристых тонов представляют собой продукт разрушения местных гранитоидов и генетически являются склоновыми отложениями. При таянии мерзлоты на стенках изменяется цвет и проявляются следы небольших промоин, к одной из них приурочена костеносная линза. Ось линзы также простирается согласно склону. При этом вокруг костей линза заполнена белёсой (карбонатной) алевроитовой породой, возможно заполнявшей небольшие склоновые промоины.

По материалам, собранным в разные годы, установлено присутствие остатков псового хищника *Canidae gen.*, широкомордой гиены *Pachycrocuta brevirostris*, куро-риальной гиены *Chasmaporthetes sp.*, ископаемой енотовидной собаки *Nyctereutes sp.*, тологойского носорога *Coelodonta tolojojensis*, крупной лошади *Equus ex gr. sanmeniensis*, верблюда *Paracamelus sp.*, косули *Capreolus sp.*, оленя *Cervini gen.*, быка *Bovinae gen.*, барана *Ovis sp.*, винторогой антилопы *Antilospira sp.*, газели *Gazella ex gr. sinensis-parasinensis*. В целом стратиграфический диапазон этой фаунистической ассоциации [Сотникова, 1989, Титов, 2008] приходится на поздний палеоплейстоцен (поздний гелазий; конец среднего – начало верхнего виллафранка).

Таким образом, геологические условия образования местонахождения млекопитающих Моген-Бурен можно охарактеризовать как континентальные, имеющие склоновый генезис. Костеносная линза приурочена к склоновым отложениям, продуктам разрушения местных гранитоидных кристаллических пород. По составу ассоциации время образования отложений приходится на поздний палеоплейстоцен.

Работы проведены в рамках научного проекта РНФ 23-14-20015 «Изучение закономерностей формирования запаса углерода в биологических системах и ландшафтах на переходном пространстве от Северной Азии к Центральной Азии».

Список литературы

Горный массив Монгун-Тайга / К. В. Чистяков, Д. А. Ганюшкин, И. Г. Москаленко [и др.]. СПб. : Арт-Экспресс, 2012. 310 с.

Клементьев А. М., Ондар С. О. Даргын-оол Д. В. Виллафранкская фауна Тувы // Динамика и взаимодействие геосфер Земли : материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле. Томск : Изд-во Том. ЦНТИ, 2021. Т. 1. С. 182–184.

Сотникова М. В. Хищные млекопитающие плиоцена – раннего плейстоцена: Стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР. М. : Наука, 1989. Вып. 440. 120 с.

Титов В. В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.

РИФТОГЕНЕЗ НА УЧАСТКЕ СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ

А. Т. Корольков

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Участок Северо-Муйского тоннеля – один из самых сложных на трассе Байкало-Амурской магистрали. В разные годы многочисленные специалисты проводили там исследования, которые были связаны с изучением сейсмичности, особенностей рельефа, гидротермальной деятельности, радиоактивности, древней и молодой структуры, смещений по различным дизъюнктивным нарушениям, инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации тоннеля. Тоннель имеет длину 15, 343 км, обходная трасса длиной 64 км, введен в эксплуатацию в 2003 г. [Северо-муйский тоннель ... , 2023]. В процессе строительства пробурено много скважин, начаты работы по организации геодинамического полигона на участке с целью изучения и предотвращения опасных явлений [Разломы и сейсмичность ... , 1991]. Процесс рифтогенеза развивается многогранно на этой площади.

Участок Северо-Муйского тоннеля входит в состав дивергентной границы современной малой Амурской литосферной плиты, которая представлена внутриконтинентальной Байкальской рифтовой системой, пока еще не соединяющейся с рифтовой системой океанов. Амурская плита, как и другие подобные ей малые литосферные плиты, расположена внутри гигантской Евразийской литосферной плиты. Границы всех плит выражены наиболее активными зонами, что приводит к формированию высокого рельефа, активной вулканической деятельности и интенсивной сейсмичности. Внутриконтинентальные малые плиты, подобные Амурской, не характеризуются активной вулканической деятельностью.

До начала строительства Северо-Муйского тоннеля иркутским геологам было известно, что землетрясения в пределах будущей трассы тоннеля могли достигать 10 баллов. Основатель сейсмогеологии В. П. Солоненко предлагал изменить трассу, но к мнению ученого не прислушались. Во время строительства тоннеля было зафиксировано более 1500 землетрясений энергетического класса выше 8 (энергетический класс 9,5 равен магнитуде 3) и более 1000 мелких землетрясений в год. Среди самых многочисленных роев и активизаций северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС) можно упомянуть Ангараканский рой землетрясений 1973–1983 гг. и Муяканскую последовательность землетрясений 2014–2018 гг. [Радзиминович, Добрынина, Саньков, 2023]. Характерной чертой этих последовательностей стало распределение гипоцентров в верхней части земной коры (4–12 км), тогда как фоновая сейсмичность в этом районе отражает сейсмическую активность средней части коры, до глубины 24 км. При анализе Ангараканского роя отмечалась приуроченность крупных роев к породам гранитоидного состава, эпицентральные области роевых совокупностей располагались на поднятых блоках земной коры. То есть в хребтах и горных перемычках деструкции происходили именно по мелким разрывам в поднятом блоке, а не при движениях по региональным и генеральным разломам, ограничивающим блок, и падающим в сторону впадин.

Геоморфологические условия, по М. М. Намоловой, обусловлены тем, что участок Северо-Муйского тоннеля находится на водоразделе рек Ангаракана-Муякана, где проходит центральная часть Северомуйского хребта, характеризующегося сложным блоковым строением. Здесь отмечается два горно-долинных оледенения и связанный с ними альпинотипный характер рельефа (кары, цирки, каровые лестницы). Хорошо выражены зырянские и сартанские моренные отложения. Отмечаются коры выветривания плиоценовые и мел-палеогеновые (выровненные поверхности с отмет-

ками 1000–1200 – наиболее древние). В целом современный рельеф здесь имеет плиоцен-четвертичный возраст. Основной блокоразделяющий Перевальный разлом трассируется одноименной долиной и лежащей на ее продолжении долиной р. Ангаракан. Продольный профиль Перевальной долины – трапеция с более крутой и короткой западной стороной. Разрывные нарушения более высокого порядка формируют впадины приразломных опусканий северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания.

Гидрогеологические условия и низкотемпературная гидротермальная деятельность связаны с разломной тектоникой, термальными водами, высокогорным рельефом. Участок расположен в горной перемычке между Верхнеангарской и Муйской впадинами с выявленными в этом районе крупными Ангараканским, Муяканским, Перевальным и около 70 мелкими разломами, характеризующимися наличием разного рода термальных и холодных подземных вод, в том числе высоконапорных. По трассе тоннеля было выявлено четыре мощных зоны тектонических разломов шириной от до 900 м. Приток воды из этих разломов доходил до нескольких сотен кубометров в час при гидростатическом давлении до 34 атмосфер [Северомуйский тоннель ... , . Часто поступала термальная вода повышенной температуры, что потребовало разработки технологий её заморозки. Были обнаружены щели-разломы, в которых гранит оказался перетёрт в песок и насыщен водой, это приводило к плывунам в выработки. Общий водоприток в тоннеле достигает 8500 м³/ч и более, что зависит от времени года. При низкой минерализации воды это приводит к интенсивному выщелачиванию бетона и требует обустройства сложной системы водоотвода. Термальные источники, Итыкитский вблизи Ангараканского роя и Окусиканский, расположенный недалеко от Муяканского эпицентрального поля, разгружаются в узлах пересечения разломов. Воды их газифицируют азотом и обогащены гелием, температура достигает +30 и +60 °С соответственно, химический состав несколько отличается [Шабынин, 2004]. По результатам изучения скважин и проб в зоне IV Т. К. Ломоносовой установлена [Аргиллизиты Северо-Муйского ..., 1989] интенсивная аргиллизация пород, представленная неравновесными ассоциациями глинистых минералов (смектиты, каолинит, галлуазит, смешаннослойные образования слюд: монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, монтмориллонит-каолинит, гидрослюды пелитовой модификации). Здесь также развит кальцит, магнезит, серпентин, гиббсит, цеолиты, сульфиды. На приповерхностных уровнях в зонах дробления вместе с глинистыми минералами, цеолитами и карбонатами встречается опал-халцедоновая минерализация в виде гнезд и прожилков.

Радиоактивность обусловлена содержанием радона в тоннеле, которое доходило по эквивалентной равновесной объёмной активности до 3000 Бк/м³ в момент строительства тоннеля в 2007 г. [Северомуйский тоннель ... , 2023] при норме радиационной безопасности на производстве по группе «А», включая рентгеновское излучение, не более 1240 Бк/м³. Повышенная концентрация радона (в том числе торона) как в самом транспортном тоннеле, так и в транспортно-дренажной штольне наблюдается и при эксплуатации тоннеля, распределение его в эксплуатируемом тоннеле неравномерное и зависит от режима вентиляции.

Структура участка была изучена в результате детального картирования (М. М. Намолова, М. М. Федоров). Установлено, что условно раннепалеозойские гранитоиды участка Северомуйского тоннеля содержат сложноскладчатые «просвечивающие» докембрийские структуры, Перевальный разлом, вероятно, также имеет докембрийское заложение и связан со складчатостью [Аргиллизиты Северо-Муйского ... , 1989; Гладков, Корольков, 1992]. Четвертая, Третья и Троговая тектони-

ческие зоны – структуры отрыва, сформировавшиеся в кайнозое в северо-восточных левосторонних дуплексах с трансензией [Корольков, 2016, 2020]. «Просвечивающая» докембрийская Окусиканская антиклиналь и Перевальный разлом ограничивали развитие кайнозойских структур отрыва в западной части участка.

Смещения по различным типам разломов составляют от 5 до 30 мм в год. Сдвиг в зоне Перевального разлома оценивается в 3,5 мм в год. Это приводит к зонам напряженности и деформациям отделки тоннеля.

Экзогенные процессы оказывают негативное влияние на поддержание в рабочем состоянии обходной трассы длиной 64 км и самого тоннеля. Они обусловлены, по А. М. Лехатинову, действием силы тяжести (обвалы и осыпи, оползни и лавины), связаны с действием поверхностных вод (сели, эрозия склоновая и русловая), промерзанием и оттаиванием горных пород (заболоченность, пучение, термокарст, солифлюкция, наледи) и действием многих факторов (разнообразные курумы выветривания, выпучивания, пролювиальные, гравитационные)

Выводы

Участок Северо-Муйского тоннеля – часть активной дивергентной границы современной Амурской малой плиты, где проявлены разнообразные признаки рифтогенеза.

Активность зоны выражена здесь высоким альпинотипным рельефом, частыми землетрясениями высокой балльности при отсутствии вулканической деятельности.

На участке развиты рифтогенные впадины и многочисленные обводненные разломы, по которым циркулируют термальные воды с повышенным содержанием радона и проявлены признаки низкотемпературной гидротермальной деятельности.

Общая структура участка определяется системой левосторонних дуплексов с растяжением различных порядков со средним смещением по разломам до 3,5 мм в год.

Многочисленные опасные эндогенные и экзогенные проявления активности требуют усиления мониторинга за процессом рифтогенеза и возвращения к идее организации полномасштабного геодинамического полигона на участке Северо-Муйского тоннеля.

Список литературы

Аргиллизиты Северо-Муйского тоннеля / В. Г. Гладков, Т. К. Ломоносова, А. Т. Корольков, М. М. Федоров // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Ч. 1. Иркутск : НТГО и ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 89–91.

Гладков В. Г., Корольков А. Т. Структурно-парагенетический анализ автохтонных гранитов (специальные методы геологического картирования гранитизированного метаморфического субстрата) // Структурный анализ кристаллических комплексов : материалы IV Всерос. шк. Иркутск : ИЗК СО РАН, 1992. С. 37–38.

Корольков А. Т. Дуплексные зоны участка Северо-Муйского тоннеля // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит : материалы III Всерос. конф. с междунар. участием, 20–23 сент. 2016 г. Владивосток : Дальнаука, 2016. С. 56–59.

Корольков А. Т. Геологическое строение проблемной четвертой зоны участка Северо-Муйского тоннеля по результатам детального картирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 165–167.

Радзиминович Н. А., Добрынина А. А., Саньков В. А. Особенности сейсмичности как отражение геологического строения и гидротермальной активности на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой системы // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа : материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием, 4–10 сент. 2023 г. Петропавловск-Камчатский : ИВИС ДВО СО РАН, 2023. С. 147–150.

Разломы и сейсмичность северо-муйского геодинамического полигона / В. А. Саньков, Ю. И. Днепровский, С. Н. Коваленко [и др.]. Новосибирск : Наука, Сиб. отделение, 1991. 111 с.

Северомуйский тоннель. URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/северомуйский_тоннель (дата обращения: 26.10.2023).

Шабьнин Л. Л. Гидрогеологические условия Северомуйского тоннеля БАМ. Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2004. 94 с.

О МЕХАНИЗМЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ (К МЕТОДОЛОГИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ)

А. М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, *amkouzin@ya.ru*

Представленная работа является продолжением исследования геологических структур, в которых происходит накопление и перераспределение энергии для концентрации полезных ископаемых [Кузин, 2021, 2022]. Результаты фундаментальных исследований условно можно разделить на два вида: 1) геологические обобщения; 2) физико-химические процессы.

К первому виду можно отнести:

- однотипное преобразование магматических пород в осадочные [Билибин, 1955];
- фанерозойские месторождения «гранитоидного класса», сформированные при переработке древней континентальной коры;
- конвергенцию образования рудных месторождений [Смирнов, 1982];
- зоны гидротермально-метасоматических изменений, прослеживаемые во всех рудных месторождениях и более чем в 80 % нефтяных [Поспелов, 1967];
- наличие экранирующих флюидные потоки геологических структур;
- корреляцию с разрывными нарушениями.

Ко второму виду:

- процессы накопления механической и электрической энергии и связанные с ними свойства вещества;
- дифференциацию-концентрацию природных минеральных и органических соединений под действием геофизического поля в условиях единого растворителя.

Рудные объекты достаточно равномерно распределены по поверхности континентов, что свидетельствует о преимущественно коровом происхождении рудной минерализации. Её источником металлов должна являться сама земная кора, рудные объекты, особенно крупные, тесно ассоциируются с областями пониженных концентраций основных металлов, которые интерпретируются как зоны мобилизации и выноса вещества [Гольдберг, 2021]. Несоответствие областей выноса-накопления элементов с какими-либо геологическими структурами и экспериментальные данные по электрохимическому извлечению элементов из минералов, послужило обоснованием электрохимического механизма миграции и локализации элементов с образованием рудных месторождений [Гольдберг, 2021].

Миграционно-осадочная и глубинная гипотезы образования нефти фактически постулируют каждая одно из проявлений общего процесса образования нефти. Создание общей концепции образования нефти невозможно без универсального механизма концентрации, действующего в различных геологических средах.

Энергетическая основа механизма концентрации и химического превращения вещества заложены на уровне атомизма. Кислородные связи в атомах породообразующих минералов как раз и объясняют универсальность процессов независимо от условий образования и «приспособленность» системы для перераспределения энергии. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах, образует прочнейшие соединения с кремнием, железом, магнием, алюминием. Физико-химические свойства кислорода определяют фундаментальные свойства геологического пространства. Низкая поляризуемость атомов кислорода определяет упругий

и электромагнитный способы передачи энергии. Именно упругие свойства являются доминирующим свойством, через которые в основном осуществляется энергетическое взаимодействие. Электромагнитный способ отвечает за электрохимические реакции. Энергетически наименее затратное перераспределение энергии между упругим и электромагнитным полями реализуется через кислородные связи. Кислород входит в химический состав воды, тем самым образуя общность свойств между горными породами и водными растворами, что позволяет в сейсмическом методе оценить упругие свойства геосреды с различным содержанием жидкой и газообразной фаз в породах. Пониженные значения V_p/V_s объясняются повышенной газонасыщенностью и наличием жестких структурных связей в массиве пород. Эти свойства обеспечивают накопление упругой энергии, соответственно потенциальную возможность сейсмических событий, только твердое (упругое) тело может накапливать упругую энергию [Кузин, 2015]. Замена в диффузно-дилатансионной модели очага землетрясений, рост напряжений в очаге накоплением флюида преимущественно в газовой фазе фактически не меняют поведение кривых графиках параметров модели (рис., а).

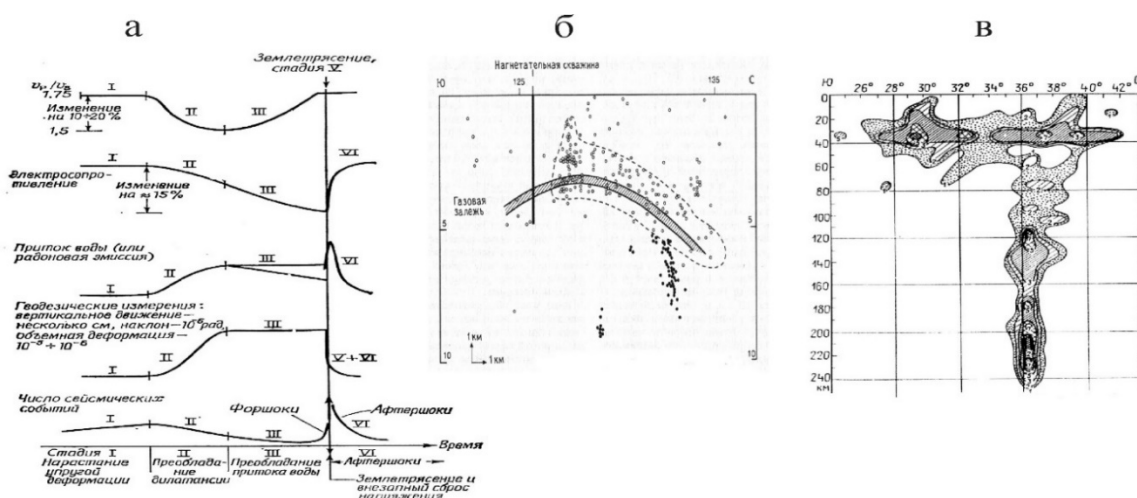


Рис. а – изменения физических параметров в дилатансионно-диффузионной (ДД) модели (обобщенная модель). Римскими цифрами обозначены различные стадии сейсмического процесса [Касахара, 1985]; б – вертикальный разрез через залежь газового месторождения Лак. Черными кружками обозначены гипоцентры сейсмических событий ниже залежи, белыми кружками – гипоцентры выше залежи [Связь между извлечением ... , 1994]; в – распределение плотностей очагов землетрясений в литосфере Индо-Памиро-Гималайского региона ([Щукин, Люстих; 1981] с сокращениями)

Повышенные значения V_p/V_s связаны с накоплением воды в очаге, способствующей уменьшению жесткости связи в породах [Кузин, 2015]. Вода обладает огромной по сравнению с другими жидкостями диэлектрической проницаемостью, она способна заполнять межзеренное пространство в минералах, что ведет к лавинообразному развитию трещиноватости и образованию магистральной трещины. Накопление воды в области очага (диффузно-дилатансионная модель) землетрясения приводит к падению электрического сопротивления, росту разности потенциалов. Продолжается падение сопротивления – в модели очага означает, что количество воды недостаточно, чтобы изменить электрическое поле, продолжается деформация области очага. Очевидно, что не всякий рост напряжений приводит к землетрясению, но ведет к преобразованию упругой энергии в электрическую и возможному переносу химических соединений [Кузин, 2021]. На рис. б, в, проиллюстрировано подобие сейсмических процессов на локальном (месторождение газа) и региональном (в литосфере Индо-Памиро-Гималайского региона) уровнях.

Области возможного формирования месторождений флюидного генезиса характеризуются следующими свойствами:

1) жесткое тело в осадочном чехле создает условия для сохранения (упругое поле), локализации (упругое и электрическое поля) и концентрации (электрическое поле) вещества, в том числе углеводородов в относительно стационарных (в геологическом времени) геодинамических условиях. Для углеводородов в случае залегания жесткого тела в виде пласта (например, известняки) локализация и концентрация углеводородов может проходить по площади залегания всего пласта. Этим помимо других факторов объясняется нефтегазоносность значительных территорий;

2) жесткие тела в консолидированной коре выполняют в общем случае те же функции. Однако за счет экранирования теплового потока осадочным чехлом возрастает реакционная активность химических реакций и интенсивность конвективной гидротермальной конвективной системы.

На основе этих свойств предложена энергетическая модель, состоящая из системы твердых геологических тел, залегающих в осадочном чехле и фундаменте, но с разными значениями коэффициента Пуассона [Кузин, 2021, 2022]. В консолидированной коре механически жесткие геологические тела с существенно отличающимися по значениям коэффициентами Пуассона поддерживают функционирование конвекционной гидротермальной системы. В неё могут быть вовлечены породы всей консолидированной коры, включая верхнюю мантию. Возможно, интенсивность генерации рудной минерализации и нефти зависит от площади контакта доменов с различными значениями скорости V_p и V_p/V_s , что определяет энергетический потенциал электрохимических реакций. Гидротермальная система в процессе образования осадочного чехла насыщает его минеральными соединениями, включая растворы органического вещества. С увеличением мощности осадочного чехла система жесткое тело – растворы консолидированной коры формирует в осадочном чехле свою собственную систему жесткое тело – растворы. Эндогенные и экзогенные флюидные потоки при оптимальных температурных условиях в электрохимическом поле вступают во взаимодействие, происходит накопление рудной минерализации и/или генерации нефти. Прекратившая свое существование конвективная гидротермальная система может возобновить свою деятельность при накоплении осадочной толщи пород, экранирующей тепловой поток.

Система образования месторождений флюидного генезиса в осадочном чехле включает жесткое тело-резервуар (несколько тел), свою конвективную гидротермальную систему, связанную с гидротермальной системой консолидированной коры, а также экранирующие флюидные потоки комплексы пород. Причем эти экранирующие слои имеют относительно проницаемые зоны, обеспечивающие перепад давления в гидротермальной системе. Месторождения и залежи формируются в интервале глубин активности электрохимических полей, давления и температуры. При региональном распространении жесткого тела, например, в виде пласта за счет электрохимических реакций происходит извлечение рассеянного органического и неорганического вещества со значительных по площади территорий с последующей инфильтрацией растворов в породы фундамента, на границу жесткого тела.

Крупнейшие фанерозойские месторождения «гранитоидного класса» формировались при переработки древней континентальной коры [Ткачев, Рундквист, 2009]. Именно этим можно объяснить формирование месторождений нефти в осадочном чехле преимущественно с гранитным фундаментом. Образование резервуара в осадочном чехле контролируются унаследованной конвективной гидротермальной системой, в этом смысле формирование нефтяной месторождения унаследует механизм образования рудного месторождения. Например, под урановым месторождением (Ре-

пьевка-2) залегает нефтяное месторождение (Саратовская область). Образование нефти – это унаследованная система образования рудных месторождений. В методологии для обозначения нового в естественной действительности, сформированного на генетически общей основе, нередко используется термин «редупликация». Поэтому образование нефти можно рассматривать как редупликацию процесса рудообразования.

Выводы. Представленная модель позволяет сформировать поисковые признаки залежей углеводородов. 1. Резервуар (жесткое пористое тело) перекрытое слабо-проницаемой крышкой. 2. В консолидированной коре над резервуаром находится механически жесткое тело (высокие значения V_p). Под резервуаром должен находиться резкий контакт блоков с повышенными и пониженными значениями V_p/V_s .

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (Рег. номер в Минобрнауки России ФММЕ-2022-0004, Номер гос. учёта НИОКТР в РОСРИД 122022800270-0).

Список литературы

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М. : Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

Гольдберг И. С. Единая геохимическая модель рудообразования на геоэлектрохимической основе. М. : ГЕОКАРТ : ГЕОС, 2021. 336 с.

Казахара К. Механика землетрясений. М. : Мир, 1985. 264 с.

Кузин А. М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1 и 2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Вып. 2 (12). URL: <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>

Кузин А. М. О методологии геологической интерпретации // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов: Ч. 1. Основные проблемы геологии и рудообразования, кластерная эволюционная минерагения и минеральные ресурсы. М. : МАКС Пресс, 2022. (Смирновский сборник – 2022). С. 100–135. DOI: 10.29003/m3133.SC-2022.

Кузин А. М. О механизме преобразования упругой энергии в земной коре для активизации химических реакций // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М. : ГЕОХИ РАН, 2021. С. 161–162. URL: <http://www.geokhi.ru/DocLab17/RASEMPG-2021.pdf>.

Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3–22.

Связь между извлечением углеводородов, локальными техногенными землетрясениями и крупными региональными землетрясениями на примере Пиренейского района / Ж. Р. Грассо, Ф. Волан, Д. Фурментро, В. Мори // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти / ред. В. Мори и Д. Фурментро. М. : Мир, 1994. 416 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М. : Недра, 1982. 685 с.

Ткачев А. В., Рундквист В. Д. Эволюция формационно-генетических типов крупномасштабных месторождений минерального сырья и видового разнообразия полезных ископаемых в них как отражение тенденций развития глобальной металлогении // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея РАН. М. : Наука, 2009. С. 209–284.

Щукин Ю. К., Люстих Т. Е. Геодинамика и сейсмичность. М. : ВИНТИ, 1981. 87 с.

СВИДЕТЕЛЬСТВА СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ РИФЕЙСКОГО ОНЕГО-КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА

Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова, А. Л. Минеев, Т. Я. Беленович

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. академика Н. П. Лаврова УрО РАН, Архангельск, Россия

Строению и эволюции Онего-Кандалакшского грабена посвящены многочисленные научные публикации, из которых наиболее полными, по мнению авторов, являются [Тектоника Белого моря ..., 2012; Строение и динамика ..., 2022]. Однако работ, посвященных современной активизации структуры не много, и в них в основном анализируется современная сейсмичность грабена и в акватории Белого моря. Онего-Кандалакшский грабен состоит из двух ветвей: Кандалакшского рифта активизированного на современном этапе, что подтверждается миграцией очагов землетрясений [Казанин, Журавлев, Павлов, 2006], имеющей в основном северо-западное направление, совпадающее с осевой частью рифтогенной структуры. В целом тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен [Тектоника Белого моря ... , 2012].

В данном исследовании нами рассматривалась континентальная часть структуры (юго-восточная ветвь – Онежский грабен). Как и все структуры региона рифейского заложения, грабен имеет северо-западное простирание ($305\text{--}315^\circ$) [Кутинов, Чистова, 2004], которое совпадает с направлением деформационной волны от Атлантической зоны спрединга (рис. 1, А).

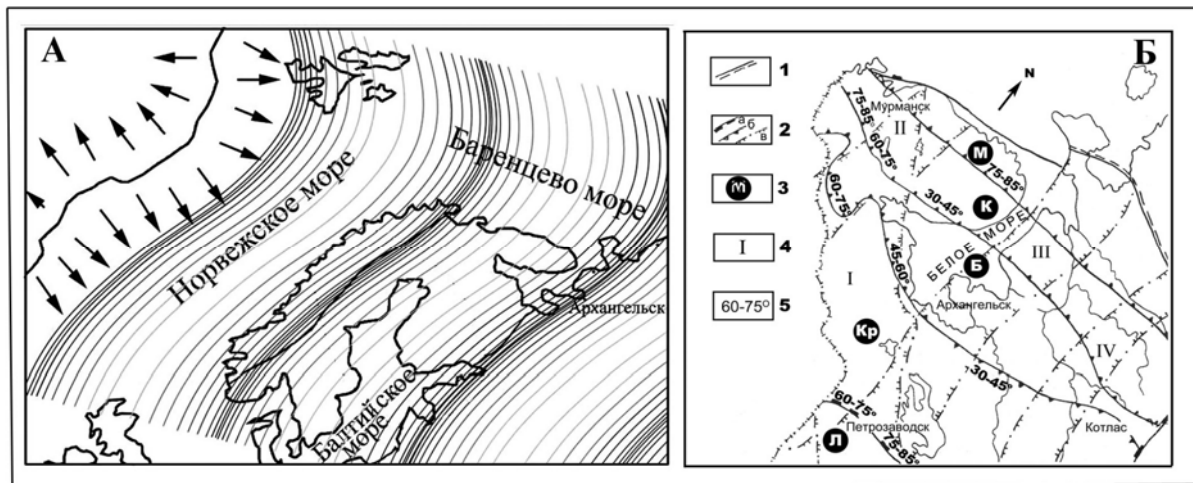


Рис. 1. Сопоставление направления деформационных волн от зоны спрединга с простиранием основных структур фундамента региона:

А – схема распространения деформационных волн от Северо-Атлантической зоны спрединга [Юдахин, Капустян, Шахова, 2008]; Б – схема разломно-блоковой тектоники северо-запада Восточно-Европейской платформы [Кутинов, Чистова, 2004]: 1 – западная граница Тиманского поднятия; 2 – разломы, ограничивающие: а) геоблоки; б) мегаблоки; в) трансблоковые зоны; 3 – основные мегаблоки и их индексы: М – Мурманский; К – Кольский; Б – Беломорский; Кр – Карельский; Л – Ладожский; 4 – трансблоковые зоны: I – Ладожско-Баренцевоморская; II – Хибинская; III – Балтийско-Мезенская; IV – Вельско-Цильменская; 5 – расчетные углы падения поверхностей разломов

Такое воздействие деформационных волн вдоль грабенов неизбежно должно сопровождаться формированием структур продольного изгиба в земной коре по рифтогенным структурам и зон поперечных изгибов в трансблоковых зонах субмери-

дионального и северо-восточного простирания (рис. 1, Б). Механизм формирования структур продольного изгиба на основе физических экспериментов подробно рассмотрен в работе [Кисин, Коротеев, 2016]. Для проверки этого предположения нами были выделены блоки устойчивого направления максимальной главной кривизны изгибных деформаций, представленной на карте [Тензорные характеристики ... , 1995] в виде прямых линий, которые нами были спроецированы на стереографическую проекцию верхней полусферы сетки Вульфа в азимутах их простираний от направления на север по часовой стрелке. В пределах выделенных блоков были построены сводные розы-диаграммы направлений кривизны изгиба (рис. 2), на которых отчетливо видно приуроченность максимальных значений кривизны к Онего-Кандалакшскому грабену.

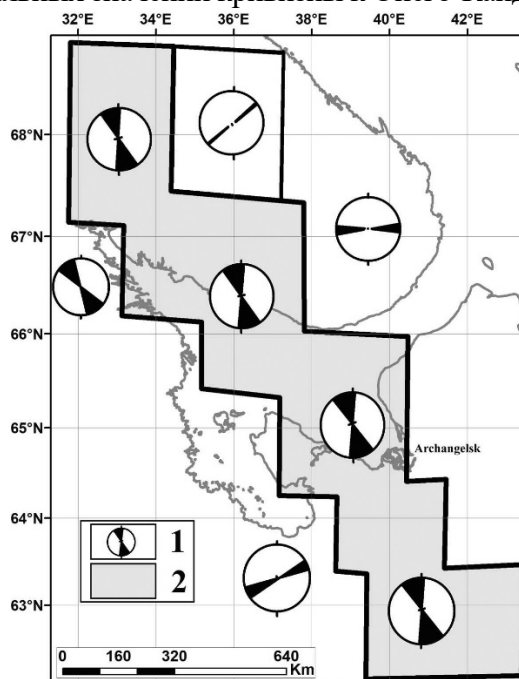


Рис. 2. Сводные розы-диаграммы (в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа) направлений, вызванных новейшими движениями земной коры [Кутинов, Беленович, Чистова, 2021]:

1 – розы-диаграммы; 2 – зона устойчивого максимального изгибания блоков

Активизация этой структуры подтверждается и возникновением на пересечении грабена с зоной карстующихся пород карстовых провалов, возникших в последние 3 года (2020–2023 гг.) там, где они раньше не фиксировались и не прогнозировались.

На следующем этапе нами были проанализированы формы отражения структур фундамента в современном рельефе на основе расчета матриц по авторской методике [Опыт применения цифрового ... , 2019]. Онежская ветвь Онего-Кандалакшского грабена отчетливо выделяется структурой типа выступ (на уровне фундамента) – впадина (на уровне современного рельефа), что не противоречит эволюции рифтогенных структур. В то же время это говорит о том, что на современном этапе эта структура находится в режиме сжатия.

Для оценки влияния тектонических структур на электрические разряды в атмосфере было измерение последних грозопеленгатором NexStorm (Boltek, USA). Проведенное сопоставление пространственного распределения атмосферных разрядов с тектоническими структурами на примере Онежского грабена (рис. 3) показало их высокую сходимость, что подтверждает наличие режима сжатия на современном этапе.

Таким образом, на современном этапе рифтогенные структуры рифейского заложения находятся в режиме активизации с преобладающим сжатием.

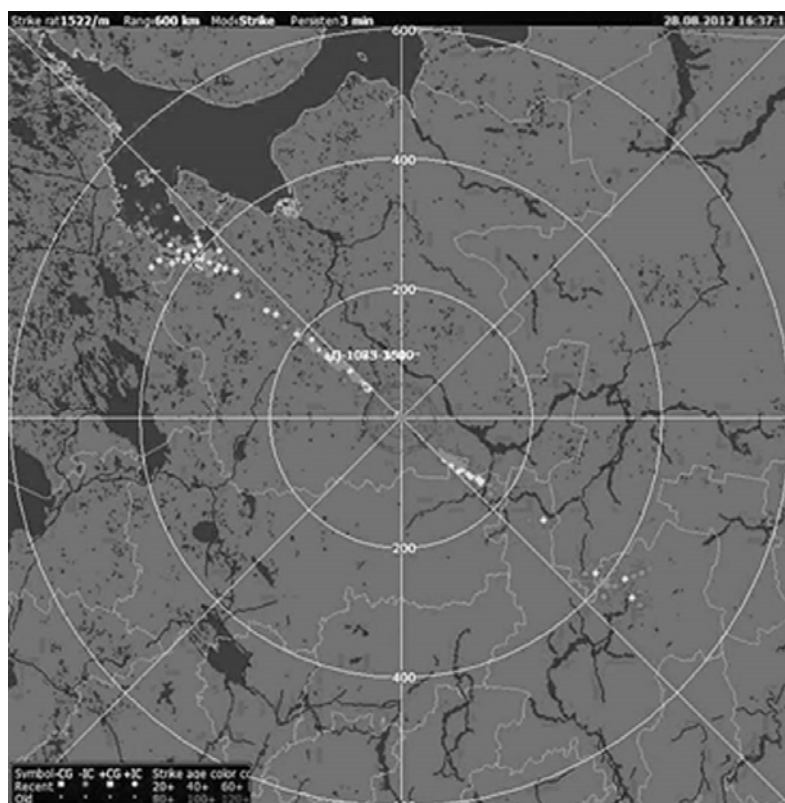


Рис. 3. Пространственное распределение атмосферных разрядов (грозопеленгатор NexStorm Tracker) вдоль борта Онежского грабена [Применение цифровых ... , 2020]

Исследования проведены в рамках государственного задания № 122011300380-5 Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н. П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук.

Список литературы

- Казанин Г. С., Журавлев В. А., Павлов С. П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
- Кисин А. Ю., Коротеев В. А. Блоковая складчатость: экспериментальные исследования и практическое значение // Литосфера. 2016. № 5. С. 109–119.
- Кутинов Ю. Г., Беленович Т. Я., Чистова З. Б. Дискретность земной коры, энергоёмкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России // Вестник геонаук. 2021. 11 (323). С. 16–24. DOI: 10.19110/geov.2021.11.2.
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск : ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
- Опыт применения цифрового моделирования для выявления наследования структур фундамента в современном рельефе севера Русской плиты / Е. В. Полякова, Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова, А. Л. Минеев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 2. С. 75–83.
- Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты) / Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова, Е. В. Полякова, А. Л. Минеев. Пенза : научн.-изд. центр «Социосфера», 2020. 378 с.
- Строение и динамика литосферы Беломорья / В. Э. Асминг, Н. Ю. Афонин, Л. И. Бакунович [и др.]; отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2022. 239 с.
- Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Объяснительная записка к Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:500000 / А. С. Балуев, В. А. Журавлев, А. Н. Терехов, Е. С. Пржиялговский. М. : ГЕОС, 2012. 104 с. (Тр. ГИН РАН ; вып. 597).
- Тензорные характеристики неотектонических изгибных деформаций и кривизны поверхности фундамента литосферы Восточно-Европейской платформы / А. Ф. Грачев, В. А. Магницкий, Ш. А. Мухамедиев, С. Л. Юнга // Доклады Академии наук. 1995. Т. 340, № 3. С. 389–395.
- Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Шахова Е. В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург : УрО РАН, 2008. 128 с.

ДУЛИСЬМИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ И МАРКОВСКО-ИЧЕРСКАЯ ЗОНА ДИСЛОКАЦИЙ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

С. А. Лазаренко^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²ООО «СИБГАЗ», Иркутск, Россия

Как известно, Дулисьминское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ), открытое иркутскими геологами-нефтяниками в 1980 г., является одним из крупнейших в Иркутской области. Оно расположено в Катангском районе в 90 км северо-западнее г. Киренска и приурочено к южному склону Непско-Ботубобинской антеклизы. Установлено, что глубина залегания нефтегазоносного горизонта около 2,5 км. На месторождении пройдено более 50 скважин, основная масса из которых является продуктивной.

По данным А. В. Малых [1985, 1997] к центральной части Дулисьминского месторождения приурочена валообразная антиклинальная структура северо-восточного простирания (Марковско-Ичерская зона), которая характеризуется развитием надвиговых структур в соленосном комплексе (по типу чешуйчатого веера). Согласно исследованиям, проведенным А. В. Сметаниным [2000], рядом со структурами чешуйчатого веера может находиться слабodeформированный осадочный чехол платформы. Данное явление на юге Сибирской платформы практически не изучено (рис.).

При проведении сейсморазведочных работ в районе развития подобных надвиговых структур изучение геологического строения затруднено, т. к. осложняется процедура отслеживания отражающих границ из-за многократного преломления сейсмических волн и усиления волн-помех.

Обширное развитие тектонических нарушений, а также повышенные тангенциальные нарушения привели к интенсивной трещиноватости горных пород, слагающих валообразную структуру. В свою очередь, данные условия приводят к многочисленным проблемам при строительстве скважин, таким, как поглощения бурового раствора и прихваты бурового инструмента.

Ранее проведенные исследования показали, что образование валообразной структуры произошло в результате горизонтального перемещения соленосного и надсолевого комплексов по пластичной галогенной толще, которая при этом интенсивно дислоцировалась с образованием складок волочения и нагнетания солей в ядро принадвиговой антиклинальной складки [Малых, 1985, 1997; Сизых, 2001]. Вероятно, формирование структуры было обусловлено процессами пластических деформаций каменной соли, возникших вследствие срыва подошвы соляного уровня, под воздействием тангенциального стресса со стороны складчатого обрамления Сибирской платформы. В формировании структурного рисунка зон складчатости существенную роль могли играть сдвиговые смещения фундамента, правосторонний характер смещения которых определялся вращением Сибирского палеоконтинента.

На территории исследований нижнекаменноугольные отложения залегают горизонтально и в целом согласно перекрывают кембрий-ордовикские слои, поэтому предполагается развитие складчато-надвиговых деформаций в отложениях нижнего палеозоя на юге Сибирской платформы (палеоконтинента) приблизительно во время финального накопления этих слоев, в позднедевонском – раннекаменноугольном времени [Тектоника центральной части ... , 1987; Сизых, 2001; Акулов, 2003]. Логика этого предположения исходит из структурной перестройки, которая привела к тангенциальному сжатию края платформы, резко нарушившему ход седиментации в ее осадочном чехле.

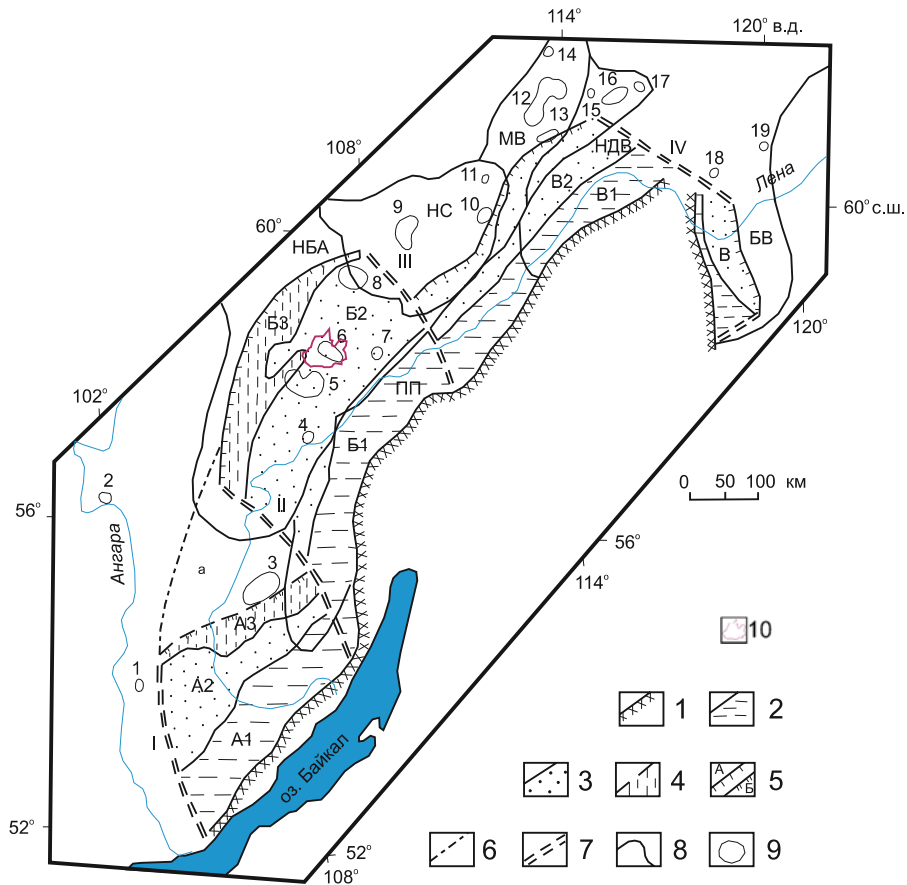


Схема Байкало-Патомского надвигового пояса ([по А. В. Сметанину, 2000] с дополнениями С. А. Лазаренко).

1 – горный фронт, 2 – прифронтальная зона, 3 – промежуточная зона, 4 – передовая зона надвигового сектора, 5 – фронтальные ограничения платформенных надвиговых секторов с завершённым (а) и незавершённым (б) циклом развития, 6 – прогнозируемая возможная граница надвигового пояса, 7 – боковые ограничения надвиговых секторов, 8 – контуры структур фундамента Сибирской платформы, 9 – месторождения нефти и газа: 1 – Атовское, 2 – Братское, 3 – Ковыктинское, 4 – Марковское, 5 – Ярахтинское, 6 – Дулиминское, 7 – Пиллодинское, 8 – Даниловское, 9 – Верхнечонское, 10 – Нижнехамкинское, 11 – Кюельское, 12 – Среднеботуобинское, 13 – Хотого-Мурбайское, 14 – Маччобинское, 15 – Иктехское, 16 – Верхневилочанское, 17 – Вилуйско-Джербинское, 18 – Березовское, 19 – Кэдэргинское. А1–А3 – зоны Предбайкальского надвигового сектора: А1 – Божеханская, А2 – Верховенская, А3 – Жигаловская; В–В2 – зоны Предпатомского надвигового сектора: В – Березовская, В1 – Приленская, В2 – Ботуобинская; I–IV – боковые ограничения: I – Приангарское, II – Байкало-Усть-Кутское, III – Ичоро-Чайское, IV – Уринское; а – Ковыктинская зона разрушения осадочного чехла. Структуры фундамента: НБА – Непско-Ботуобинская антеклиза, НС – Непский свод; МВ – Мирнинский выступ, ПП – Предпатомский прогиб, НДВ – Нюйско-Джербинская впадина, БВ – Березовская впадина; 10 – контур работ МОГТ 2D.

Между тем Сибирский палеоконтинент находился во взаимодействии с сопредельными геологическими структурами длительное время в течение всего формирования осадочного чехла, с рифея до кайнозоя. По палеомагнитным данным в позднем рифее в результате коллизии края Сибирского палеоконтинента с сопредельным Баргузинским террейном образовалась Байкало-Патомская дуга [Константинов, 1998]. Кембрийские соленосные толщи накопились позже (в раннем кембрии), тем не менее структура Байкало-Патомской дуги оказывала влияние на внутриплатформенные деформации в ходе всей послевендской геологической истории как сложившая неоднородность юго-восточного края палеоконтинента. Предполагались фазы активизации в

поздней перми – раннем триасе, раннем – среднем триасе, поздней юре – раннем мелу, позднем мелу – палеогене, а также в кайнозойе [Малых, 1997].

Существенные надвиговые движения, затронувшие осадочный чехол юга Сибирской платформы, происходили в средней юре [Особенности строения Ангарского ... , 1983; Континентальный верхний мезозой ... , 2001]. В конце мела и в кайнозойе вдоль юго-восточного края Сибирской платформы сформировалась серия брахиформных впадин, составляющих Предбайкальский прогиб [Кайнозойские коры ... , 1976]. В пределах этой структуры проявлялись новейшие надвиговые деформации [Позднекайнозойское разломообразование и ... , 2017].

Вполне очевидно, что соляная тектоника и деформация осадочных пород, в складчато-надвиговых структурах юга Сибирской платформы, могли проявляться неоднократно. Для выявления фаз таких движений требуется постановка специальных геохронометрических исследований в конкретных геологических структурах.

Список литературы

Акулов Н. И. Среднепалеозойская тектономагматическая активизация на Сибирской платформе // Литосфера. 2003. № 2. С. 65–74.

Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С. Ф. Павлов, С. А. Кашик, Т. К. Ломоносова [и др.]. Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 160 с.

Константинов К. М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1998. 151 с.

Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции) / В. М. Скобло, Н. А. Лямина, А. Ф. Руднев, И. В. Лузина. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Малых А. В. Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. Т. 26, № 6. С. 31–37.

Малых А. В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 2. С. 28–38.

Особенности строения Ангарского надвига / С. М. Замараев, В. И. Сизых, С. И. Мешалкин, Ю. А. Новокшенов // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 126–129.

Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы / В. А. Саньков, А. В. Парфеевец, А. И. Мирошниченко [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 81–105. DOI: 10.5800/GT-2017-8-1-0233.

Сизых В. И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 141 с.

Сметанин А. В. Предбайкало-Патомский надвиговой пояс // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 14–20.

Тектоника центральной части Непского свода / А. В. Малых, С. М. Замараев, Г. В. Рязанов, Н. К. Гелетий. Новосибирск : Наука, 1987. 81 с.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО АЛЛЮВИЯ ТУНКИНСКОГО РИФТА В САРТАНСКОМ КРИОХРОНЕ

С. И. Ларин¹, Н. С. Ларина², Ф. Е. Максимов³

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Главным геоморфологическим элементом днищ впадин Тункинского рифта является террасированная аллювиальная равнина р. Иркут и её основных притоков. В террасовом аллювиальном комплексе обычно выделяют низкую и высокую поймы и две надпойменные террасы. В пределах междувпадинных перемычек фиксируется дополнительный комплекс локальных террас. По данным [Максимов, 1965], в Мондинской впадине выделяются до семи террас, отражающих этапы деградации древнего ледника и эрозионно-аккумулятивной деятельности р. Иркут. Аллювий террас рифтовых впадин характеризуется констративным строением. Во внутренних частях Тункинской, Хойтогорьской и Торской впадин преобладают песчаные фракции, фациально замещающиеся к окраинам впадин валунными галечниками. Преимущественно крупнообломочным аллювием сложены террасы Мондинской, Туранской и Быстринской впадин и участки в пределах сужений рифта и междувпадинных перемычек [Щетников, Уфимцев, 2004].

Пойма в террасовом комплексе р. Иркут и его притоков занимает наиболее обширные площади. Первая надпойменная терраса в пределах междувпадинных перемычек в межень достигает высоты 10–12 м. В центральных частях впадин она снижается до 6–7 м, в некоторых частях Тункинской впадины вообще выклинивается.

Абсолютный возраст осадков, слагающих левобережную 7–8-метровую первую надпойменную террасу р. Иркут в Мондинской впадине, составляет по радиоуглеродным данным: в верхней и средней части разреза с глубины 1,0–1,5 м 5250 ± 170 лет [Максимов, 1965], с глубины 3,60–3,67 м – 7100 ± 90 лет и глубины 4,0–4,1 м – 8840 ± 90 лет [Ларин, 1989]. В Тункинской впадине из деформированных криогенезом погребенных почв разреза отложений первой надпойменной террасы относительной высотой 2,2–2,3 м на левом берегу р. Иркут с глубины 1,0 и 1,15 м от поверхности нами получены две радиоуглеродные даты: 6910 ± 60 и 7320 ± 100 лет (кал. возраст 7760 ± 60 и 8160 ± 110 лет). Возраст осадков этой террасы в Торской впадине у с. Тибельти в верхней части разреза 5180 ± 40 лет, в средней – 10300 ± 80 лет [Путеводитель ..., 1981]. Для нижней части разреза первой надпойменной террасы в Тункинской впадине у с. Шимки с глубины 5,8 м получена радиоуглеродная дата 11180 ± 70 лет [Новые данные по ... , 1995]. В разрезах отложений этой террасы хорошо выражены следы палеокриогенеза в виде различного вида криотурбаций поэтому аллювий этой террасы – составная часть комплекса перигляциальных осадков.

Разрез аллювия 7–8-метровой правобережной террасы у с. Шимки в Тункинской впадине изучается достаточно давно. Отложения этой террасы р. Иркут сначала относили к эоплейстоцену [Антропогенные отложения юга ... , 1964], позднее к казанцевскому межледниковью [Равский, 1972]. Радиоуглеродные даты и палинологические данные [Новые данные по ... , 1995; Радиотермолюминесцентное датирование ... , 2003; Щетников, Уфимцев, 2004] показали более молодой возраст этих осадков и вероятность их полициклического строения, поскольку из нижнего слоя галечника радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом получена дата $53\,400 \pm 10\,000$ лет [Верхнеплейстоценовые и голоценовые ... , 2002].

Проведенное нами изучение отложений 8,5 м надпойменной террасы р. Иркут, на поверхности которой расположены с. Шимки, вышка сотовой связи и т. д., позволило получить новую информацию об условиях формирования перигляциального аллювия сартанского криохрона. Уступ этой террасы очень крутой (до 60–70°), местами представляет собой обрыв.

Верхняя часть разреза (слои 1–6) мощностью 1,3 м, по нашим данным, ниже современной супесчаной гумусированной почвы (0,4 м), представлена пачкой субаэральной серо-коричневой супеси с ожелезнением и включает две погребенных почвы мощностью по 0,1 м, сильно деформированных палеокриогенезом в виде криотурбаций. Погребенные почвы разделены маломощным (0,1 м) прослоем серо-коричневой супеси.

Средняя часть разреза (слои 7–9 в интервале глубин 1,30–4,83 м) сложена коричнево-серым косослоистым песком с линзами грубозернистых песков с включением гальки размером до 0,5 см и тонкослоистой серо-коричневой супесью (слой 7). Мощность этого слоя 2,43 м. На глубине 1,84–1,90 м (внутри слоя 7) выделяется пластичный черно-сизый прослой суглинка. Прослой сизой глины мощностью 0,1 м (слой 8) отделяет слой 7 от серовато-сизой горизонтально-слоистой супеси (слой 9). Мощность слоя 7 составляет 0,97–1,0 м. На границах слоя 9 наблюдаются узкие черные гумусированные прослои толщиной до 0,5–1 см. В нижней части слоя 9 заметна волнисто-горизонтальная слоистость, имеются следы ожелезнения по «остаткам» веток. На глубине 3,73–3,80 м не выдержанный по простирацию черный органический прослой мощностью 0,01 м.

Нижняя часть разреза (слои 10–16) в интервале глубин 4,83–7,56 м представлена толщей чередующихся слоев горизонтально и волнисто-слоистых коричнево-серо-сизоватых легких суглинков и буро-коричневых и сизовато-коричневых горизонтально-тонкослоистых супесей, местами ожелезненных, оторфованных (слой 13, глубина 6,4–6,49 м; слой 15, глубина 6,53–6,58 м), с остатками растений (ветки, стебли, листья), резким нижним контактом, сильным ожелезнением в основании, в виде плотной корки ортзанда (слой 16, глубина 6,58–7,56 м). В основании разреза аллювия (слой 17, глубина 7,56–8,41 м) вскрывается грубозернистый пестрый песок косослоистый с галькой.

В нижней части разреза нами получены три радиоуглеродные даты с глубины: 6,3–6,4 м – 10 650±80 лет (ЛУ-7376gk), 6,9 м – 13 070±180 лет (ЛУ-7378gk), 7,3–7,4 м (в основании разреза на контакте с галечником) – 14 710±330 лет (ЛУ-7379gk). Календарный возраст указанных ¹⁴C дат рассчитан в калибровочной программе CalPal2007_HULU Кёльнского университета 2007 г., авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de) и составил соответственно 12 600±120, 15 960±480, 17 940±460 лет.

Для реконструкции условий формирования перигляциального аллювия использован геохимический метод, базирующийся на эмпирических зависимостях, связывающих изменения валового химического состава пород с климатическими факторами. Изучение элементного состава образцов проведено методом волнодисперсионной рентгенофлуоресцентной спектроскопии (WDXRF) на спектрометре ARL Optim'X (Thermo Fisher Scientific, Швейцария).

В осадках разреза Шимки изучено распределение потерь при прокаливании (ППП), основных оксидов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, MnO, K₂O, Na₂O, BaO, P₂O₅, SO₃, TiO₂, V₂O₅, Cr₂O₃). Рассчитаны геохимические коэффициенты [Лукашев, 1970]: кремнекислый Ki = SiO₂/Al₂O₃, основной ВА = (CaO+K₂O+Na₂O)/Al₂O₃, химической зрелости отложений Kz = Al₂O₃/Na₂O, карбонатности Kк = CaO/MgO, щелочности Kh = K₂O/Na₂O, биопродуктивности [Калинин, Алексеев, Савко, 2009]: MnO/Al₂O₃;

MnO/Fe₂O₃; (Fe₂O₃+MnO)/Al₂O₃; (Fe₂O₃+MnO)/Fe₂O₃ и др. Для идентификации условий формирования отложений были рассчитаны геохимические индексы CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]×100 [Nesbitt, Young, 1982], CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O)]×100 [Fedo, Nesbitt, Young, 1995], ICV = [Fe₂O₃+K₂O+Na₂O+CaO+MgO+TiO₂]/Al₂O₃ [Cox, Lowe, Cullers, 1995]. Для выяснения условий увлажнения и термического режима, в которых шло формирование отложений, выполнена количественная реконструкция средних годовых сумм осадков (мм/год) MAP_CHEM = 221,1e^{0,0179(CIA-K)} [Sheldon, Tabor, 2009] и средних годовых температур (°C) MAT = -2,74ln(PWI)+21,39 [Gallagher, Sheldon, 2013]. В расчетных формулах использованы геохимические эмпирические зависимости коэффициентов выветривания с климатическими факторами. Апробация этих зависимостей для почв различных климатических зон территории Северной Америки [Sheldon, Tabor, 2009; Gallagher, Sheldon, 2013], лёссового плато Китая [Maher, 2011] и степной зоны европейской части России [Алексеев, Калинин, Алексеева, 2019] показала их высокую перспективность.

Рассчитанные по разрезу отложений Шимки значения геохимического индекса CIA очень низкие (среднее значение 46,2, минимальное 30,9, максимальное 58,7), поэтому можно сделать вывод, что осадки формировались в холодных аридных перигляциальных условиях (пороговое значение ~70). Это подтверждается также значениями CIW (среднее 52,9, минимальное 33,5, максимальное 67,4) и ICV (среднее 2,7, минимальное 2,0, максимальное 3,9). На фоне отдельных колебаний хорошо выражен общий тренд к увеличению значений CIA снизу вверх по разрезу от 30,9 (в основании, глубина 7,15 м) до 57,6 (глубина 0,55 м), что свидетельствует о последовательном смягчении климатических условий. Наличие волн повышенных значений CIA, с кульминациями на глубинах 4,45 м (51,9), 3,78 (57,4), 1,85 м (55,6), 1,15–0,95–0,5 м (58,7–57,8–57,6), свидетельствует, что процесс носил волнообразный и контрастный характер. Значения геохимических индексов CIW и ICV снизу вверх по разрезу, также как и индекс CIA, отражают общий тренд к смягчению климатических условий. В средней части разреза (4,75–3,25 м) по значениям индекса ICV фиксируется отчетливая волна смягчения климата (ICV = 2,2).

Реконструированные значения количества осадков показывают крайне аридные условия формирования отложений разреза Шимки: среднее по разрезу значение составляет 25,93 мм, минимальное – 9,02, максимальное – 74,94. В самой нижней и верхней частях разреза количество осадков повышено. Между ними, в средней части разреза, отмечается плавная (с небольшими повышениями и понижениями) волна снижения увлажнения с кульминацией на глубине 4,35 м (14,6 мм). В настоящее время в Тункинской котловине наибольшее количество осадков выпадает в краевой части в подножии Тункинских гольцов – 511 мм, в центральной части 365 мм, поэтому отклонение рассчитанных годовых сумм осадков от современных значений очень значительное. Реконструированные средние годовые температуры (°C), по всему разрезу отложений Шимки отрицательные: среднее значение составляет (-1,2 °C), минимальное (-1,9 °C), максимальное (-0,2 °C). В настоящее время средняя годовая температура в пределах Тункинского рифта повсеместно отрицательная (от -1 до -9 °C). Реконструированные значения средних годовых температур снизу вверх по разрезу показывают общий тренд к их постепенному увеличению от -1,8 (7,15 м) до -0,2 °C (0,85 м). В средней части разреза, как и по другим отмеченным выше геохимическим показателям, фиксируется волна потепления. В самой верхней части разреза с глубины 0,85 м (-0,2 °C) до дневной поверхности средние годовые температуры понижаются.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют об аридных холодных условиях формирования перигляциального аллювия в сартанском криохроне.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки № 1021061810416-7.

Список литературы

- Алексеев А. О., Калинин П. И., Алексеева Т. В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399.
- Антропогенные отложения юга Восточной Сибири / Э. И. Равский, Л. П. Александрова, Э. А. Вангенгейм [и др.] // Труды ГИН АН СССР. М. : Наука, 1964. Вып. 105. 280 с.
- Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) / Г. Ф. Уфимцев, И. В. Шибанова, Н. В. Кулагина [и др.] // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2002. № 3. С. 90–99.
- Калинин П. И., Алексеев А. О., Савко А. Д.* Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины. Воронеж : Воронежский государственный университет, 2009. 139 с.
- Ларин С. И.* Закономерности формирования современных ландшафтов западной части Тункинского Прибайкалья : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л. : ЛГУ, 1989. 17 с.
- Лукашев В. К.* Геохимия четвертичного литогенеза. Минск : Наука и техника, 1970. 296 с.
- Максимов Е. В.* О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне // Известия Всесоюзного географического общества. 1965. Т. 97. Вып. 4. С. 370–373.
- Новые данные по плейстоцену Тункинских впадин / А. Т. Трофимов, Н. В. Кулагина, С. М. Попова, И. В. Шибанова // РФФИ в Сибирском регионе : тез. докл. Иркутск : РФФИ-ИЗК СО РАН, 1995. Т. 1. С.50–51.
- Путеводитель экскурсий А-13 и С-13. Прибайкалье. XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода. М. : 1981, 43 с.
- Равский Э. И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М. : Наука, 1972. 335 с.
- Радиотермолюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта / Г. Ф. Уфимцев, А. В. Перевалов, В. П. Резанова [и др.] // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 3. С. 226–232.
- Щетников А. А., Уфимцев Г. Ф.* Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М. : Научный мир, 2004. 160 с.
- Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 2919–2940.
- Gallagher T. M., Sheldon N. D.* A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // Geology. 2013. Vol. 41. P. 647–650.
- Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. Vol. 23. P. 921–924.
- Maher B. A.* The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments and their palaeoclimatic significance // Aeolian Research. 2011. Vol. 3 (2). P. 87–144.
- Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 399–429.
- Sheldon N. D., Tabor N. J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Reviews. 2009. Vol. 95. P. 1–52.

МОДЕЛЬ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ ПО СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Е. А. Левина, В. В. Ружич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Произошедшие в феврале 2023 г. в Турции землетрясения с $M > 7$, приведшие к большим материальным потерям и человеческим жертвам, в очередной раз показали актуальность темы прогноза землетрясений. Как известно, для прогноза поведения любой системы необходимо составить ее модель, учитывающую основные влияющие на него факторы, как внутренние, так и внешние. Прогноз землетрясений подразделяется на краткосрочный (дни, часы), среднесрочный (месяцы, годы) и долгосрочный (десятилетия). До сих пор некоторые успехи достигнуты в среднесрочном и долгосрочном виде прогноза [Ружич, 1997; Соболев, 2011; Ружич, Левина, 2022], но достижение приемлемых результатов в краткосрочном прогнозе представляется маловероятным в обозримом будущем. Любой прогноз должен содержать три параметра – указание на место («М»), энергию («Е») и время («Т») ожидаемого землетрясения. Многолетний опыт разработки среднесрочного прогноза землетрясений с $K \geq 13$ для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), показывает, что средний показатель оправданности прогноза по параметру «М» составляет 70 %, а самым проблемным является параметр «Т» из-за чего время ожидания землетрясения в предсказанном месте иногда приходится продлевать.

Предпринятая в данной работе попытка составить модель подготовки землетрясений для условий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) основана на методе распознавания образов. В качестве прогнозных признаков рассматривались: 1 – наличие сейсмической брешы, 2 – наличие предшоковой активизации и сейсмического затишья, 3 – наличие сейсмоактивного разлома или разломного узла. Использовался каталог землетрясений БРЗ, предоставленный Байкальским филиалом Геофизического центра СО РАН (г. Иркутск).

Каталог землетрясений фактически является представленной в табличной форме функцией вида $E = f(\varphi, \lambda, t)$, где E – энергия события, φ, λ – его географические координаты, t – время, когда событие произошло. Для обнаружения сейсмических брешей (признак 1) строится распределение сейсмической энергии, подсчитанное за определенный промежуток времени с помощью пространственного окна. То есть рассматриваемая функция приобретает вид $E = f(\varphi, \lambda)$ и задача сводится к поиску локальных минимумов в полученной матрице. Выявленные минимумы считаются брешью, если в соответствующем окне есть фрагмент сейсмоактивного разлома (признак 3). Для этого необходим их перечень с указанием координат и степени активности.

В основе двухстадийной модели подготовки сейсмического события лежит представление о том, что сильному землетрясению (шоку) предшествует стадия предшоковой сейсмической активизации и сейсмическое затишье [Ружич, Левина, 2022]. Предполагается, что по максимальной энергии событий в предшоковой стадии и длительности затишья можно судить об энергии ожидаемого землетрясения и времени его реализации (признак 2). С этой целью для определенной территории строится распределение выделившейся сейсмической энергии, подсчитанное с помощью временного окна. В этом случае наша функция сводится к виду $E = f(t)$ и поиск предшоковой активизации заключается в нахождении локального максимума временного ряда.

В качестве примера рассмотрено Хубсугульское землетрясение 11.01.2021 ($K = 15,7$). На рис. 1 справа показана карта распределения выделившейся сейсмической энергии в юго-западной части БРЗ. Подсчет сделан за интервал времени 2010–2020 гг. с помощью пространственного окна $0,5^\circ$. Видно, что землетрясение произошло в районе сейсмической брешы, расположенной на месте пересечения субмеридионального активного Хубсугульского разлома (рифтогенного сброса) и локального разлома северо-западного направления (взбросо-сдвига). Брешь сформировалась, как минимум, за 11 лет до события.

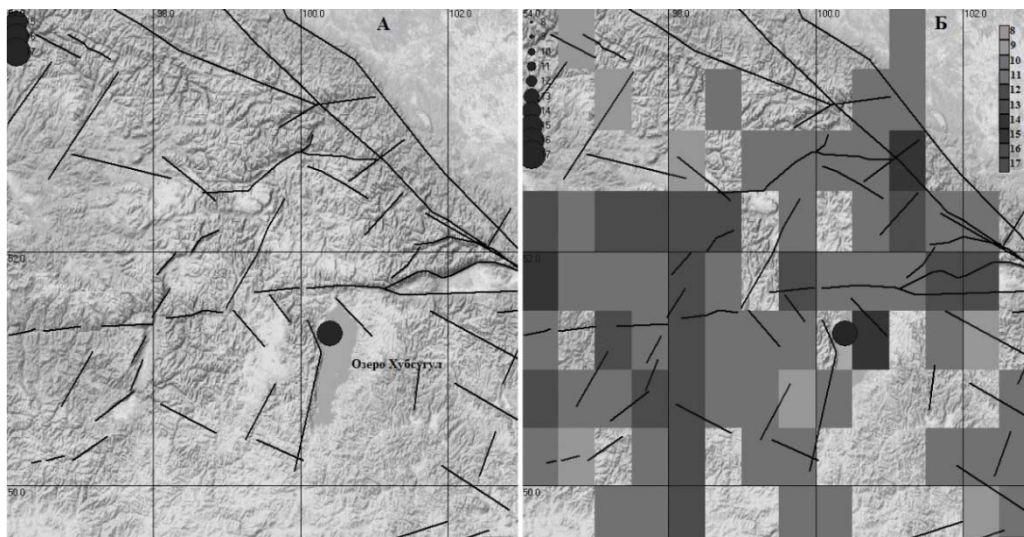


Рис. 1. А – карта юго-западного фланга БРЗ (район оз. Хубсугул). Черными линиями показаны разломы, кружком – эпицентр Хубсугульского землетрясения 11.01.2021 ($K = 15,7$). Б – карта распределения выделившейся сейсмической энергии в том же районе БРЗ за интервал времени 2010–2020 гг., подсчитанной с помощью квадратного окна со стороной $0,5^\circ$

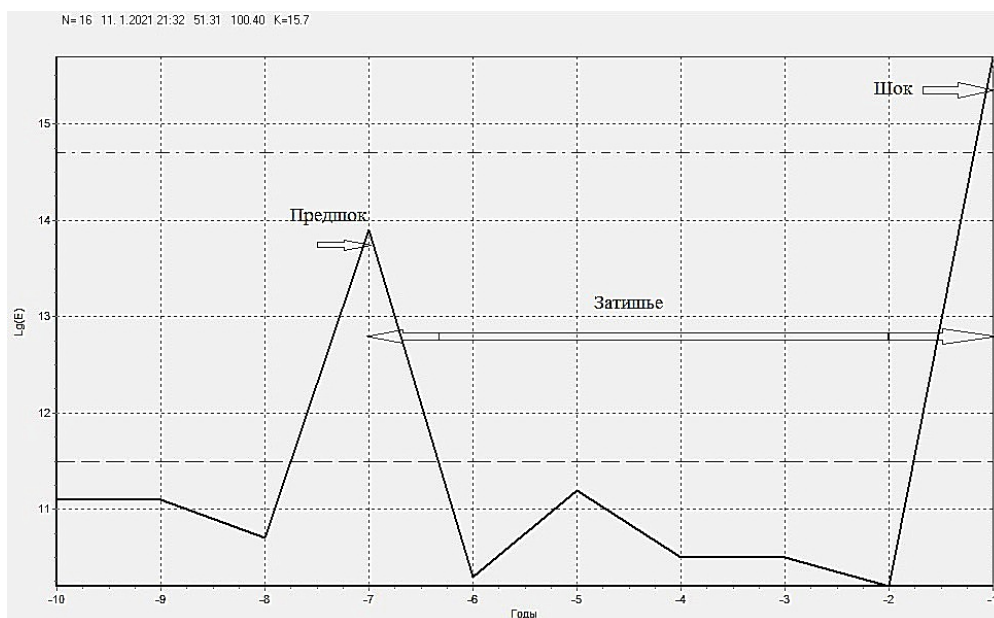


Рис. 2. График распределения выделившейся сейсмической энергии в квадратной ячейке с центром в эпицентре Хубсугульского землетрясения и со стороной 2° за 11 лет до него с временным шагом 1 год

Для этого же землетрясения строился график распределения выделившейся сейсмической энергии за 11 лет до него с временным шагом 1 год в квадратной ячейке с центром в эпицентре землетрясения и со стороной 2° (рис. 2). Предшоковая стадия с $K_{пр} = 13,9$ явно присутствует за 7 лет до основного события, а разность энергии произошедшего землетрясения K_3 и энергии максимального землетрясения предшоковой стадии $K_{пр}$ составляет $K_3 - K_{пр} = 1,8$.

Подобные расчеты, сделанные для всех 16 событий с $K \geq 15$, произошедших в БРЗ с 1963 по 2022 г., показали, что совокупность следующих признаков: наличие протяженного активного разлома, длительно существующей брешки, предшоковой активизации и длительного затишья, может служить весомым основанием для формализованного способа выделения мест ожидаемых землетрясений, а также для оценок энергии и времени возникновения сейсмического события. При этом средняя разность $K_3 - K_{пр} = 2,3$ (0,7), а средняя длительность затишья $T_{зтиш} = 5,7$ (3,4) лет, где в скобках указаны средние квадратичные отклонения. Видно, что разброс длительности затишья достаточно большой, поэтому для уточнения параметра «Т» необходимо привлекать дополнительную информацию.

Список литературы

Ружич В. В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Ружич В. В., Левина Е. А. О разработке сейсмогеологического подхода к среднесрочному прогнозу землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // *Динамические процессы в геосферах.* 2022. № 1. С. 11–28.

Соболев Г. А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М. : ИФЗ РАН, 2011. 56 с.

ЛИТОГЕНЕЗ И ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В АРХЕЙСКО–ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ФАНОРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ В ЕГО ОБРАМЛЕНИИ

В. И. Левицкий¹, Л. З. Резницкий², И. В. Левицкий¹

¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Систематизированы литолого-геохимические и изотопно-геохронологические данные по метаосадочным породам комплексов Сибирского кратона и подвижных поясов в его обрамлении. Палеорекострукции составов проведены с использованием параметров a и b [Неелов, 1980]: $a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и $b = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ (атомные количества). Величина a (силикатный, глиноземистый модуль) отражает механизмы дифференциации в осадочном процессе (механического и химического выветривания), b – общую меланократовость пород. Эти и другие характеристики (s , m , f , t , n , Неелов, 1980) при проявлении регионального метаморфизма и отсутствии ультраметаморфических преобразований (гранитизации) фиксируют изохимичность проявления процессов метаморфизма и проведение надежных палеорекострукций.

В Сибирском кратоне метаосадочные породы присутствуют во всех раннедокембрийских структурах Присаянского краевого выступа – Онотском и Урикско-Ийском зеленокаменных поясах (ОЗП и УИЗП), шарыжалгайском и китойском комплексах, черемшанской свите. Наименьшее количество метаосадочных пород наблюдается в шарыжалгайском комплексе – 10–15 %, наибольшее – в китойском (45–55 %) и ОЗП – до 35 %. В ОЗП и УИЗП распространены кварциты, гнейсы, сланцы. В УИЗП по сравнению с ОЗП меньше метамагматических пород, а мраморы отсутствуют. В ОЗП от нижних частей к верхним доля метаосадочных пород увеличивается. Возраст детритовых цирконов – 2,8–3,35 млрд лет, возраст метаосадочных пород, полученный разными методами составляет 2,67–2,89 млрд лет, возраст седиментации – $\approx 2,7$ млрд лет. Возраст метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций – 1,9–2,0 млрд лет.

В парагнейсовом китойском гранулитовом комплексе доля силикатных метаосадочных пород составляет 45–55 %, карбонатных – 15–20 % от объема. В комплексе широко распространены гнейсы и сланцы, кварциты, кварцитогнейсы. Глиноземистые парагнейсы китойского комплекса имеют модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 3,1–млрд лет. В нем присутствуют детритовые цирконы с возрастными от 3,2 до 3,0 млрд лет. Возраст осадкообразования (U–Pb по монациту) 2,493 млрд лет, а рубежи проявления метаморфизма по минералам – 1,9–2,4 млрд л. н.

В шарыжалгайском гранулитовом комплексе распространены высоко- и низкоглиноземистые гнейсы. Встречаются мраморы и кальцифиры, железистые и мономинеральные кварциты. Отмечаются существенные вариации изотопного состава парагнейсов: $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2,40–3,55 млрд лет; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ 2,0–4,1 млрд лет. Возраст детритовых цирконов – до 3,7 млрд лет. Рубежи гранулитового метаморфизма (U–Pb по цирконам) 2,48–2,56 и 1,86–1,90 млрд л. н. По изотопно-геохронологическим данным выделены породы с архейскими (Ar_{1-3}) и архейско-палеопротерозойскими (Ar-Prtz_1) протолитами.

В парагнейсовой черемшанской свите доля мраморов 15–20 %, метаосадочных алюмосиликатных пород – гнейсов, сланцев, кварцитов – 55–60 %. Модельный возраст гнейсов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ мезоархейский (3,0 млрд лет). Возраст цирконов из секущих свиту тел ортогнейсов (U–Pb метод) $1866,8 \pm 7,6$ млн лет.

Породы Урикско-Ийского прогиба – слабо метаморфизованные сланцы и гнейсы.

Фанерозойские метаморфические комплексы приурочены к подвижным складчатым поясам обрамления Сибирского кратона. В Прибайкалье это слюдянский, ольхонский, святоносский (баргузинский) комплексы, барбитайская свита в Алхадырском террейне. В палеогеодинамическом плане эти комплексы рассматриваются как фрагменты островодужных систем. Накопление осадков происходило в окраинных морях (задуговых, междуговых бассейнах). Об этом свидетельствует большая доля карбонатных пород в толщах, которая может достигать 50 % [Слюдянский кристаллический ... , 1981].

Хамарданский террейн. Нижние свиты – слюдянская (култукская слюдянская), средние – хангарульская (безымянская, харагольская), верхние – обрубская, толтинская. Они метаморфизованы от гранулитовой до зеленосланцевой фации [Слюдянский кристаллический ... , 1981]. В них распространены метаосадочные кристалло-гнейсы, сланцы, мраморы, кальцифиры [Слюдянский кристаллический ... , 1981]. Они сформировались в интервале 716–850 млн л. н. и были метаморфизованы 480–495 млн л. н.

В ольхонском комплексе (Юго-Западное Прибайкалье) среди протолитов метаосадков распространены плагиосланцы и гнейсы, амфиболиты, мраморы варьирующих составов от доломитовых до кальцитовых, кальцифиры, кварциты. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Возраст пород протолитов составляет 535–840 млн лет, метаморфизма – 498–507 млн лет (U–Pb метод по цирконам).

Барбитайская (алхадырская) свита слагает *Алхадырский террейн* Кукшеро-Ийского прогиба. Распространены плагиосланцы и -гнейсы, мраморы. Возраст (U–Pb метод по цирконам) протолитов и метаморфизма – 600 млн лет, магматизма – 450 млн лет. Метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Святоносский комплекс присутствует в блоках в восточной прибрежной части оз. Байкал. В нем отмечаются плагиосланцы и -гнейсы, известково-силикатные плагиосланцы и -гнейсы, мраморы, карбонатные и мономинеральные кварциты.

Закономерности проявления литогенеза в докембрии и фанерозое. В комплексах как раннего докембрия (Онотском и Урикско-Ийском зеленокаменных поясах (ОЗП и УИЗП), шарыжалгайском и китойском гранулитопарагнейсовых комплексах, черемшанской свите.), так и фанерозоя (слюдянский, ольхонский, святоносский, барбитайская свита) по параметрам а и б отмечаются близкие соотношения в них обломочных незрелых (метапсаммитолитов), зрелых (глинистых и пелитовых фракций) метаосадочных пород, кор выветривания (рис. 1).

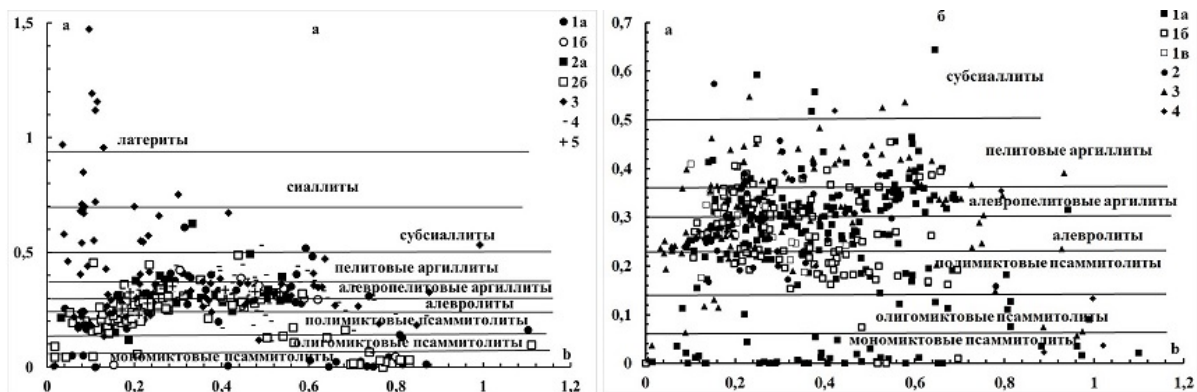


Рис. 1. Распределение параметров а и б в комплексах:

а – Сибирского кратона: 1 – зеленокаменные пояса (1а – Онотский; 1б – Урикско-Ийский); 2 – шарыжалгайский гранулитовый (2а – Ar₁₋₃ палео-неоархейские протолиты; 2б – Ar-Prtz₁ архейско-палеопротерозойские протолиты); 3 – китойский гранулитовый комплекс; 4 – черемшанская свита; 5 – породы Урикско-Ийского прогиба (Prtz₁). *б* – подвижных поясов обрамления Сибирского кратона (1а–1б – слюдянский, 2 – ольхонский, 3 – барбитайский, 4 – святоносский)

Наиболее широко представлены алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты, в меньшей степени – полимиктовые псаммитолиты и субсиаллиты (см. рис. 1). Мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты, сиалиты и латериты отмечаются, не встречаются или слабо распространены в отдельных структурах. Фиксируются близкие значения параметра b (до $\approx 0,6$) во всех категориях пород разных комплексов, обусловленные повышенными содержаниями в них Fe, Ca, Mg. От раннего докембрия до фанерозоя увеличивается доля карбонатных пород (до 50 %). С рубежа 2,4 млрд л. н. начинается формирование крупных морских бассейнов [Левицкий, 2019].

Питающие провинции (области сноса) метаосадков. На графиках для алевропелитовых аргиллитов, как и других зрелых метаосадков, линии содержаний петрогенных и редких элементов в метаосадочных породах комплексов Сибирского кратона и подвижных поясов его обрамления расположены симбатно и в целом лежат в поле значений ТТГА [Martin, 1994] и архейских толеитов ТН-1 [Condie, 1993] (рис. 2). Составы комплексов Сибирского кратона по содержаниям петрогенных окислов, за исключением черемшанской свиты, в которой отмечается колчеданное оруденение, расположены в поле значений ТТГА [Martin, 1994] и толеитов ТН-1 [Condie, 1993]. Линии содержаний петрогенных и редких элементов для пород подвижных поясов в обрамлении Сибирского кратона также имеют симбатный характер. При этом содержания K_2O , Ba, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr расположены обычно выше величин для поля ТТГА (рис. 3). Содержания Cu, Cr, V, Ni, Co находятся, в основном, кроме значений для метаосадков китойского комплекса, в поле архейских ТТГА и толеитов (рис. 2, б, 3, б). Подобная симбатность линий на графиках петрогенных и редких элементов в породах, кроме алевролитовых аргиллитов, присуща зрелым осадкам – алевролитам и пелитовым аргиллитам.

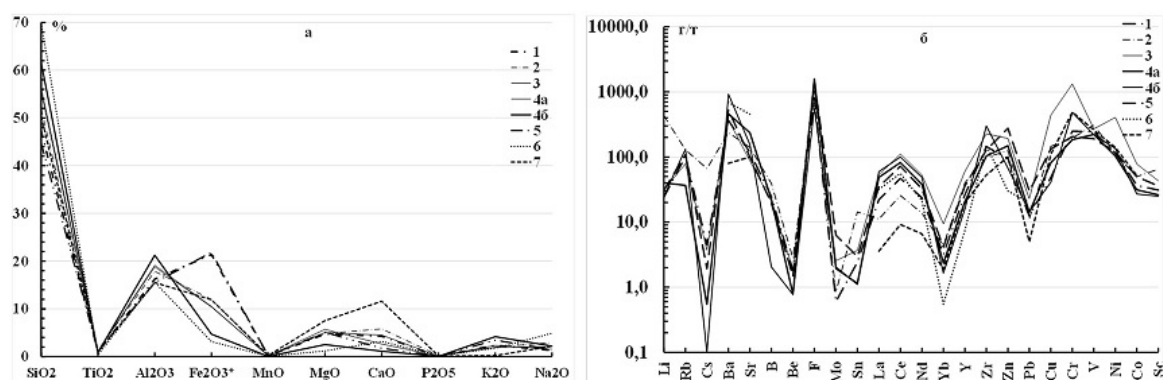


Рис. 2. Петрогенные и редкие элементы в пелитовых аргиллитах комплексов Сибирского кратона: – Онотский ЗП, 2 – Урикско-Ийский ЗП, 3 – китойский комплекс, 4 – шарыжалгайский комплекс (4а – черемшанская свита; б – ТТГА [Martin, 1994]; 7 – толеит ТН-1 [Condie, 1993])

Совокупность имеющихся данных указывает на то, что питающими провинциями в неопротерозое для комплексов подвижных поясов, развитых в обрамлении Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский, святоносский), кроме метаосадочных и метамагматических пород Онотского и Урикско-Ийского зеленокаменных поясов, китойского, шарыжалгайского комплексов, черемшанской свиты входили и массивы нижнепротерозойских гранитоидов саянского, шумихинского, приморского комплексов. Об этом свидетельствуют: повышенные в зрелых метаосадках параметр k [Неелов, 1980]; высокие содержания K_2O , Ba, Ce, Nd, La, Zr; распределение сидерофильных (Cr, V, Co, Ni) и литофильных (Rb, Ba, Sr) в пелитовых аргиллитах, симбатные с положением линии б для калиевых палеопротерозойских гранитоидов (рис. 3).

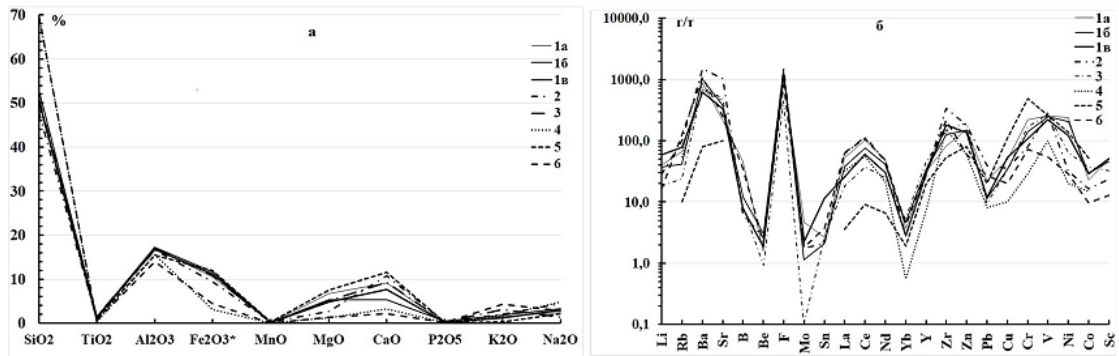


Рис. 3. Петрогенные и редкие элементы в пелитовых аргиллитах комплексов подвижных поясов обрамления Сибирского кратона.

Комплексы: 1а – слюдянский (култукская и перевальная свиты); 1б – слюдянский (безымянская и харагольская свиты); 1в – слюдянский (обрубская, толтинская свиты); 2 – барбитайский; 3 – ольхонский; 4 – ТТГА [Martin, 1994]; 5 – толеит ТН-1 [Condie, 1993]; 6 – палеопротерозойские гранитоиды Сибирского кратона

Формирование метаосадочных пород происходило в раннем архее – фанерозое циклично и доминирующей питающей провинцией в Сибирском кратоне являлись ТТГА, в меньшей степени, зеленокаменные пояса. Они были областями сноса в раннем архее-палеопротерозое для гранулитовых и зеленокаменных комплексов Сибирского кратона (ОЗП, УИЗП, гранулитовые китойский и шарьжалгайский комплексы, черемшанская свита). В неопротерозое все они и уже палеопротерозойские калиевые гранитоиды стали питающими провинциями для комплексов в подвижных поясах обрамления Сибирского кратона (слюдянский, ольхонский, барбитайский святоносский). Все это отражает: 1) фундаментальную роль массивов ТТГА в качестве питающих провинций для всех комплексов метатерригенных пород раннего архея – нижнего палеопротерозоя Сибирского кратона и протолитов комплексов подвижных поясов в его обрамлении; 2) проявления в обоих случаях механизма континентального рециклинга становлении коры в зонах субдукции.

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029).

Список литературы

Левцкий В. И. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // Геохимия. 2019. Т. 64, № 4. С. 409–426.

Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л. : Наука, 1980. 100 с

Слюдянский кристаллический комплекс / Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, В. Н. Вишняков, Е. А. Некрасова. Новосибирск : Наука, 1981. 195 с.

Condie K. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Con-tracting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. Vol. 104. P. 1–37.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. –259.

КЕМБРИЙСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ЮГО-ВОСТОКА АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Д. О. Мамаков^{1,2,3}, **А. Г. Вахромеев**⁴, **М. А. Масленников**⁵, **Е. В. Демидова**^{2,3},
С. А. Лазаренко^{3,4}, **С. П. Примина**¹, **Т. С. Мамакова**⁶, **Н. А. Иванова**⁷

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²ООО «СТОЛИЦА», Иркутск, Россия

³ООО «СИБГАЗ», Иркутск, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁵Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁶Филиал ООО «Газпром инвест» «Иркутск», Иркутск, Россия

⁷АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия

Геологоразведочные работы на нефть и газ в пределах Ангаро-Ленской ступени (АЛС) были начаты в 40-х годах XX века. В результате бурения глубоких и колонковых скважин, в разные периоды, была доказана нефтегазоносность, в том числе и карбонатных горизонтов межсолевой части разреза. Притоки газа и газового конденсата были получены из келорского, бильчирского, биркинского, атовского и христофоровского горизонтов на Рудовской, Тутурской, Христофоровской, Балыхтинской, Атовской и др. участках. После открытия Ковыктинского газоконденсатного месторождения в парфёновском терригенном горизонте в 1987 г., вектор поисковых и разведочных работ, за редким исключением, сместился в сторону вендский терригенных отложений (парфёновский, боханский и др. горизонты). Стоит отметить, что перспективные карбонатные интервалы изучены слабо, керновый материал практически отсутствует, что осложняет обоснование критериев нефтегазоносности, прогноз коллекторов, выделения ловушек углеводородов (УВ) и построение геологической модели в целом, в том числе и для подсчёта запасов УВ [Древние карбонатные толщи ... , 2000; Стратиграфия ... , 2016; Биоморфные карбонаты в ... , 2003; Геологическое строение природных ... , 2023; и др.].

При проведении современных сейсморазведочных работ МОГТ-2D, на стадии обработки и интерпретации полевых материалов, в интервале нижнего кембрия, выделены локальные антиклинальные структуры, предположительно связанные с органогенными постройками (крупными биогермами) (рис. 1). Впоследствии для выяснения природы сейсмических аномалий и возможной их продуктивности, было принято решение запроектировать отбор керна.

Так, при бурении одной из поисковых скважин в интервале христофоровского горизонта ниже-среднебельской подсветы нижнего кембрия был отобран керн из его средней и нижней части в количестве 36 м. В ходе изучения керна установлены микробиальные постройки, в том числе представленные столбчатыми строматолитами. Столбики строматолитов расположены как в прижизненном положении с заполнением зернистым материалом межстолбикового пространства, так и встречены в обломках в карбонатных брекчиях. Тектурно-структурные особенности разреза прекрасно видны после продольной распиловки керна (рис. 2).

При извлечении керна из керноотборника и далее при подготовке образцов к исследованиям (извлечение из изолирующего материала (очистка), продольная распиловка, выбуривание цилиндров и т. д.) в лаборатории, ощущался устойчивый сильный запах УВ, предположительно нефти.

В настоящий момент лабораторные исследования керна продолжаются. В результате будут получены данные о структуре пустотного пространства, постседиментационном минералообразовании, генетических типах коллектора, его фильтрационно-ёмкостных свойствах (ФЕС), остаточной водо- и нефтенасыщенности и других физических свойствах.

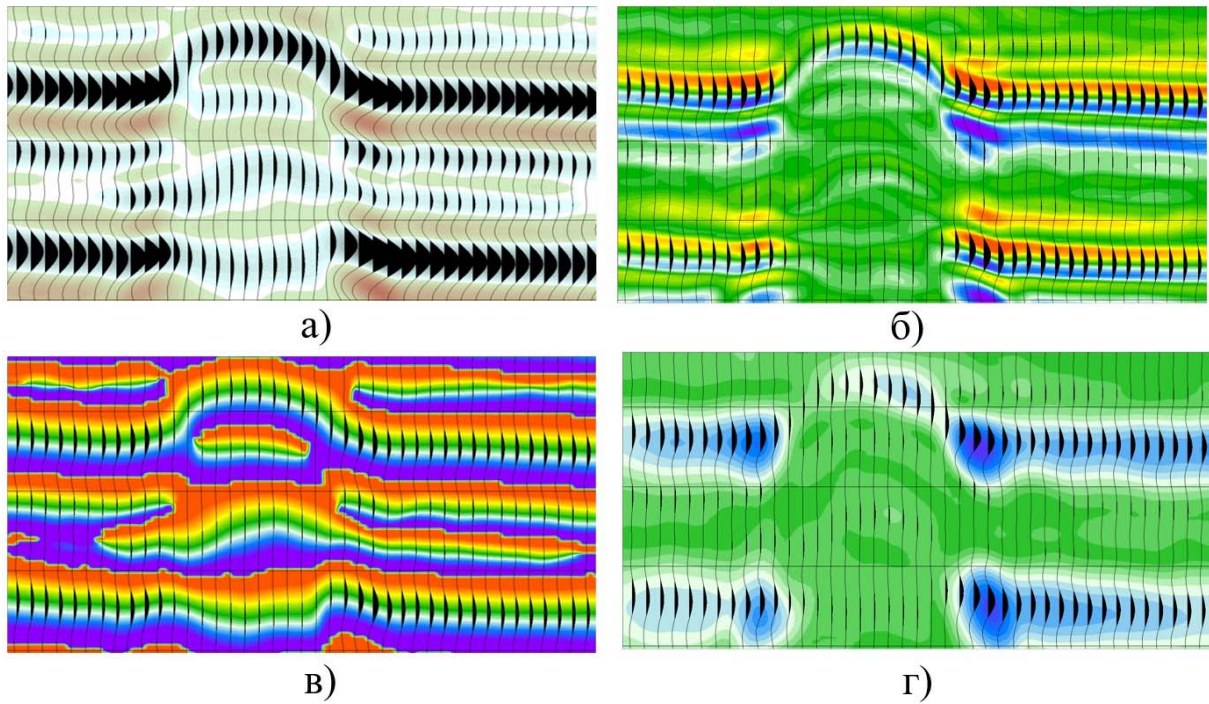


Рис. 1. Отображение предполагаемых биостромов в сейсмическом разрезе: а) временной разрез; б) амплитуды; в) фазы; г) частотные характеристики волнового поля

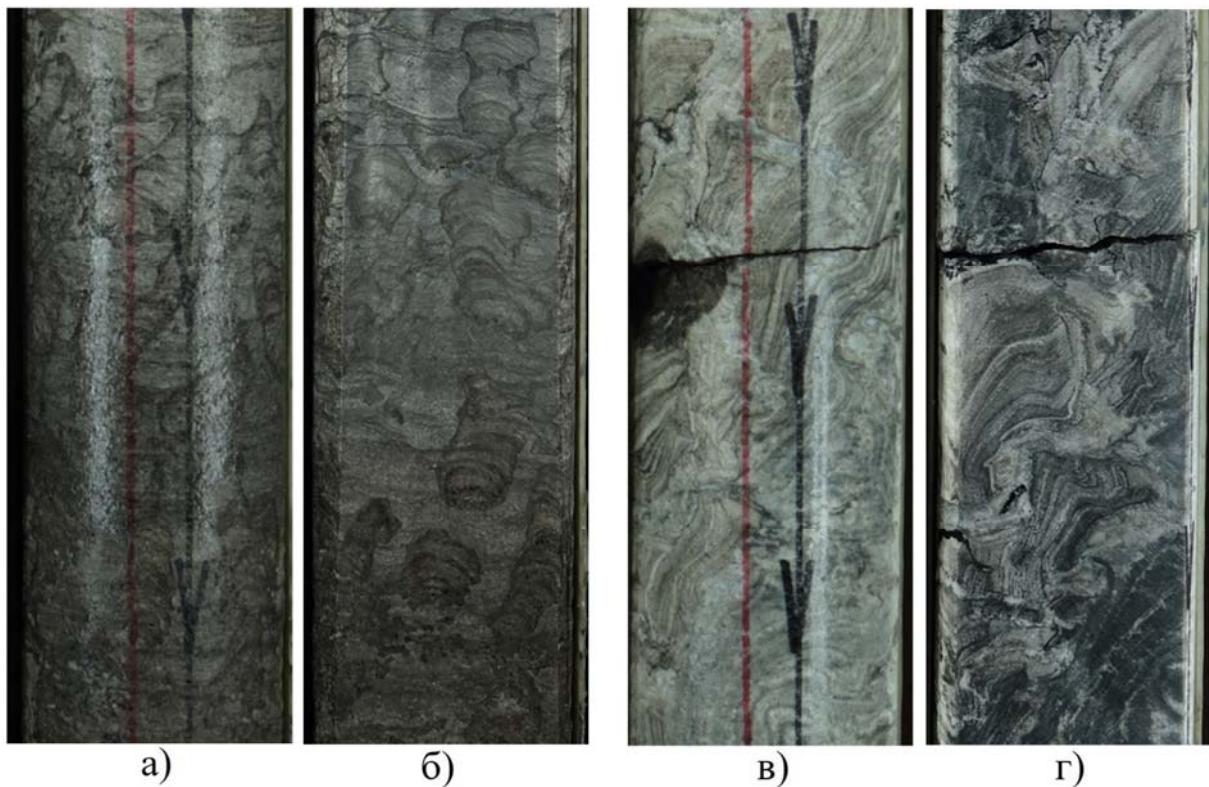


Рис. 2. Фотографии кернового материала: а) строматолитовый доломит (нераспиленный керн); б) столбчатые строматолиты в прижизненном положении (продольный спил керна); в) карбонатная брекчия (нераспиленный керн); г) карбонатная брекчия с обломками строматолитов (продольный спил керна)

В скважине были проведены комплексные геофизические исследования интервала. По результатам интерпретации акустического, плотностного и нейтронного каротажа выделены интервалы с улучшенными коллекторскими свойствами христофоровского горизонта. Эффективная толщина пропластков изменяется от 0,6 до 1,8 м, пористость 5–10 %, проницаемость 2–10 мД (рис. 3).

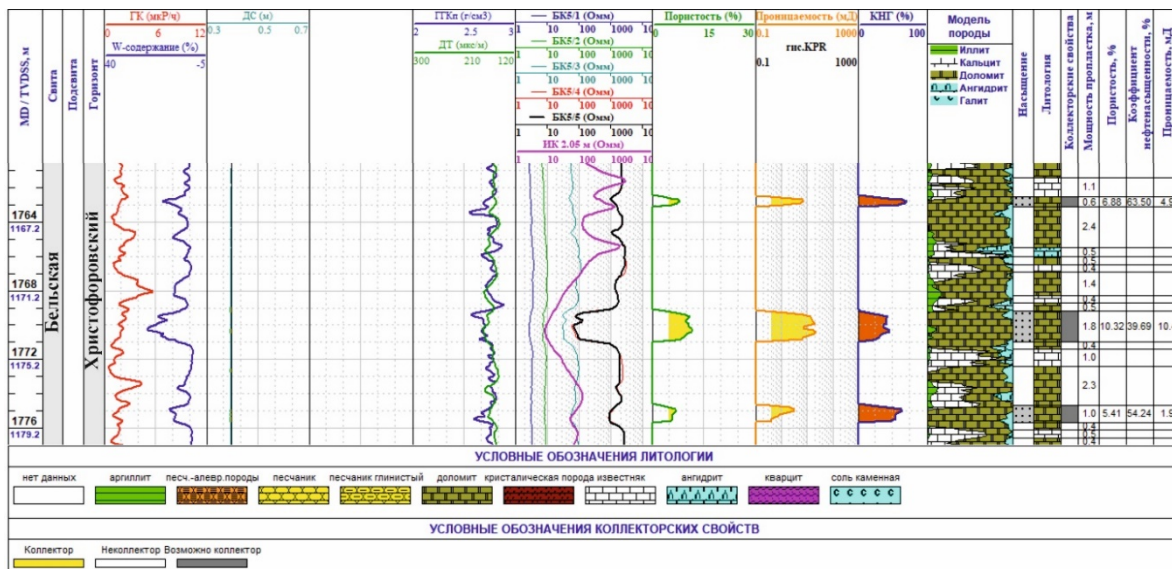


Рис. 3. Фрагмент планшета с результатами интерпретации данных ГИС

Таким образом, впервые за последние годы отобран керн в христофоровском горизонте в таком значительном объёме за счёт средств частного недропользователя на территории Иркутской области.

Подтверждены данные о наличии органогенных построек в карбонатных горизонтах нижнего кембрия, подтверждена их потенциальная нефтегазоносность.

Вновь полученные данные в ближайшее время позволят определить критерии нефтегазоносности межсоловых карбонатных интервалов нижнего кембрия, выделить перспективные зоны и объекты на наличие УВ, уточнить подсчётные параметры.

Поиск залежей, связанных с органогенными постройками нижнего кембрия, может стать новым вектором для геологоразведки на юге АЛС.

Список литературы

Биоморфные карбонаты в шлифах из керна скважины Иркутская 1 как возможный ключ к модели ловушки углеводородов / А. Г. Вахромеев, Т. Н. Корнилова, Н. В. Мисюркеева [и др.] // Новые идеи в геологии нефти и газа-2023. М., 2023. С. 64–68.

Геологическое строение природных резервуаров венда и венд-кембрия юго-восточной части Ангаро-Ленской ступени по результатам нового этапа ГРП на нефть и газ / А. Г. Вахромеев, Д. О. Мамаков, Е. В. Демидова [и др.] // ПРОнефть. Профессионально о нефти. 2023. Т. 8, № 3. С. 22–37. DOI: 10.51890/2587-7399-2023-8-3-22-37.

Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность / В. Г. Кузнецов, Л. Н. Илюхин, О. В. Постникова [и др.]. М. : Научный мир, 2000. 104 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. Т. 1. Стратиграфия / ред. Ю. Я. Шабанов. Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.

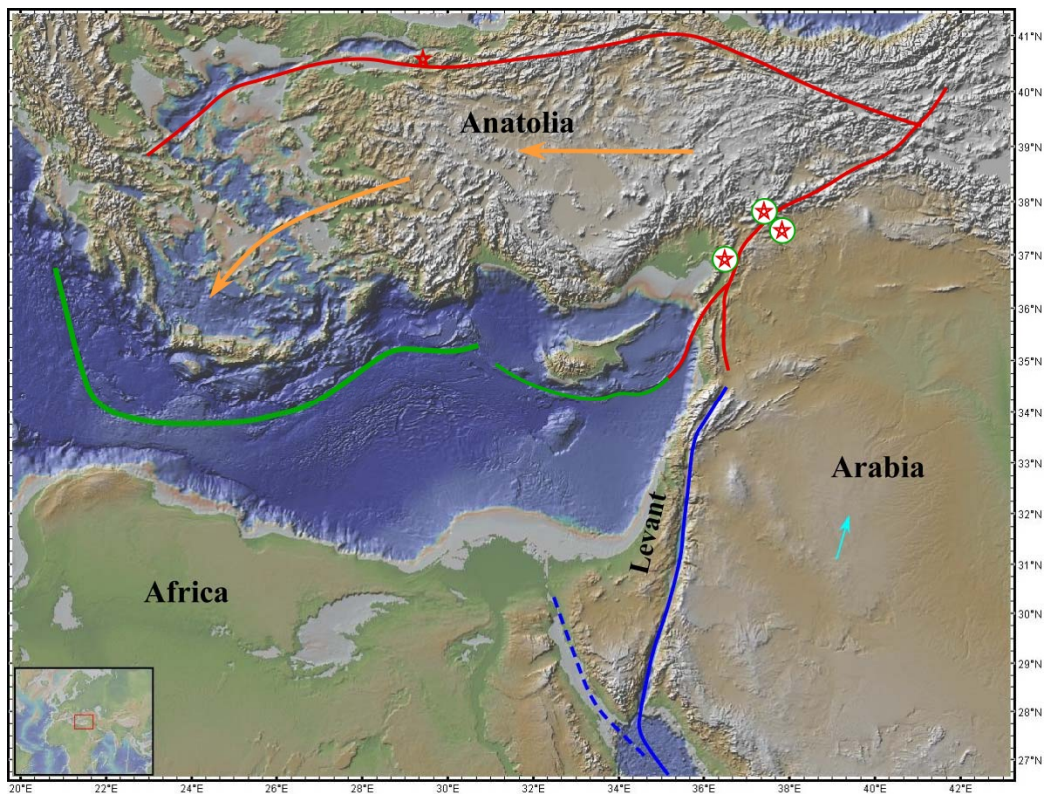
THE LEVANT RIFT: A CONTINENTAL TRANSFORM FAULT OR AN EMERGING OCEAN?

Y. Mart¹, O. V. Lunina²

¹Leon Recanati Institute of Maritime Studies, University of Haifa, Haifa, Israel, yossimart@gmail.com

²Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

The Levant Rift is a 1000 km long structural depression with elevated flanks that extends from the northern Red Sea to southeastern Anatolia and its tectonic characteristics is controversial. The conventional interpretation argues that the Rift is a continental transform fault, generated from the opening of the Red Sea, an incipient ocean that separates the Arabian from the African Plates and offset Arabia 105 km northwards (Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981). That interpretation argues that the rift was initiated in the early Miocene with the break-up of the Gulf of Aden and the subsequent opening of the Red Sea, its rate of left-lateral displacement is about 5 mm/year, and its northern edge connects to the sinistral East Anatolian Fault (Le Pichon, Francheteau, 1978).



Main tectonic outlines of the Levant. The incipient oceanic accretion rift marked blue, and its inactive consider stable Africa. Insert: location map. branch in the Suez rift is marked by a dashed line, The East and the North Anatolian strike-slip faults are marked red. Note the split in the southern edge of the East Anatolian, Fault, where both branches are active. The NeoTethyan subduction front is marked green. Red stars in white circles mark the foci of the 2023 destructive earthquakes and a red star – the 1999 Izmit earthquake. Orange arrows mark the westwards migration of Anatolia, which is about 25 mm/yr in the east and increases westwards. While pale blue arrow marks the northwards motion of Arabia, at about 5 mm/yr. Offset measurements.

Fieldwork and analogical structural experiments raised the tectonic possibility that the break-up of the Levant Rift is an extension on the emerging ocean of the Red Sea (Mart, Horowitz, 1981; Mart, Dauteuil, 2000). The Gulf of Aden and the Red Sea were generated by the gradual shift in the style of convergence along the Bitlis-Zagros suture from subduction of collision (Bellahsen et al., 2013). This change led to regional extension that tore apart Arabia from Africa since the late Oligocene, and later, since the late Miocene, rifted the Levant Rift while abandoning the Suez Rift. Evidence for this tectonic evolution was obtained from the extensive fluvial system that flowed from northern Arabia to the eastern Mediterranean Sea during the Miocene and early Pliocene, crossing the subsequent patterns rift and its elevated flanks (Mart, Vachtman, 2015). Another structural evidence was obtained from sandbox experiments in oblique extension that produced a series of en echelon small grabens generated by ascending diapirs from the experimental asthenosphere (Mart, Dauteuil, 2000), similar to the structures discovered in the northern Red Sea (Bonatti, 1985).

The fluvial evidence suggests that the rifting in the Levant and the uplift of its flanks was initiated in the late Miocene by oblique extension, extended from the emerging ocean of the Red Sea. That extension generated a series of small rifts enhanced by magmatic diapirs, such as the Gulf of Elat ('Aqaba), the Dead Sea, the Sea of Galilee and the Lebanese Baqa'a. The growth of these grabens and the uplift of their flanks gradually truncated the Levantine fluvial system. A splay of faults, which characterizes the structural geology of Lebanon and western Syria (Mart et al., 2005), marks the northern edge of the Levant Rift. It seems therefore that the Levant Rift is at present a continental rift, but its destiny is likely to generate a new ocean.

References

- Bellahsen N., Husson L., Autin J., Leroy S., d'Acremont E. The effect of thermal weakening and buoyancy forces on rift localization: Field evidences from the Gulf of Aden oblique rifting. *Tectonophysics*, 2013, vol. 607, pp. 80–97.
- Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature*, 1985, vol. 316, pp. 33–37.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift. *Transactions of the Royal Society*, London A-267, 1970, pp. 107–130.
- Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 1981, vol. 80, pp. 81–108.
- Le Pichon X., Francheteau J. A plate-tectonic analysis of the Red Sea – Gulf of Aden Area. *Tectonophysics*, 1978, vol. 46, pp. 369–406.
- Mart Y., Dauteuil O. Analogue experiments of propagation of oblique rifts. *Tectonophysics*, 2000, vol. 316, pp. 121–132.
- Mart Y., Horowitz A. The tectonics of the Timna region in southern Israel and the evolution of the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 1981, vol. 79, pp. 165–199.
- Mart Y., Ryan W. B. F., Lunina O. V. Review of the tectonics of the Levant Rift system: the structural significance of oblique continental breakup. *Tectonophysics*, 2005, vol. 395, pp. 209–232.
- Mart Y., Vachtman D. The geodynamic interaction between the Neogene rivers and the segmented Levant rift system. *Comptes Rendus Geosciences*, 2015, vol. 347, pp. 191–200.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТРАХИДАЦИТ-РИОЛИТОВЫХ ГАЛЕК И ПЕСЧАНОГО НАПОЛНИТЕЛЯ СРЕДНЕЮРСКИХ И НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ БЕРЕГУ БАЙКАЛА

А. Р. Монгуш¹, С. Н. Коваленко¹, С. В. Рассказов^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Основание изученных среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала представлено архейскими и протерозойскими метаморфическими и осадочными породами в пределах Приморского хребта, а также по побережью оз. Байкал в районе Бол. Котов: архейской шарыжалгайской серии, нижнепротерозойской ольхонской серии, байкальской рифейской серии; а также магматическими раннепротерозойскими породами гранитоидного состава.

Среднеюрские отложения Ангаро-Котинской впадины [Континентальный верхний ... , 2001] на северо-западном берегу Байкала, на м. Скрипер и в истоках р. Ангары, галька которых и явилась объектом нашего внимания, представлены юрскими конгломератами, представляющими собой псефитовую породу с окатанной галькой разнообразных размеров вплоть до валунов 30×40 см. В составе среднеюрских галек присутствуют граниты, эффузивы, слабо раскристаллизованные субвулканические породы (долериты?), кварциты, кварц. Гальки эффузивных пород среднегокислого состава составляют 5–10 %. Гальки частично окатаны, частично угловаты, преобладающий размер 5–8 см, соотношение галек и плотно сцементированного песчаного наполнителя составляет приблизительно 60:40 [Источник трахидацит-риолитовых ... , 2022; Сходство и различие ... , 2023].

Плиоценовые галечники долины Пра-Манзурки в составе манзурского аллювия, который распределяется вдоль долины Пра-Манзурки и представляет собой переslaивание и линзование галечников и песков. По вертикали чередуются слои песков и галечников, мощность которых достигает 5 м. Параллельная слоистость проявляется в пачках мелкозернистых алевритистых песков и галечников, в песках преобладает косая слоистость. В подавляющей массе пески манзурского аллювия разнозернисты и хорошо отмыты от глинистых частиц [Павловский, Фролова, 1941; Логачев, Ломоносов, Климанова, 1964]. Состав галек весьма разнообразен.

При изучении магматических галек из среднеюрских и нижнеплиоценовых конгломератов на северо-западном берегу Байкала были проведены следующие работы:

1) предварительное изучение материала для систематики и выбора образцов для геохимических исследований;

2) описание и фото-документация шлифов на микроскопе MicroOptix, MX 400 с использованием камеры TOURTEK PHOTONICS FMA050;

3) сравнительные геохимические исследования галек из разновозрастных стратонов.

Петрографически группы галек не различаются между собой. В шлифах наблюдается тонкозернистая основная масса кварц-полевошпатового состава с рассеянным рудным минералом, в которую погружены хорошо оформленные, часто шестоватые фенокристаллы олигоклаз-альбитового состава и калиевого полевого шпата. Темноцветные железомagneзиальные силикатные минералы представлены редкими зернами биотита. Преобладает тонкозернистая основная масса, но встречаются также образцы с хорошо раскристаллизованной основной массой. В последнем случае мож-

но видеть изометричные зерна кварца, полевого шпата, рудного минерала и мельчайшие слабо индивидуализированные темноцветные минералы.

Сравнительные геохимические исследования галек из разновозрастных стратонів выявили в манзурском аллювии средней части долины Пра-Манзурки единичные трахидацит-риолитовые гальки, которые можно относить к размытым юрским конгломератам. Установлена существенная роль галек из других источников.

В составе мелкообломочного наполнителя манзурских галечников обнаружены литогеохимические признаки вероятного присутствия в нем материала цемента юрских конгломератов. Наиболее показательна в этом отношении отрицательная Eu-аномалия, характерная не только для песчаного связующего материала юрских конгломератов и плиоценовых галечников, но и для трахидацит-риолитовых галек разновозрастных стратонів. Переход песчаного наполнителя к положительной Eu-аномалии может служить показателем возрастания роли материала, поступающего из источника метаморфических пород. Особенность источника (или источников) песчаного наполнителя манзурских галечников проявляется в Th/Co аномалии [Сходство и различие ... , 2023].

Настоящая работа подготовлена по материалам, собранным несколькими поколениями студентов на учебных и производственных практиках в 2017–2023 гг. и обработанным в течение обучения по программам бакалавриата и магистратура геологического факультета ИГУ под руководством профессора С. В. Рассказова и доцента С. Н. Коваленко. Для сравнения среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений необходимы дополнительные исследования обломочного материала Приморского хребта и аллювия южной (приголоустенской) части долины Пра-Манзурки.

Список литературы

Источник трахидацит-риолитовых галек среднеюрских конгломератов на северо-западном берегу Байкала: сопоставление галек с породами магматических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя Забайкалья / Р. В. Олиферовский, Е. А. Седунова, И. Б. Шаметова [и др.] // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 53–79.

Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья / В. М. Скобло, Н. А. Лямина, И. В. Лузина, А. Ф. Руднев. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М. : Наука, 1964. 195 с.

Павловский Е. В., Фролова Н. В. Древние долины Лено-Ангара-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Сходство и различие состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки / А. Р. Монгуш, А. А. Бокарева, А. Н. Подлинов [и др.] // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 51–81.

ПОИСК НОВЫХ ПОДХОДОВ К ИССЛЕДОВАНИЮ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НА ОСНОВЕ БЕСПИЛОТНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ)

А. С. Низовцев, О. В. Лунина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Крутые склоны представляют опасность, т. к. они склонны к разрушению при небольшом изменении действующих на них сил [Gigli, Casagli, 2011]. Камнепад – широко распространенная геологическая опасность в горных районах и вдоль дорог, которая может повредить транспортные коридоры, сооружения и инфраструктуру [Varnes, 1978]. В связи с этим их мониторинг имеет решающее значение для предупреждения и оценки угроз.

Геометрические свойства сети трещин влияют на механическое поведение массивов горных пород [Buyer, Schubert, 2017]. Следовательно, изучение систем трещин в горных выработках имеет решающее значение, поскольку они контролируют механизмы разрушения [Discontinuity set extraction ... , 2022].

Традиционный метод подразумевает измерение азимута и угла падения разрывных нарушений геологическим компасом. Однако результаты замера сильно зависят от выбора трещин специалистом, его компетенции и профессионализма. Кроме того, на крутых склонах невозможно получить точные данные с помощью геологического компаса, т. к. его использование может оказаться затруднительным из-за расположения обнаженного массива горных пород на недоступной высоте или его сильной раздробленности [Advanced geosstructural survey ... , 2009]. В связи с этим актуален поиск новых подходов к исследованию трещиноватости на основе новых технологий.

Одним из методов изучения геометрических особенностей горных массивов является беспилотная аэрофотограмметрическая и LIDAR-съемка, построение 3D-моделей и плотных облаков точек по её результатам и извлечение систем трещин в специальных программах путем ручного, полуавтоматического и автоматического способов определения элементов залегания трещин. Данный метод позволяет сокращать время на сбор информации, получать большие объемы данных и информацию об ориентации трещин на участках, где полевые работы невозможны. Как следствие, появляется возможность наиболее полно характеризовать исследуемые объекты с получением их цифровой модели.

Цель настоящего исследования – на примере выходов горных пород в Байкальском рифте изучить эффективность применения автоматизированного извлечения трещин из плотного облака точек.

Данные о разрывах были получены путем их измерений геологическим компасом на участках, которые доступны для непосредственного изучения, а также с трехмерных облаков точек, созданных на основе результатов беспилотной аэрофотограмметрической съемки в программе Agisoft Metashape. Далее они обработаны в программах DSE (Discontinuity Set Extractor) и CloudCompare (FACET).

Метод фотограмметрии использует фотоизображения. Для построения плотного облака в программе Agisoft Metashape используется алгоритм Structure from Motion, который применяется в дополнение к базовой математике фотограмметрии. Этот метод используется для создания 3D-моделей объекта или топографии из перекрывающихся 2D-изображений [Ground volume assessment ... , 2017]. Алгоритм находит общие точки на каждом изображении и выравнивает их. Трехмерные структуры

создаются из серии перекрывающихся кадров путем поиска и сопоставления общих точек в серии перекрывающихся изображений.

Целью использования DSE и FACET является выявление и выделение статистически значимых систем трещин из плотного облака точек, построение диаграмм трещиноватости и геометрических характеристик выделенных плоскостей.

Полевые работы по сбору данных проводились на трех обнажениях, расположенных в зонах активных разломов на северо-западном побережье оз. Байкал. Первое – Красноярское, находится в точке с координатами $52,419215^\circ$ с. ш.; $105,861931^\circ$ в. д., второе – Среднекедровое в точке $54,460709^\circ$ с. ш.; $108,534541^\circ$ в. д. и третье – Сарминское в точке $53,1278^\circ$ с. ш.; $106,8455^\circ$ в. д.

В ходе работ проводились ручные измерения геологическим компасом и беспилотная аэрофотограмметрическая съемка с применением DJI Phantom 4. По результатам фотограмметрии были построены плотные облака точек в программе Agisoft Metashape, после чего происходила обработка и анализ их в программах DSE и CloudCompare. В результате в первой программе были созданы классифицированные облака точек с выделенными максимумами трещиноватости, во второй – векторные полигоны, соответствующие плоскостям разрывов. По полевым массовым замерам трещин и результатам их извлечения автоматизированными методами строились диаграммы (рис. 1).

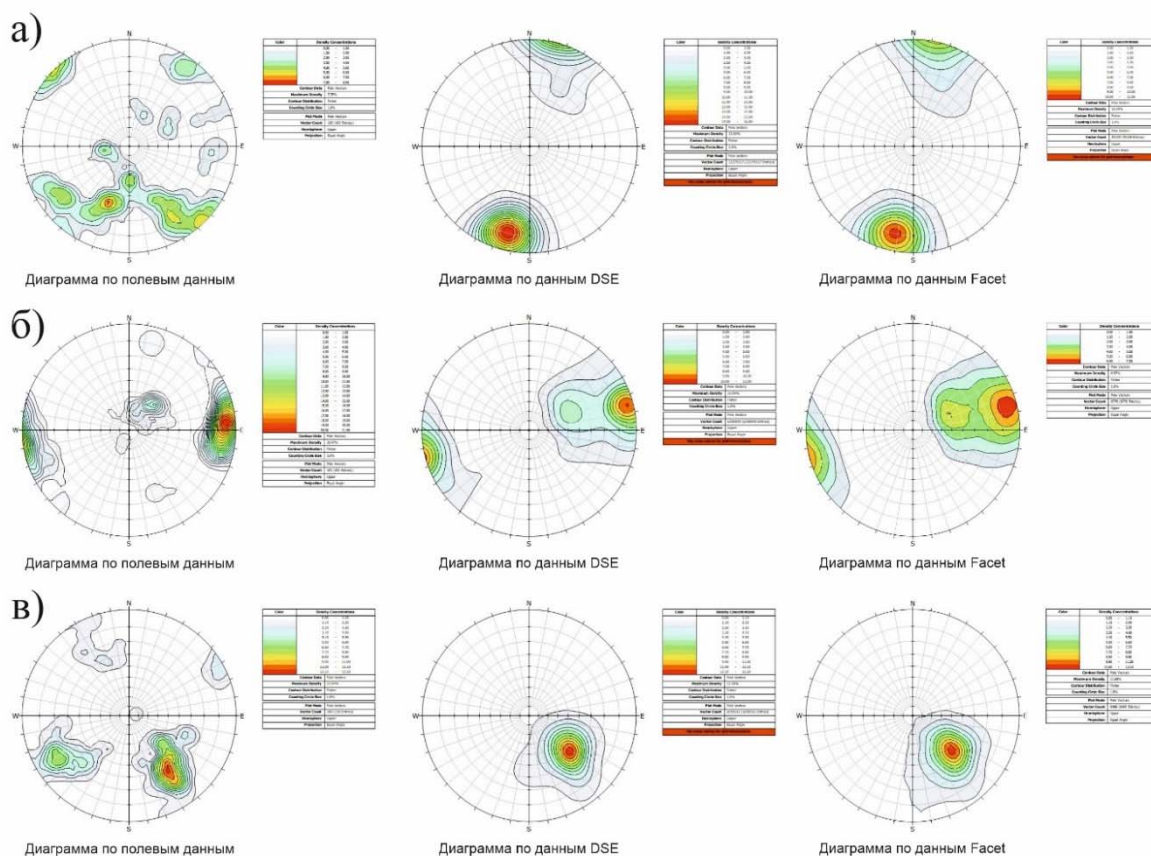


Рис. 1. Диаграммы трещиноватости: а) Красноярское обнажение; б) Среднекедровое обнажение; в) Сарминское обнажение

По результатам сравнения диаграмм можно сказать, что оба автоматизированных метода выдают схожий с ручными замерами главный максимум с погрешностью в 10 градусов по азимуту падения и от 10 до 20 градусов по углу падения. Сравнивая

отдельные плоскости, измерение которых проводилось на объекте, на плотных облаках и векторных полигонах, методы показали результаты, схожие с полевыми замерами (рис. 2).

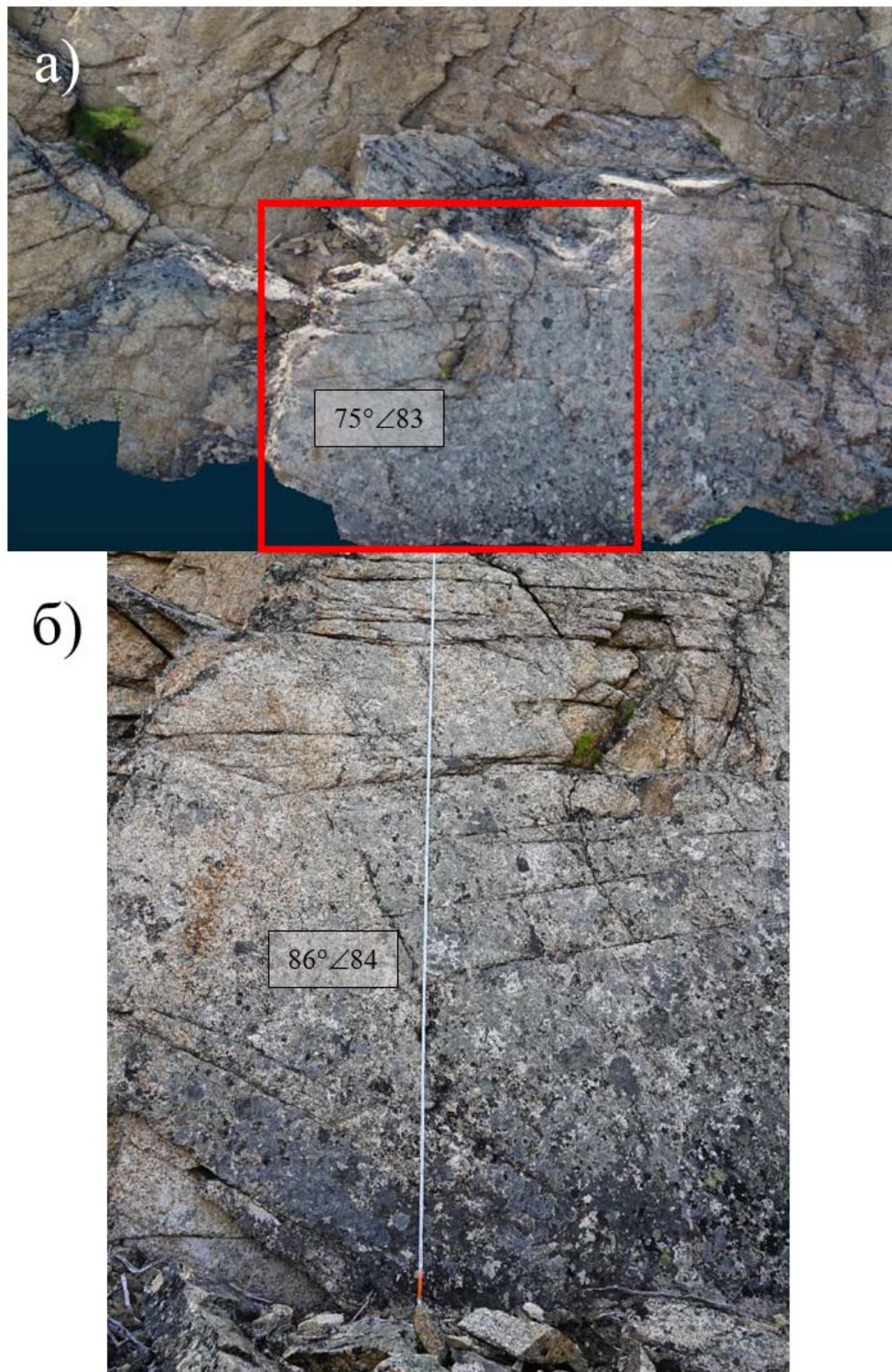


Рис. 2. Среднекедровое обнажение: а) плотное облако точек; б) фотография, сделанная на обнажении

Кроме того, в ходе исследования была проведена беспилотная аэрофотограмметрическая съемка стенки отрыва обвала, находящегося на высоте около 400 м в пади Озерко, в 4 км юго-западнее с. Голоустное. Из-за труднодоступности выхода, измерения непосредственно на обнажении не проводились, но с помощью автоматизированных методов, используемых DSE и FACET получилось построить плотное облако горного массива и диаграммы трещиноватости (рис. 3). Основной максимум на полученных диаграммах отражает азимут падения главной стенки отрыва, которая по направлению совпадает с наблюдаемой на спутниковых снимках.

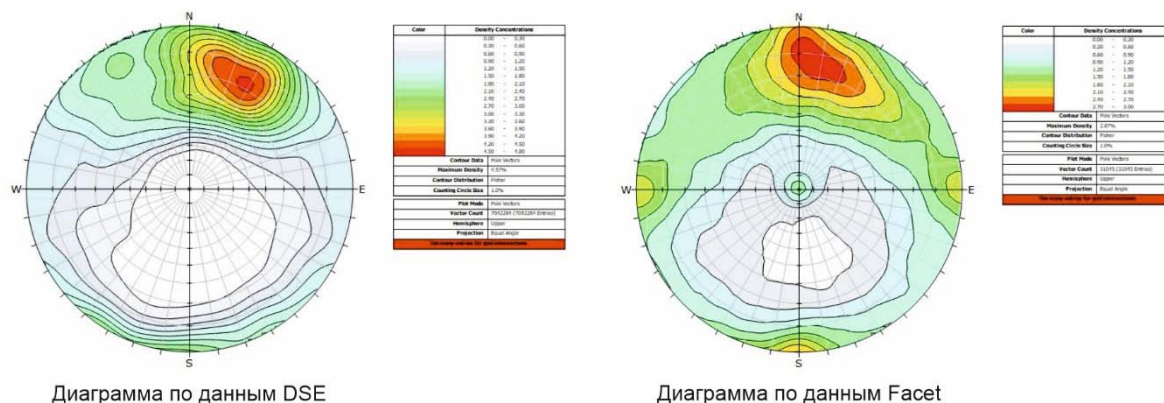


Рис. 3. Диаграммы трещиноватости обнажения, образованного в результате обвала в пади Озерко

Таким образом, автоматизированные методы извлечения наборов трещин из плотных облаков, построенных по результатам беспилотной аэрофотограмметрии, позволяют проводить анализ опасных труднодоступных участков горных массивов для их мониторинга и дальнейшей оценки угроз обвалов.

Авторы благодарны А. А. Гладкову за проведение аэрофотограмметрической съемки выходов горных пород.

Список литературы

- Advanced geostructural survey methods applied to rock mass characterization / A. M. Ferrero, G. Forlani, R. Roncella, H. I. Voyat // *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 2009. Vol. 42. P. 631–665.
- Buyer A., Schubert W. Calculation the spacing of discontinuities from 3D point clouds // *Procedia Engineering*. 2017. Vol. 171. P. 270–278.
- Discontinuity set extraction from 3D point clouds obtained by UAV Photogrammetry in a rockfall site / M. Yakar, A. Ulvi, A. Y. Yiğit, A. Alptekin // *Survey Review*. 2022. DOI: 10.1080/00396265.2022.2119747.
- Gigli G., Casagli N. Semi-automatic extraction of rock mass structural data from high resolution LIDAR point clouds // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2011. Vol. 48, N 2. P. 187–198.
- Ground volume assessment using structure from motion photogrammetry with a smartphone and a compact camera / R. Wróżyński, K. Pyszny, M. Sojka [et al.] // *Open Geosciences*. 2017. Vol. 9, N 1. P. 281–294. DOI: 10.1515/geo-2017-0023.
- Varnes D. J. Slope movement types and processes / Eds. R. L. Schuster, R. J. Krizek // *Landslides, Analysis and Control*, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 1978. P. 11–33.

ФОРМИРОВАНИЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В ЗАЛИВЕ СОР-ЧЕРКАЛОВА

А. М. Плюснин, А. В. Украинцев, А. О. Бурхисанов

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Залив Сор-Черкалово примыкает к дельте р. Селенга в ее южной части. Этот залив отделяется от акватории оз. Байкал островами Карга-Бабья. На топографических картах, изданных в 1998 г., в южной части залива выделяется полуостров и два острова, протянувшихся в северном направлении на расстояние 7,4 км. Параллельно этой цепочке островов во внутренней части залива располагается о. Чайчий.

В настоящее время на спутниковых снимках просматривается значительно удлинившийся в северном направлении полуостров и три острова Карга-Бабья. Эта цепочка островов практически примыкает к островам дельты, расположенным на правом берегу протоки Шаманка. К ранее существующим островам добавилась суша протяженностью ~6 км. В результате залив Сор-Черкалово полностью отделен от Байкала островной дугой (рис.). Анализ спутниковых снимков показал, что два крайних северных острова, входящих в островную дугу, были образованы за короткое время. Второй из них (L14) из песчаного бара превратился в остров за 28 лет. Третий в виде слабо просматриваемой песчаной косы на спутниковых снимках появился в 1998 г., за 24 года он сформировался в виде песчаного осередка.

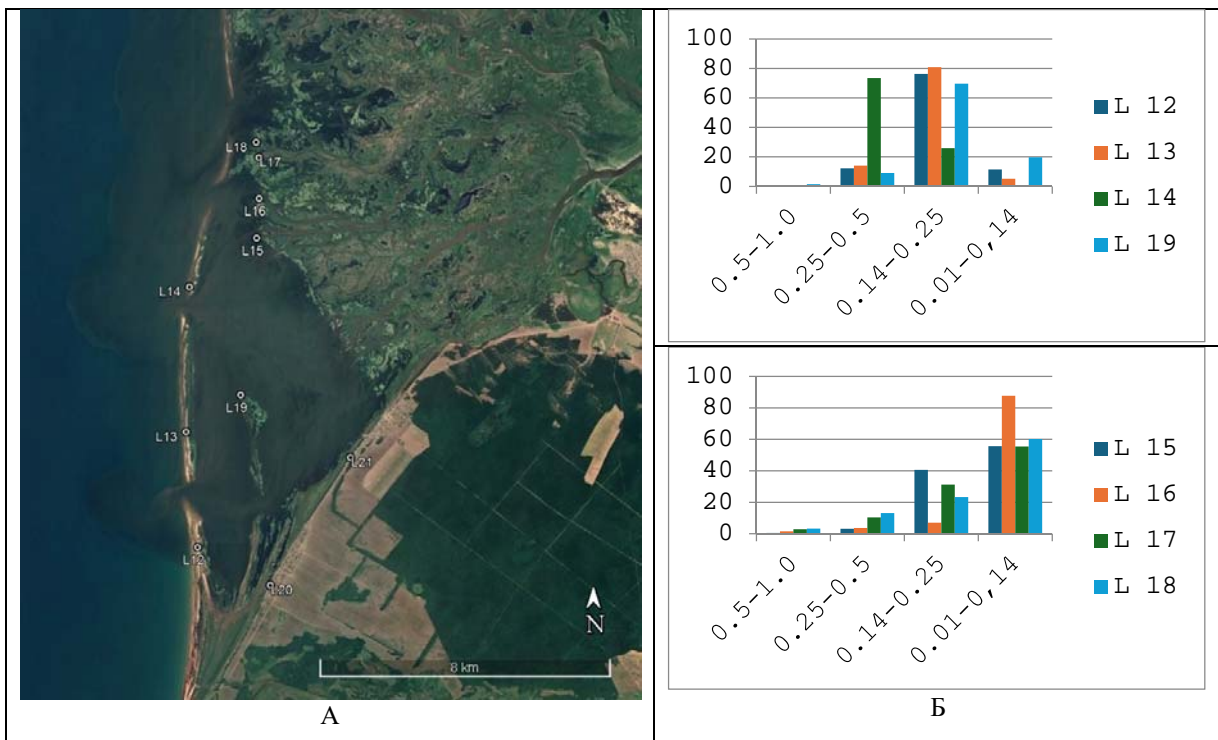


Рис. Спутниковый снимок залива Сор-Черкалово с местами отбора проб песчаных отложений (А) и гранулометрический состав песка островов Карга-Бабья, дельты Селенги (Б).

Не вызывает сомнения, что основная часть песчаного материала в этом районе привносится рекой Селенга. Но участвовал-ли песок, сформировавшийся в дельтовых отложениях в рассматриваемый промежуток времени в образовании островов? Нами

исследован гранулометрический и химический состав песков, слагающих острова и окружающую территорию.

На рис., *Б* видно, что по гранулометрическому составу песок островов отличается от песка, отложившегося в дельте. В песке островов значительно больше крупной фракции, чем в дельте. По химическому составу песок, отложившийся на островах, также отличается по ряду параметров. Так на островах значительно больше циркония, ниобия, иттрия, тория и значительно меньше серы. То есть в песке островов доминируют химические элементы, которые находятся в устойчивых к выветриванию минералах. Такой песок накоплен в пляжах, ограждающих острова от акватории Байкала.

Таким образом, загадку быстрого формирования островов надо искать не в увеличении приноса песка Селенгой, а в изменении гидрологического режима озера. После зарегулирования стока из оз. Байкал был установлен нормальный подпорный уровень (НПУ) 457,0 м ТО. Как показали наблюдения, абразионные процессы побережья многократно возрастают при уровне воды превышающей НПУ [Плюснин, 2023]. Интенсивность абразии определяется длительностью стояния воды выше этой отметки, чем длительнее период наводнения, тем сильнее разрушаются берега. Нужно отметить, что наибольшая абразия берегов происходит в период осенних штормов, которые наблюдаются на Байкале обычно в сентябре – ноябре. Когда уровень воды в Байкале меньше НПУ, абразия сменяется аккумуляцией. В этот период происходит перемещение осадков вдоль берега, производится их сортировка по крупности частиц. Вдоль береговые течения в этом районе направлены с юга на север. В этом направлении и перемещаются песчаные осадки. В рассматриваемый период 1984–2022 гг. наблюдалось два периода высокого уровня Байкала (1984–1996 гг., 2020–2021 гг.) и один продолжительный период низкой воды (1997–2019 гг.). В период высокого уровня в результате абразии в водоем поступил значительный объем горных пород. В продолжительный маловодный период они перемещались вдоль береговым течением до залива Сор-Черкалово. Здесь произошло столкновение с течением из залива, куда поступает вода из Селенги. Вдоль береговое течение замедлилось и в этом месте началось накапливание песка – вначале удлинение полуострова, затем формирование островов. Прирост площади островной дуги происходит с юга на север, так как образующиеся острова ослабляют воздействие на вдольбереговое течение потока воды из залива. В период второго периода наводнения произошла деформация поверхности образовавшихся островов. Часть мелкого песка была перенесена волнами с западного на восточный берег, где образовались песчаные отмели. Таким образом, причиной интенсивного роста островной дуги в заливе Сор-Черкалово стало зарегулирование стока Байкала и увеличение в связи с этим интенсивности абразионных процессов.

Работа выполнена в рамках проекта ААА-А21-121011890033-1. Геоэкологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока и Исследование негативных физико-геологических явлений на восточном побережье Байкала (121112400008-2).

Список литературы

Плюснин А. М. Количественная оценка абразионного разрушения берегов Байкала в связи с подъемом уровня плотинной Иркутской ГЭС // Материалы V Всеросс. науч. конф. с междунар. участием им. профессора С. Л. Шварцева. Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Томск, 2023. С. 28–32.

FORMATION OF AN ISLAND ARC IN THE SOR-CHERKALOV BAY

A. M. Plyusnin, A. V. Ukraintsev, A. O. Burhisanov

Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Ulan-Ude, Russian Federation

The Sor-Cherkalov Bay adjoins the delta of the Selenga River in its southern part. This bay is separated from the waters of Lake Baikal by the Karga-Babya islands. A peninsula and two islands, stretching northward for a distance of 7.4 km, stand out in the southern part of the bay on topographic maps published in 1998. Chayachy Island is parallel to this chain of islands in the inner part of the bay.

Currently, satellite images show a significantly longer peninsula and three islands of Karga-Babya. This chain of islands is practically adjacent to the delta islands located on the right bank of the Shamanka channel. Land with a length of ~6 km was added to the previously existing islands. As a result, the Sor-Cherkalov Bay is completely separated from Lake Baikal by an island arc (Fig.). Analysis of satellite images showed that the two northernmost islands included in the island arc were formed in a short time. The second of them (L14) turned from a sand bar into an island in 28 years. The third one appeared on satellite images in 1998 in the form of a weakly visible sand spit; over 24 years it formed as a sandy mid-channel bar.

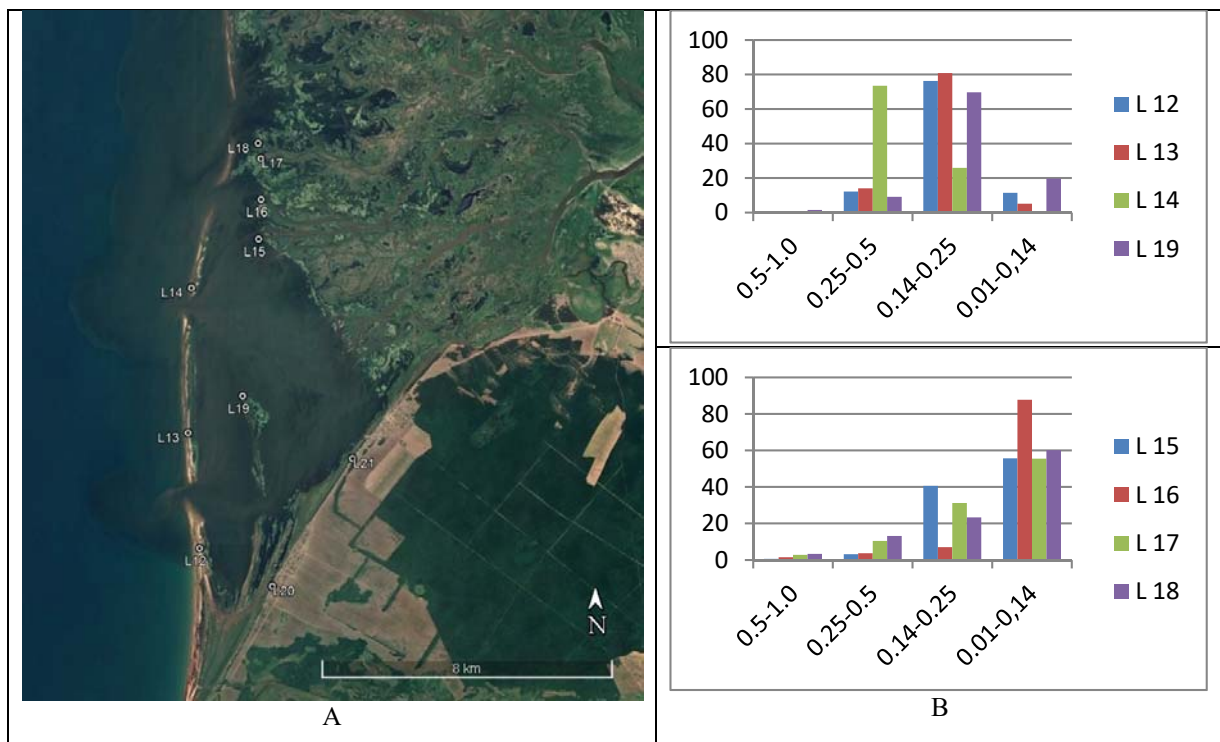


Fig. 1. Satellite image of Sor-Cherkalov Bay, with sand sediment sampling sites (A) and granulometric composition of sand on the Karga-Babya islands and Selenga delta (B).

There is no doubt that the bulk of the sandy material in this area is brought by the Selenga River. But did the sand that formed in the delta sediments during the period of time under consideration participate in the formation of the islands? We have studied the granulometric and chemical composition of the sands that make up the islands and surrounding area.

Figure B shows that the granulometric composition of the sand on the islands differs from the sand deposited in the delta. There is significantly coarser fraction in the sand of the islands than in the delta. The chemical composition of the sand deposited on the islands also differs in a number of parameters. The islands contain significantly more zirconium, niobium, yttrium, thorium and significantly less sulfur. That is, the sand of the islands is dominated by chemical elements that are found in weathering-resistant minerals. Such sand is accumulated in the beaches that fence the islands from the waters of Lake Baikal.

Thus, the mystery of the rapid formation of islands should be sought not in the increase in the sand supply by the Selenga, but in a change in the hydrological regime of the lake. After regulating the flow from Lake Baikal, a full reservoir level of 457.0 m was established. As observations have shown, coastal abrasion processes increase many times when the water level exceeds the full reservoir level (Plyusnin, 2023). The intensity of abrasion is determined by the duration of water standing above this level; the longer the flood period, the more the banks are destroyed. It should be noted that the greatest abrasion of the shores occurs during autumn storms, which are observed on Lake Baikal, usually in September–November. When the water level in Lake Baikal is below the full reservoir level, abrasion gives way to accumulation. During this period, sediments move along the coast and are sorted by particle size. Coastal currents in this area are directed from south to north. Sand sediments move in the same direction. In the considered interval of 1984–2022, there were two periods of high water levels of Lake Baikal in 1984–1996 and 2020–2021 and one long period of low water in 1997–2019. During the period of high levels, as a result of abrasion, a significant volume of rocks entered the reservoir. During a long period of low water, they moved along the coastal current to the Sor-Cherkalov Bay. Here there was a collision with the current from the bay, where water flows from the Selenga. The coastal current slowed down and sand began to accumulate in this place; at first it was the lengthening of the peninsula, then the formation of islands. The area of the island arc increases from south to north, as the forming islands weaken the impact of the water flow from the bay on the coastal current. The surface of the resulting islands was deformed during the second flood period of 2020–2021. The waves carried some of the fine sand from the western to the eastern shore, where sandbanks formed. Thus, the reason for the intensive growth of the island arc in the Sor-Cherkalov Bay was the regulation of the Baikal flow and increasing in the intensity of abrasion processes connected with this.

Funding: The work was carried out within the framework of the project AAA-A21-121011890033-1 "Geoecological risks and extreme natural phenomena in Siberia and the Far East" and "Study of negative physical and geological phenomena on the eastern coast of Lake Baikal" (121112400008-2).

References

Plyusnin A. M. Quantitative assessment of abrasion destruction of the shores of Baikal in connection with the rise in level of the Irkutsk hydroelectric power station dam. *Water-Rock interaction: Geological evolution: Proceedings of the Fifth all-Russian scientific conference with international participation*. Tomsk, 2023, pp. 28–32.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ТРОГА

З. Н. Прошкина, М. Г. Валитов, И. А. Сигеев

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

Формирование Татарского трога, связанное с рифтингом и несколькими этапами тектоно-магматической активности, признано большинством исследователей (Жаров, 2002; Геология, геодинамика и ... , 2004; Злобин, Поплавская, Полец, 2011; Геотраверс региона ... , 2005 и т. д.). Отличительной особенностью северной части трога является меридиональное положение глубоководного Александровского прогиба, тогда как в Южно-Татарском бассейне в структуре Тернейского прогиба преобладающими направлениями являются северо-восточное и субширотное. Кроме того, существует некоторая широтная зональность в распространении магматогенных образований в западной части о. Сахалин, где неогеновые вулканогенные комплексы локализируются в юго-западной части острова, а вблизи северо-западного побережья преобладают меловые и раннепалеогеновые [Карта дочетвертичных ... , 2017]. В то же время со стороны континента обширное распространение неогеновых плато базальтов (Кизинской свиты) и неоген-четвертичных вулканитов (Совгаваньской свиты) наблюдается севернее 48° с. ш. [Карта дочетвертичных ... , 2017]. Ранее сейсмическими исследованиями [Глубинное ... , 1971] в приматериковой части был выявлен вал, где описывалось сокращение мощности земной коры с 26 до 20 км с юга на север, при этом минимальной мощности в 20 км земная кора достигала в районе мыса Сюркум. Позднее переинтерпретацией данных ГСЗ и плотностным моделированием существование данного вала было опровергнуто [Ломтев, Патрикеев, Сеначин, 2010]. По данным [Степашко, 2010], со стороны Сихотэ-Алиня в северо-восточном направлении простирается мантийный выступ, затрагивающий западное побережье Северо-Татарского бассейна. Все эти особенности в той или иной степени отражают общую эволюцию и стадии формирования как структур, обрамляющих шельф, так и глубоководных частей Татарского трога, где мощный слой осадочного чехла, достигающий порядка

7–9 км, не позволяет на сегодняшний день изучить фундамент, подстилающий кайнозойские отложения. Изучение глубинного строения Татарского трога, основано на профилях глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), отработанных еще в 70-х гг. XX столетия [Глубинное ... , 1971] и данных по геофизическим полям (гравитационном и магнитном), что на первом этапе позволило выделить основные структуры и сделать выводы относительно их формирования.

Новый этап изучения Татарского трога был начат Тихоокеанским океанологическим институтом (ТОИ) ДВО РАН в 2017 г., когда была организована первая комплексная геолого-геофизическая экспедиция на НИС «Академик Опарин». В период с 2017 по 2020 г. был проведен цикл таких экспедиций, покрывший геофизической съемкой всю площадь Татарского трога, вплоть до южного замыкания с Центральной котловиной Японского моря [Комплексная геолого-геофизическая ... , 2019; Геолого-геофизические и ... , 2022]. Полученные карты аномального гравитационного и магнитного полей хорошего разрешения и с привязкой высокой точности легли в основу данного исследования.

Одним из наиболее распространенных методов получения информации о глубинном строении земной коры по распределению геофизических полей является моделирование. В нашем случае был использован метод структурно-плотностного мо-

делирования, позволивший исследовать структуры вдоль модельных профилей МП 3 и МП 4 (рис. 1). Стоит заметить, что ранее нами были рассчитаны два профиля (МП 1 и МП 2), расположенные в Южно-Татарском бассейне, на основе которых была подтверждена рифтогенная природа центральной его части, представленной Тернейским прогибом [Глубинное строение ... , 2023]. Данными исследованиями было установлено, что севернее 48° с. ш. активный рифтинг, сформировавший центральную часть Тернейского прогиба не распространился, но затронул краевые части прогиба, отразившись в базификации фундамента и уплотнении вышележащих слоев разреза.

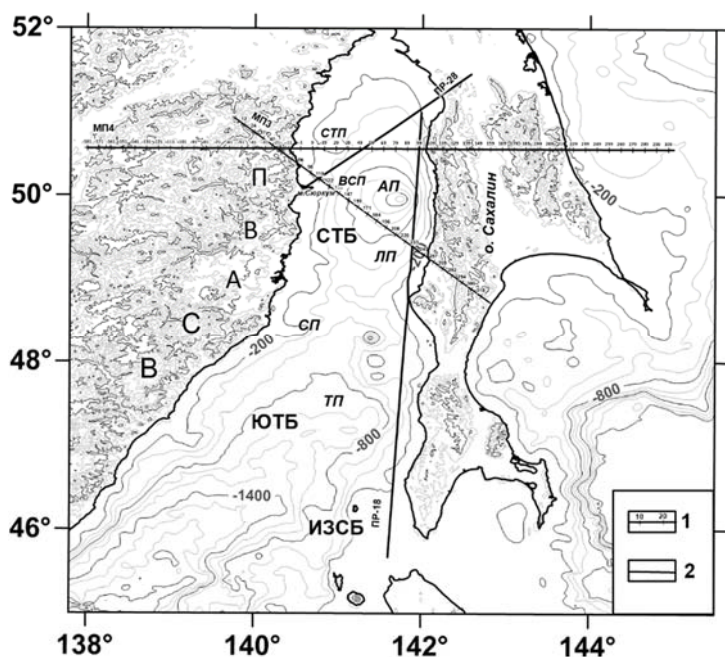


Рис. 1. Карта района исследований совместно с рельефом, в м. Сокращенные названия: ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, ЮТБ – Южно-Татарский бассейн, СТБ – Северо-Татарский бассейн, ИЗСБ – Иссыкари-Западно-Сахалинский бассейн, СП – Совгаваньское поднятие, ВСП – Восточно-Сюркумское поднятие, СТП – Северо-Татарское поднятие, ЛП – Лесогорский прогиб, АП – Александровский прогиб, ТП – Тернейский прогиб. 1 – профили структурно-плотностного моделирования, 2 – сейсмические профили ГСЗ, используемые в качестве привязки

Целью настоящего исследования является изучение глубинного строения земной коры Северо-Татарского бассейна по экспедиционным данным 2017–2020 гг. для выявления скрытой тектоники и детализации геологических особенностей, отраженных в прибрежных комплексах материковой части и на о. Сахалин.

На основе структурно-плотностного моделирования, выполненного в соответствии с установленными правилами привязки структурного каркаса и определении глубины основных сейсмо-плотностных границ, были рассчитаны две модели глубинного строения земной коры для Северо-Татарского бассейна (рис. 2, 3).

Как видно на рис. 2 и 3, оба профиля в центральных частях пересекают мощные осадочные прогибы: МП 3 – Лесогорский прогиб, МП 4 – Александровский прогиб; при этом депоцентры осадочных депрессий в обоих структурах сдвинуты в сторону о. Сахалин, а максимальное сокращение мощности земной коры наблюдается под консолидированными блоками фундамента, формирующими континентальный склон: Восточно-Сюркумским и Северо-Татарским поднятиями. Нужно отметить, что Восточно-Сюркумское поднятие имеет схожее строение с Совгаваньским поднятием, где также по результатам моделирования в верхней коре был выявлен вулканогенно-осадочный слой, плотностью 2,45–2,6 г/см³ и мощностью около 8 км, а в нижней – преимущественно «гранито-метаморфические» плотности (2,65(2,7)–2,75 г/см³ [Глубинное строение ... , 2023]. Верхняя кора Северо-Татарского поднятия более плотная (2,65–2,7 г/см³), а в фундаменте выявлены повышенные плотности 2,75–2,8 г/см³, что не позволяет сделать вывод о единстве данных структур. Кроме того, в тектоническом плане Восточно-Сюркумское поднятие с запада ограничивается мощной разломной

зоной, отчетливо выраженной в поле силы тяжести в виде гравитационной ступени на отметке 100 км, чего практически не отмечается на графике поля силы тяжести профиля МП 4. Надо полагать, что Северо-Татарское поднятие более консолидировано со структурами континента и не испытывало значительных преобразований в период поздне-палеоген-неоген-четвертичных этапов формирования Татарского трога. Однако уплотненная нижняя кора и общее сокращение мощности под данной структурой может говорить о глубинных процессах, в том числе мантийных, под влиянием которых земная кора структур, расположенных севернее м. Сюркум, оказалась сильно базифицирована в центральной части и переработана вулканическими процессами в пределах обрамляющей суши. В работе [Латеральная зональность ..., 2019] авторы приводят доказательства существования мантийного слэба в позднемеловое время в северной части Восточного-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, что могло стать причиной описанных выше глубинных особенностей.

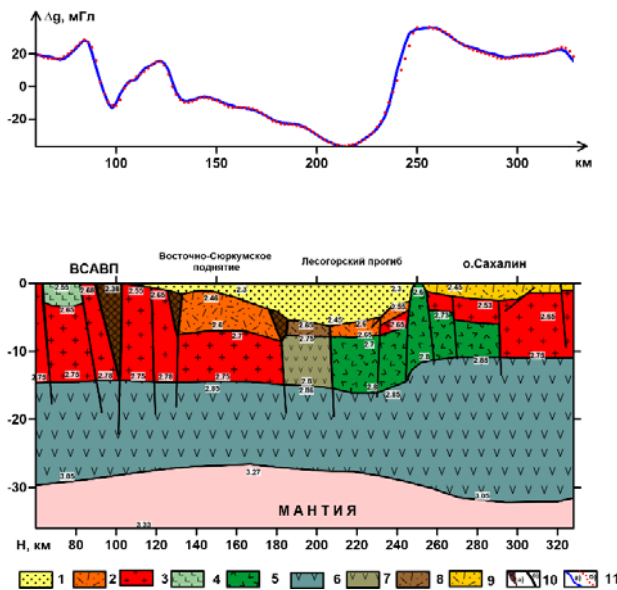
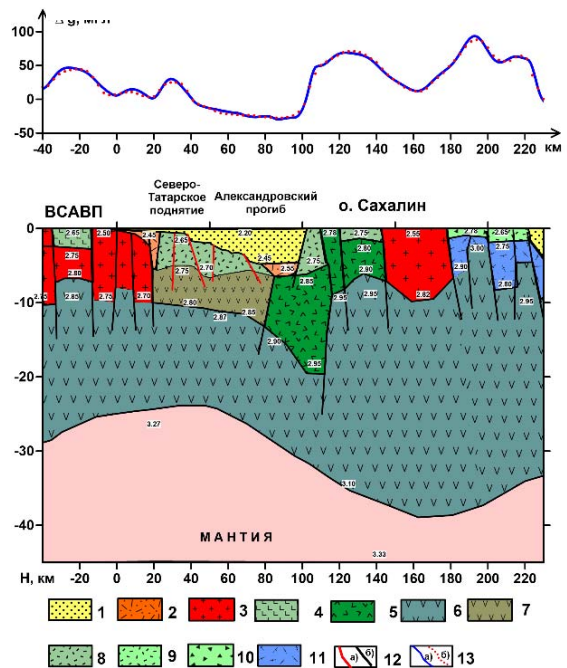


Рис. 3. Структурно-плотностной разрез земной коры вдоль профиля МП 4. 1–7 – см. на рис. 2. 8–11 – докайнозойские комплексы согласно (Карта ..., 2017; Геология, геодинамика ..., 2004): 8 – раннемеловые; 9 – позднемеловые; 10 – олисто-стромовая толща раннего мела; 11 – юрские; 12 – разломы: а) заверенные сейсмическими данными (Геология, геодинамика и ..., 2004), б) предполагаемые на границах блоков; 13 – графики аномальных геофизических полей: а) наблюдаемого в свободном воздухе Δg , б) расчетного Δg

Рис. 2. Структурно-плотностной разрез земной коры вдоль профиля МП 3. 1 – осадочный слой; 2 – вулканогенно-осадочный слой; 3 – «гранито-метаморфический слой»; 4 – вулканические комплексы на континенте (Карта ..., 2017); 5 – фундамент вулканогенной природы; 6 – «базальтовый» слой; 7 – блоки базифицированной сиалической коры; 8 – уплотненный вулканогенно-осадочный слой (?); 9 – вулканогенные комплексы о. Сахалин; 10 – разломы: а) зоны разуплотнения, связанные с разломами, б) предполагаемые на границах блоков; 11 – графики аномальных геофизических полей: а) наблюдаемого в свободном воздухе Δg , б) расчетного Δg



Список литературы

- Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А. Э. Жаров, Г. Л. Кириллова, Л. С. Маргулис [и др.]. Владивосток : ДВО РАН, 2004. 220 с.
- Геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море, Татарском проливе в 61-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» / М. Г. Валитов, Р. Б. Шакиров, Н. С. Ли [и др.] // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 1, С. 165–167.
- Геотраверс региона Охотского моря / А. Г. Родников, Л. П. Забаринская, В. Б. Пийп [и др.] // *Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле*. 2005. № 5. С. 45–58.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / ред. С. М. Зверев, Ю. В. Тулина. М. : Наука, 1971. 285 с.
- Глубинное строение земной коры южной части Татарского трога и распределение газогеохимических аномалий / З. Н. Прошкина, М. Г. Валитов, Ю. А. Телегин [и др.] // *Тихоокеанская геология*. 2023. Т. 42, № 2. С. 36–49. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-2-36-49.
- Жаров А. Э.* Рифтогенная система Татарского пролива и ее значение для прогноза нефтегазоносности Западного Сахалина // *Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области*. Южно-Сахалинск, 2002. С. 28–34.
- Злобин Т. К., Поплавская Л. Н., Полец А. Ю.* Глубинное строение и сеймотектоника южной части Охотоморского региона (по профилю южный Сахалин – южные Курилы) // *Тихоокеанская геология*. 2011. Т. 30, № 2. С. 46–57.
- Карта дочетвертичных отложений: М-54 (Александровск-Сахалинский). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб: 1:1000000, серия: Дальневосточная / ред. В. Н. Зелепугин. Составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017.
- Комплексная геолого-геофизическая экспедиция на научно-исследовательском судне «Академик Опарин» в Татарском проливе Японского моря (рейс № 54, 2017 г.) / М. Г. Валитов, Р. Б. Шакиров, А. В. Яцук [и др.] // *Океанология*. 2019. Т. 59, № 2. С. 311–314. DOI: 10.31857/S0030-1574592311-314.
- Латеральная зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: геодинамический режим в поздне меловое время / А. Ю. Мартынов, В. В. Голозубов, Ю. А. Мартынов, С. А. Касаткин // *Тихоокеанская геология*. 2019. Т. 38, № 3. С. 76–91.
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н., Сеначин В. Н.* К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2010. № 3. С. 65–75.
- Степанко А. А.* Глубинные основы сеймотектоники Дальнего Востока: Сахалинская зона // *Тихоокеанская геология*. 2010. Т. 29, № 30. С. 50–63.

СОСТАВ ПОРОД, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО И РАННЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ: ОБЗОР НОВЫХ РАБОТ И НОВЫЕ ДАННЫЕ

С. В. Рассказов^{1,2}, Ю. С. Андреева², И. С. Чувашова^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Вулканические породы позднего мезозоя и раннего кайнозоя Восточной Монголии изучались при геологическом картировании территории Советско-Монгольской экспедицией. Кроме геологической карты с обоснованием легенды палеонтологическими материалами и радиоизотопными датировками М. С. Нагибиной, Е. В. Девяткиным, В. Ф. Шуваловым, Т. В. Николаевой, Ю. С. Геншафтом, А. Я. Салтыковским, В. В. Ярмолюком и другими геологами было составлено общее представление о возрастных рамках и вариациях состава вулканических пород.

В монографическом обобщении новых данных, полученных для территории Монголии в 2020-х гг. [Калиева и Калинаторова ... , 2012], подчеркивались общие различия состава вулканических и субвулканических пород Азии в возрастных диапазонах среднего–позднего мезозоя (160–90 млн л. н.) и позднего мезозоя – кайнозоя (<90 млн лет). Очевидное различие заключалось в распространении в мезозое Азии дифференцированных вулканических серий и гранитоидного интрузивного магматизма, а в кайнозое – базальтового и щелочно-базальтоидного вулканизма. В мезозое плавилась мантия и кора, в кайнозое – в основном мантия. Для мезозоя были характерны низкомagneзиальные трахибазальты, для кайнозоя – оливиновые базальты и щелочные базальтоиды более магнезиального состава.

Смена пород мезозойской геохимической специфики кайнозойской произошла на территории Центральной и Восточной Азии в поздне меловом интервале 90–75 млн л. н. [Rasskazov, Taniguchi, 2006; Стратиграфия кайнозоя ... , 2007]. Она совпала по времени с глобальной перестройкой кинематики литосферных плит, произошедшей около 85 млн л. н. [Engebretson, Cox, Gordon, 1984, 1985] и со сбоем в великих циклах эксцентриситета вращения Земли около 86–85 млн л. н. [Ma, Meyers, Sageman, 2017]. Показательной является смена магматических источников в восточной части Сино-Корейского кратона, на п-ове Шандунь. До 90 млн л. н. изотопные отношения неодима и стронция в интрузивных базитах и гранитоидах этой территории характеризовали исключительно обогащенные мантийные и коровые источники. Затем, в интервале 90–75 млн л. н., последовал перерыв, а при возобновлении активности магматизма в виде базальтовых излияний, выплавки частично имели обогащенные изотопные метки, но уже наметился сдвиг к развитию источников с обедненными мантийными характеристиками [Crust–mantle interaction ... , 2004].

Некоторые вулканические фрагменты, однако, были показаны на изданных государственных геологических картах Монголии с разными возрастными индексами, что требовало уточнения. Так, в 20 км к юго-востоку от сомона Эрдэнэ и севернее железнодорожной станции Узуур обозначены вулканические поля как палеогеновые [Карта геологических формаций ... , 1989] и как плиоцен-плейстоценовые [Geological map ... , 1999]. Согласно проведенным наблюдениям, поле Эрдэнэ (координаты: 44°19', 183' с. ш. 111°22', 787' в. д.) представляет собой меловую трещинную трахитовую субвулканическую постройку протяженностью 4 км при ширине до 800 м, простирающуюся в направлении запад–северо-запад. Видимая высота постройки достигает 30 м. Ее верхняя часть сложена стекловатыми тонкоплитчатыми породами. Гип-

симметрически ниже находятся массивные породы, прорванные дайками, ориентированными преимущественно согласно с простиранием основного тела. Встречаются трубообразные зияющие полости диаметром до 3 м, в окружении которых распространены каверны с кальцитовыми гнездами. Внедрение трахитовых расплавов произошло на границе поднятия и впадины. Поднятие сложено юрско-меловыми гранитами, а впадина заполнена нижнемеловыми молассовыми отложениями. На поднятии обнаружен хорошо сохранившийся трахитовый купол высотой 15 м, слегка вытянутый приблизительно на 100 м в западно-северо-западном направлении (координаты: 44° 09,746' с. ш. 111° 28,363' в. д.). В отличие от Эрдэнэ, в районе станции Узуур наблюдались меловые пористые зеленовато-серые лавы трахидацитового состава.

Вулканическое поле Сайхандулаан рассматривалось в составе одного из кайнозойских вулканических ареалов [Генштафт, Салтыковский, 1990]. При обследовании этого поля были выявлены два меловых вулкана с поперечниками около 10 км: Восточный и Западный. По устойчивым геологическим соотношениям в обнажениях выделены три фазы извержений: 1) лавовые потоки крупнозернистых серых базальтов (обр. MN-08-12143, координаты: 44°46,062' с. ш. 109°17,254' в. д.), 2) красные подушечные лавы (обр. MN-08-12142, координаты: 44°46,043' с. ш. 109°17,215' в. д.) и 3) рвушие тела – дайки и некки, сложенные черными базальтами (обр. MN-08-12146, координаты: 44°49,789' с. ш. 109°27,234' в. д.). Состав лав трахибазальтовый, низкомагнезиальный. Меловые лавы находятся выше стратифицированных осадочных отложений и имеют общий наклон к югу. Под ними залегают слои ярко-красных и зеленовато-серых алевролитов, сменяющихся ниже по разрезу зеленовато-серыми конгломератами. Вскрытие контакта тонкообломочных отложений с вышележащими базальтами выявило два прослоя, залегающих между красноцветными алевролитами и базальтами первой фазы извержений: нижний прослой, мощностью 20 см – почва серая с рыжими включениями, верхний, мощностью 25 см – почва, темно-коричневая до серой.

В последнее десятилетие опубликованы новые работы с возрастными и геохимическими характеристиками позднемезозойских и раннекайнозойских вулканических пород Восточной Монголии.

В статьях группы авторов [Petrogenesis and tectonic ... , 2017; Geochemistry, geochronology ... , 2018; Geochemical comparison of ... , 2019] представлены геохимические и геохронологические данные, в систематике которых вулканические породы относятся к высококалийным известково-щелочным и шошонитовым сериям. Подчеркивается бимодальность составов и значение основной пачки, сложенной преимущественно трахибазальтами и трахиандезиобазальтами с небольшим количеством трахиандезитов. В базальтах отмечены повышенные концентрации несовместимых микроэлементов и существенно отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0,70502 - 0,70572$ и $\epsilon\text{Nd}(t)$ от $-72,459$ до $+1,720736$. Предполагается, что базальтовая магма выплавилась из литосферного мантийного источника, который мог быть метасоматизирован субдукционными флюидами. Отрицательные аномалии Nb–Ta и Ti характерны для типичных субдукционных магм и отличаются от ОИВ. Базитовая магма испытывала фракционную кристаллизацию и контаминацию материалом земной коры. Породы кислого состава имеют сходный с базальтами содержания редкоземельных элементов, но демонстрируют гораздо более значительные отрицательные аномалии Eu и Sr. Породы кислого состава имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (0,706496–0,71104), чем базальты, но близкие им значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (от $-0,28003$ до $+2,928506$). Эти данные интерпретировались как показатель образования породы кислого состава в результате частичного плавления корового источника, в котором преобладают ювенильные основные породы. Новые K–Ar датировки с учетом прежних результатов датирования показали интервал позднемезозойского вулканизма

Восточной Монголии от 155 до 99 млн лет (поздняя юра – ранний мел). Принята модель расширения тыловой дуги, вызванного откатом субдуцированной на запад Тихоокеанской плиты и отступанием зоны субдукции с омоложением вулканизма с запада на восток.

В статье [Geochemical comparison of ... , 2019] дан сравнительный анализ пород вулканических провинций Баянцагаан и Хан-Уул в Южной Монголии. Для первых приводится K–Ar датировка $90,55 \pm 1,93$ млн лет, для вторых – датировка $55,49 \pm 1,49$ млн лет. Вулканические породы Южной Монголии подразделяются на щелочные базальты и толеитовые серии и характеризуются микроэлементными составами типа OIB. По сравнению с позднемеловыми базальтами в раннекайнозойских наблюдается увеличение содержания Nb и Ta. Говорится о незначительном эффекте коровой контаминация и фракционной кристаллизации в генезисе позднемеловых и раннекайнозойских базальтов Южной Монголии. По изотопным отношениям Sr и Nd предполагается, что позднемеловые вулканические породы образовались из источников метасоматизированной литосферной мантии, тогда как раннекайнозойские базальты приписываются астеносферной мантии. В отличие от позднемезозойского вулканизма (интервал 114–90 млн л. н.), раннекайнозойский вулканизм (50–40 млн л. н.) связывается с неглубоким мантийным апвеллингом (астеносферой), вызванным краевой конвекцией вдоль северной окраины Северо-Китайского кратона. В этой работе, в сущности, подтвердился вывод о существенной смене источников с позднего мезозоя к раннему кайнозю [Калиева и Калинатрова ... , 2012].

В более поздних работах [Позднемезозойская Восточно-Монгольская ... , 2020; Эволюция источников магматизма ... , 2022] в Восточно-Монгольской вулканической области извержения датируются интервалом от ~170 млн лет до начала кайнозоя с выделением основной активности в интервале от 135 до 105 млн лет. Вулканизм связывается с процессами рифтогенеза – образованием системы грабенов и прогибов северо-восточного простирания, выполненных мощными вулканическими толщами. Наиболее крупные излияния первой половины раннего мела представлены, главным образом, лавами основного состава с завершением проявлениями кислого вулканизма. Со второй половины раннего мела в пределах области формировались только породы основного состава, затем появились щелочные базальтоиды, которые стали доминировать с конца раннего мела и в позднем мелу. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют об участии в их образовании двух типов магм, связанных с разными мантийными источниками: надсубдукционных базальтов (IAB) и внутриплитных базальтов океанических островов (OIB). Преобладают породы с промежуточными характеристиками. Наиболее распространенные породы, сходные с базальтами OIB-типа, характеризуется величиной $(Th/Nb)_{PM} \leq 1$. Основные породы, близкие по своим характеристикам к базальтам IAB-типа, имеют ограниченное распространение преимущественно в начале вулканизма. Породы кислого состава рассматриваются как продукты анатектического плавления коры и как производные взаимодействия анатектических расплавов с дифференциатами базальтовых магм. Предполагается эволюция вулканизма в сложной геодинамической обстановке воздействия мантийного плюма на край континента, развивающийся в режиме активной континентальной окраины. В эволюции вулканизма намечается три этапа с различным составом вулканических пород, а также источниками и механизмами формирования расплавов. Породы раннемелового этапа (135–100 млн лет), формирующие покровный вулканический комплекс территории, представлены преимущественно щелочными базальтоидами. По изотопным характеристикам Pb их источники – перидотиты континентальной метасоматизированной литосферной мантии и эклогитизированные породы нижней континентальной коры. Породы средне-мелового этапа (104–

90 млн лет) – щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса, представленные на северо-востоке области вулканическим полем Улдза-гол. По изотопно-геохимическим характеристикам, эти породы имели те же источники, что и породы покровного комплекса, однако в их формировании сравнительно большую роль играл эцлогитовый компонент. Породы позднемелового–раннекайнозойского этапа (87–51 млн лет) – щелочные базальтоиды позднемелового экструзивного комплекса Средней Гоби, сходные по своим вещественным характеристикам с ОИВ. В формировании данных вулканитов участвовали астеносферный и пироксенитовый рециклированный компоненты и перидотиты. Различные источники вулканических пород подразумевают действие двух, сменяющихся во времени механизмов; от раннего до позднего мела магматизм был производным подъема астеносферной мантии и процессов даламинации литосферной мантии, а на рубеже раннего кайнозоя – производным глубинного мантийного плюма.

Приведенный обзор независимых исследований показывает сходство восприятия существенного различия источников позднемезозойских и кайнозойских вулканических пород при разной трактовке мантийных компонентов. Причины смены источников позднемезозойского вулканизма остаются дискуссионными.

Список литературы

- Гениафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 71 с.
- Калиевая и калинагровая вулканические серии в кайнозойе Азии / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова, Т. А. Ясныгина [и др.]. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 351 с.
- Карта геологических формаций Монгольской народной республики. Масштаб 1:1500000 / гл. ред. А. Л. Яншин. Совместная советско-монгольская научно-исследовательская экспедиция, 1989.
- Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма / В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, В. М. Саватенков [и др.] // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 563–590.
- Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С. В. Рассказов, Н. А. Лямина, Г. П. Черняева [и др.]. Новосибирск: Гео, 2007. 193 с.
- Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований / М. В. Кузнецов, В. М. Саватенков, Л. В. Шпакович [и др.] // Петрология. 2022. Т. 30, № 5. С. 457–479. DOI: 10.31857/S086959032205003X.
- Crust–mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China craton: constraints from SHRIMP zircon U–Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong / Y.-G. Xu, X.-L. Huang, J.-L. Ma [et al.] // Contrib. Miner. Petrol. 2004. Vol. 147. P. 750–767.
- Engelbreton D. C., Cox A., Gordon R. G. Relative motion between oceanic plates of the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. B12. P. 10291–10310.
- Engelbreton D. C., Cox A., Gordon R. G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
- Geological map of Mongolia scale 1:1000000 (Ed. O. Tomurtogoo). 1999.
- Geochemical comparison of late Mesozoic and early Cenozoic volcanic rocks in South Mongolia: Implications for petrogenesis and geodynamic evolution / K. Togtokh, A. Bars, L. Miao [et al.] // Mongolian Geoscientist. 2019. Vol. 49. P. 3–21. DOI: 10.5564/mgs.v0i49.1223.
- Geochemistry, geochronology, and tectonic setting of the Cretaceous volcanic rocks in East Mongolia / A. Bars, K. Togtokh, L. Miao [et al.] // Journal of Geological Issues. 2018. Vol. 494, N 16. P. 46–75.
- Ma C., Meyers S. R., Sageman B. B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. 2017. Vol. 542. P. 448–470. DOI: 10.1038/nature21402.
- Petrogenesis and tectonic implication of the late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia / A. Bars, L. C. Miao, Z. Fochin [et al.] // Geological Journal. 2018. Vol. 53. P. 2449–2470. DOI: 10.1002/gj.3080.
- 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.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

С. В. Рассказов^{1,2}, **И. А. Асламов**³, **С. В. Снопков**^{2,4}, **В. И. Архипенко**³,
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

⁴Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск, Россия

Мониторинг в режиме реального времени проводится для выделения закономерностей природного процесса, в котором проявляется регулярное повторение наблюдаемых эффектов и, как результат, имеется основание для определения времени проявления этих эффектов в ходе мониторинга. При сопоставлении эффектов с землетрясениями накапливается опыт распознавания типовых соотношений между наблюдаемыми параметрами и сейсмичностью.

Култукский полигон – чувствительная территория для оценки состояния резервуара подземных вод верхней части коры и ее использования для суждений о характере развития деформаций в средней части коры, сопровождающихся землетрясениями в Байкальской рифтовой системе (БРС). Гидрогеохимические наблюдения на полигоне проводятся с 2012 г. Первые результаты были получены к 2015 г. Ко времени Байкало-Хубсугульской активизации, начавшейся в конце 2020 – начале 2021 г. сильными землетрясениями (Быстринским, Кударинским и Хубсугульским), уже имелись длительные гидрогеохимические ряды, которые свидетельствовали о менявшихся во времени процессах, происходивших в резервуаре подземных вод: вариациях открытия–закрытия микротрещин, способствующих циркуляции подземных вод и тормозящих ее, вариациях температур в резервуаре ($T(\text{Si})$ и $T(\text{Na/Li})$), вариациях концентрации Hg, а также вариациях окислительно-восстановительного потенциала (ОВП), водородного потенциала (рН) и температуры воды на устье скважины. С использованием портативного прибора Hanna было установлено существенное снижение значений ОВП подземных вод как одного из ведущих признаков сильных землетрясений, проявившихся в конце 2020 – начале 2021 г. [Быстринское землетрясение ... , 2021; Первый опыт мониторинга ... , 2023б; Снопков, Куроленко, 2023].

В работу по регулярному гидрогеохимическому опробованию было вовлечено 11 станций. В начале декабря 2023 г. в скважинах станций 9 и 184 были установлены зонды, измеряющие ОВП, рН и температуру в режиме реального времени каждые 2 мин [Первый опыт мониторинга ... , 2023а]. Станция 9 находится в зоне активного краевого Обручевского разлома Южно-Байкальской впадины, ст. 184 – на ее торцевой Култукской тектонической ступени. Глубина скважины ст. 9 составляет 35 м. Ее устье соответствует абсолютной отметке 477 м, уровень воды – глубине 9 м, насос – глубине 16,5 м, зонд – глубине 25 м. Расстояние от скважины ст. 9 до береговой линии оз. Байкал – 242 м. Уровень воды в скважине находится выше уровня Байкала, абс. высота которого около 456 м. Забой этой скважины уходит ниже уровня Байкала. Глубина скважины ст. 184 – 20 м. Ее устье занимает более высокую абсолютную отметку (491 м), уровень воды имеет глубину 2,5 м, насос помещается на глубине 14 м, зонд – на глубине 17 м. Высокий уровень воды в скважине получен в результате ее заложения на месте бывшего родника. Уровень воды в скважине существенно поднят над уровнем Байкала. Забой скважины не достигает уровня Байкала. Расстояние от этой скважины до береговой линии оз. Байкал – 960 м.

ОВП – это потенциал электронного обмена, который является мерой способности раствора (в данном случае воды) окислять или восстанавливать другие вещества. Окислители захватывают электроны у других молекул, а восстановители их отдают. Положительные значения ОВП свидетельствуют о преобладании в воде окислителей, а отрицательные значения указывают на восстановительные свойства воды.

Генеральные тренды ОВП декабря 2023 г. и января 2024 г. обозначаются нижними огибающими линиями. В скв. 9 02 декабря 2023 г. значения ОВП находятся на минимуме (–213 мВ). В течение декабря ОВП возрастает и 6–17 января 2024 г. выходит на высокие значения (более 300). Максимум (более 307 мВ) устанавливается с 19:00 15 января до 21:00 16 января. Начальный подъем значений ОВП вечером 15 января синхронизируется с пиком температуры, который на следующий день нивелируется (рис. 1). К концу января ОВП снижается. Минимум ОВП=276 мВ устанавливается 29 января 2024 г. с 19:50 до 24:00. ОВП воды ст. 184 возрастает в течение всего января от 320 мВ (1 января) до 363 мВ (31 января). Линейное нарастание ОВП меняет темп 13 января в 11:00 с более крутого наклона линии (2,13 мВ в день) на более пологий (0,95 мВ в день).

На обеих станциях мониторинга перестройка ОВП наблюдается 13–15 января 2024 г. С этого времени на ст. 9 ОВП снижается, а на ст. 184 – продолжает возрастать, но в замедленном темпе.

Из сравнения данных ОВП, полученных за декабрь для подземных вод ст. 9 и 184, следует:

1) станции находятся в разных диапазонах: ст. 9 – от – 200 до 274 мВ (интервал 474 мВ), ст. 184 – от 78 до 315 мВ (интервал 237 мВ);

2) в начале наблюдений (01–02 декабря) определяются резко разнонаправленные вариации ОВП этих станций, в дальнейшем на ст. 9 происходит неуклонный рост ОВП с проявлением скачков, на ст. 184 ОВП также растет, но с эпизодическими понижениями значений;

3) с течением времени рост ОВП обеих станций замедляется: на ст. 9 быстрый рост 93 и 15 мВ в день (до 09 декабря) сменяется медленным ростом 2 и 0,4 мВ в день (после 16 декабря), на ст. 184 начальное продвижение вверх на 200 мВ в день (01–02 декабря) сменяется медленным ростом 7,3 и 2 мВ в день;

4) относительные вариации ОВП станций не согласуются между собой, что не предполагает подготовку и реализацию землетрясений.

16 декабря 2023 г., когда быстрый подъем ОВП ст. 184 сменяется медленным подъемом этого параметра, происходит Горячинское землетрясение (16 декабря в 23:06) и Дархатское землетрясение (17 декабря в 13:48). При выходе ОВП на максимум 6–17 января на станциях намечается перестройка ОВП 13–15 января. На максимуме ОВП ст. 9 15 января в 20:52 происходит сильное Северо-Байкальское землетрясение ($K = 14,3$). После этого землетрясения ОВП ст. 9 снижается. На фоне снижающегося тренда ОВП до конца января происходят еще четыре землетрясения (рис. 1).

В феврале на ст. 9 характер поведения ОВП существенно меняется. Проявляются регулярные отрицательные импульсы ОВП. Эти сильные наложенные сигналы отклоняют значения ОВП вниз от генерального тренда, составляющего фон. Генеральный тренд, вынужденно описанный линией минимумов фона, выдерживается в течение всего февраля приблизительно на одном уровне. Проявление импульсов может быть вызвано развитием электромагнитных процессов, возникающих, подобно сейсмогенерирующим процессам земной коры, в ходе деформаций ледового покрова Байкала, вызванных температурными сжатиями/расширениями и ветровыми нагрузками. Нельзя исключать и микробиальную причину наблюдаемых ОВП импульсов, так как микроорганизмы способны изменять окислительно-восстановительные усло-

вия среды в ходе своей жизнедеятельности. Микробное биообрастание является серьёзной и широко распространённой проблемой для водозаборных сооружений. Скважины, в частности, часто служат местом обитания целого спектра микроорганизмов, включая железоредуцирующих и сульфатредуцирующих бактерий. Известно, что при развитии последних, в среде идет накопление восстановителей, которые понижают ОВП [Завершинский, Вигдорович, 2000]. Изменение ОВП, в свою очередь, влияет на направление биохимических реакций, активизируя ту или иную ферментативную систему бактерий.

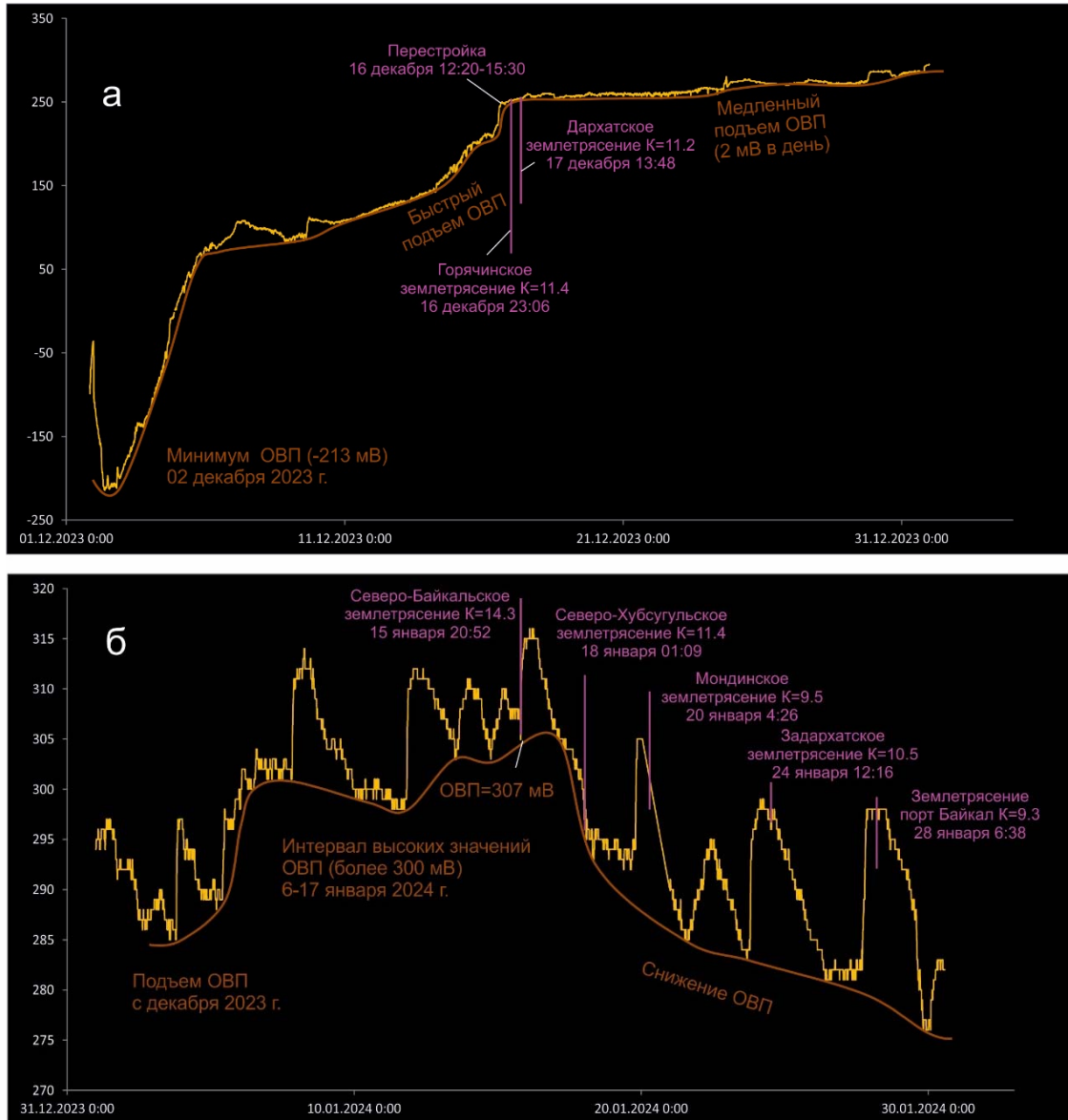


Рис. 1. Вариации ОВП воды ст. 9 с 01 до 31 декабря 2023 г. (а) и с 31 декабря 2023 г. до 30 января 2024 г. (б). Для ОВП на панелях а и б используются разные шкалы. Генеральная линия ОВП проводится по минимумам значений фона. Единичные землетрясения в середине декабря приходятся на перегиб графика (время местное). Оживление сейсмической активности во второй половине января сопровождается снижением ОВП. Используется каталог землетрясений [Карта эпицентров ... , 2024]

Колонии микроорганизмов образуют биопленку на поверхности чувствительных элементов датчика, значительно затрудняя диффузию кислорода, являющегося основным окислителем в природных водах. Бактерии в такой биопленке могут прохо-

дить периодические фазы развития, чередуя при определенных условиях фазы бурного роста (с соответствующим резким понижением ОВП) и фазы его замедления и частичного отмирания (из-за дефицита питания или накопления ингибирующих продуктов), сопровождающиеся постепенным диффундированием кислорода и соответствующим повышением ОВП.

Для подтверждения или опровержения предложенных гипотез генерации квазипериодических импульсов ОВП необходимо проведение дополнительных исследований.

В ряду полученных данных 14–15 и 21–22 февраля наблюдаются перестройки конфигурации импульсов, в течение которых значения ОВП слегка приподнимаются с уменьшением амплитуды минимумов. По нарушенным участкам ряд разделяется на три интервала с недельной продолжительностью. Первые два интервала, в общем, характеризуются регулярной повторяемостью. В интервале от 7 до 14 февраля импульсы слабо меняются по амплитуде и паузам между ними. С течением времени импульсы становятся более выразительными. Третий интервал явно отличается от первых двух наличием серий импульсов с малыми и большими амплитудами. Единственное землетрясение, произошедшее 27 февраля 2024 г., предшествует перестройке ОВП-импульсов 28–29 февраля, выраженной в продолжительном восьмичасовом минимуме с последующей релаксацией в течение суток (рис. 2).



Рис. 2. Понедельные перестройки ОВП-импульсов в подземных водах ст. 9 в интервале 07 февраля – 2 марта 2024 г. Интервалы перестроек импульсов выделены встречными зелеными стрелками. Генеральная линия ОВП соответствует минимумам значений фона в основном на уровне 290–300 мВ.

Первые данные, полученные в режиме реального времени, показывают эффективность измерений ОВП для обеспечения постоянного контроля изменений, происходящих в Култукском глубинном резервуаре подземных вод с выходом на электрохимические эффекты, регистрирующие перестройки, с которыми ассоциируются землетрясения БРС.

В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны, и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» [Карта эпицентров ... , 2024].

Список литературы

Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., $M_w = 5.4$): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты / К. Ж. Семинский, С. А. Борняков, А. А. Добрынина [и др.] // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743. DOI: 10.15372/GiG2021109.

Завершинский А. Н., Вигдорович В. И. Окислительно-восстановительный потенциал среды, содержащей культуру СРБ, как показатель ее активности // Вестник Российских университетов. Математика. 2000. № 1. С. 29–33.

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск : Байкальский филиал Геофизической службы, 2024. URL: <http://www.seis-bykl.ru>.

Первый опыт мониторинга косейсмических и асейсмических вариаций ОВП, рН и температуры подземных вод Култукского резервуара в режиме реального времени (Байкальская рифтовая система) / С. В. Рассказов, И. А. Асламов, С. В. Снопков [и др.] // Геология и окружающая среда. 2023а. Т. 3, № 4. С. 161–181. DOI: 10.26516/2541-9641.2023.4.161.

Рассказов С. В., Снопков С. В., Борняков С. А. Соотношение времени землетрясений Байкало-Хубсугульской активизации с вариациями окислительно-восстановительного потенциала в подземных водах Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023б. Т. 3, № 1. С. 181–201. DOI: 10.26516/2541-9641.2023.1.181.

Снопков С. В., Куроленко А. А. Особенности Хубсугульского землетрясения и его влияние на физико-химические свойства подземных вод Южного Прибайкалья // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 172–180. DOI: 10.26516/2541-9641.2023.1.172.

РАЗЛИЧИЕ МОДЕЛЕЙ ОТТОРЖЕННОГО СВИНЦА ГАЛЕНИТА В РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ТЕРРЕЙНОВ – КЛЮЧ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПРОВИНЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУНДУМИ, ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ

С. В. Рассказов^{1,2}, Д. М. Вафин¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Весь радиогенный Pb Земли образовался за счет радиоактивного распада U и Th. В галените из месторождений геологических блоков ранней Земли содержится меньше радиогенного Pb, в галените из месторождений молодых блоков – больше. Для расчетов возраста Pb, отторженного от U в течение всей эволюции Земли, часто использовалась (и продолжает использоваться) модель [Stacey, Kramers, 1975], в которой принимался произвольно выбранный переход между первой и второй стадиями эволюции Pb 3,7 млрд л. н. Из-за такого допущения точное датирование отторженного Pb сомнительно [Dickin, 2005].

Для получения качественных результатов в оценке отторжения рудного Pb необходимо выстроить его двухстадийную эволюцию, начиная с образования Земли как космического тела, основываясь на реалистичных оценках событий, происходивших на Земле. Такие оценки можно делать в расчетах изотопной эволюции отторженного Pb в ранней и поздней Земле.

На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ возраст рудного Pb из месторождений древних геологических блоков определяется по сопряженной модели Холмса–Хаутерманса и конкордии–дискордии. В основе этой модели лежит представление об изотопной эволюции Pb от метеоритной геохроны вдоль конкордии при формировании коры ранней Земли с определением времени T около 4,31 и 3,82 млрд л. н. для свинцов, соответственно, типа В (Barberton) и типа J (Joplin). Время t последующего отторжения рудного Pb от U-содержащих пород определяется вдоль диффузионной дискордии Вассербурга. Для свинца типа В на время 4,31 млрд лет значение μ ($^{234}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) составляет 11 и для свинца типа J на время 3,82 млрд лет – 20,1 [Рассказов, Брандт, 2009; Rasskazov, Brandt, Brandt, 2010].

Фигуративные точки обоих типов свинца галенита из древних геологических блоков в процессе первой стадии эволюции оказываются правее геохроны. Для точек свинца типа В времени достаточно, чтобы сместиться левее ее при накоплении радиогенных изотопов Pb до отторжения в галенит, тогда как для точек свинца типа J, которые были смещены правее геохроны во время T более существенно, времени накопления радиогенных изотопов Pb до отторжения недостаточно, чтобы оказаться левее геохроны. Природные составы Pb такого типа на месторождении Joplin были названы аномальными. Расчет модельного возраста отторжения аномального свинца типа J по модели Стэйси – Крамерса в принципе не возможен. Правда, для оценки возраста отторжения можно использовать другие модели, например, модель параллелограмма Гейсса [Радиоизотопная геология ... , 2005]. На самом деле расчет возраста отторжения для свинца типа В по модели Стэйси – Крамерса для древних блоков тоже делается с большими искажениями (порядка 1 млрд лет) [Rasskazov, Brandt, Brandt, 2010]. В сущности, именно для частичного нивелирования расхождений результатов расчетов Стэйси и Крамерса эмпирически улучшили результаты расчетов, приняв переход между стадиями 3,7 млрд л. н.

Кора молодых террейнов в основном содержит протолит, производный современных океанических базальтов. Возраст рудного Pb из месторождений молодых террейнов определяется исходя из изотопной геохимии U и Pb в молодой коре и мантии и положения геохроны на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Океанические базальты маркируют мантийные источники с отношениями: $\text{Ce}/\text{Pb} = 25$, $\text{Th}/\text{U} = 4$, $\text{Nb}/\text{U} = 45$. В континентальной коре концентрация Pb выше, чем в мантии, и отношение Ce/Pb снижается до 2. В малоглубинной литосферной части мантии и коре Азии отношения Th/U и Nb/U возрастают и снижаются, относительно мантийных значений, из-за выноса и концентрации растворимой в воде окисленной формы U, относительно нерастворимых Th и Nb [Рассказов, Миколайчук, Приходько, 2011; Латеральная смена источников ... , 2015; Геохимическая специфика разноглубинных, 2013; Мобилизация урана из ... , 2013б, 2015; Tectonic generation of ... , 2021]. Соотношение между U и Pb может усложняться из-за смешения материала разных источников, полихронной эволюции корового материала, генерации коры посредством аккреции островных дуг и т. д.

Рудные месторождения Востока Азии находятся в древних (архейских) и молодых (мезозойских) террейнах. В галенитах месторождений из западной части Алданского щита определен свинец типа В с параметром $T = 4,31$ млрд лет. В галенитах месторождений из молодых террейнов Приморья в первом приближении получены оценки возраста отторжения Pb по модели Стэйси – Крамерса. Для галенитов месторождений Таухинского террейна рассчитан широкий диапазон модельных возрастов от 245 до 109 млн лет. Интервал 141–109 млн лет соответствует раннемеловой аккреции Таухинского террейна к восточной окраине Азии. Галениты месторождений Журавлевского турбидитового террейна показывают более молодой возрастной интервал модельных возрастов 107–73 млн лет [Изотопная гетерогенность свинца ... , 2002].

Золотосеребряное месторождение Кундуми находится на территории со сложной тектонической структурой. С одной стороны, это район области сочленения террейнов Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. К южному краю Алданского щита аккретированы турбидитовый, докембрийский и шельфовый террейны [Natal'in, 1993]. Намечается переход от архейской Алданской тектонической провинции через террейны Становой провинции фундамента Сибирского палеоконтинента к Монголо-Охотской складчатой области, образовавшейся в конце палеозоя и мезозое [Розен, Манаков, Зинчук, 2006]. С другой стороны, здесь сходятся между собой позднемезозойские Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканические пояса [Парфенов, 1984].

В зависимости от определения изотопного состава Pb галенита решается вопрос о структурной принадлежности месторождения и сопредельных территорий по источникам рудообразующих гидротермальных растворов. Возраст отторжения Pb галенита из архейской коры рассчитывается по модели [Rasskazov, Brandt, Brandt, 2010]. Если Pb не принадлежит раннему (4,31 млрд л. н.) или позднему (3,82 млрд л. н.) корообразующим этапам ранней Земли, в расчете отторжения явно не может приниматься рубеж 3,7 млрд лет перехода от первой ко второй стадии эволюции Pb, как это допускалось в модели [Stacey, Kramers, 1975]. Более корректная оценка возраста отторжения в галенит получается по расчету накопления радиогенного Pb относительно современного положения геохроны на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Список литературы

Геохимическая специфика разноглубинных источников миоценовой базальт–андезитовой ассоциации Малого Хингана, Приамурье / С. В. Рассказов, А. Н. Пересторонин, В. С. Приходько [и др.] // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. VIII Косыгинские чтения : материалы всерос. конф. Владивосток : Дальнаука, 2013. С. 318–320.

Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья / С. В. Рассказов, В. В. Иванов, А. И. Ханчук [и др.] // Доклады Академии наук. 2002. Т. 387, № 5. С. 685–689.

Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова, А. В. Миколайчук [и др.] // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336.

Мобилизация урана из малоглубинной литосферной мантии в урановорудных провинциях Азии: феноменология источников новейшего вулканизма / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова, Т. А. Ясныгина [и др.] // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии : материалы IV Всеросс. науч.-практ. конф. Улан-Удэ : Геол. ин-т СО РАН, 2013. С. 293–296.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск : Наука, 1984. 190 с.

Радиоизотопная геология в задачах и примерах / С. В. Рассказов, С. Б. Брандт, И. С. Брандт, А. В. Иванов. Новосибирск : Гео, 2005. 268 с.

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

Рассказов С. В., Миколайчук А. В., Приходько В. С. Малообъемный магматизм миоцена Среднеамурского бассейна и мела–палеогена Тянь-Шаня: сравнительный анализ геохимических характеристик источников // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 161–163.

Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирования, алмазоносность. Москва : Науч. мир, 2006. 210 с.

Dickin A. P. Radiogenic isotope geology. Cambridge : University Press, 2005. 492 p.

Natal'in B. History and models of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. Vol. 2. P. 15–43.

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

Stacey J. S., Kramers T. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model // Earth and Planet. Sci. Letters. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia / S. Rasskazov, I. Chuvashova, T. Yasnygina [et al.] // Minerals. 2021. Vol. 11, N 5. 487. DOI: 10.3390/min11050487.

GEOLOGICAL SETTING AND GEOCHEMICAL EVIDENCE OF MIXING MELTS: THE IMPLEMENTATION OF THIS PROCESS UNDER THE JIAODEBUSHAN AND XIAOGUSHAN VOLCANOES IN THE WUDALIANCHI VOLCANIC FIELD, NORTHEAST CHINA

S. V. Rasskazov ^{1,2}, Y.-M. Sun ³, T. A. Yasnygina ¹, I. S. Chuvashova ^{1,2}

¹Institute of the Earth's Crust of Russian Academy of Science, Siberian Branch,
Irkutsk, Russian Federation

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation

³Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China

Binary mixing of igneous melts is a common interpretation relationship between incompatible element concentrations and Sr–Nd–Pb isotope ratios in oceanic and continental basalts. In different data sets at local and global levels, the process of binary mixing is often taken as an axiom. Meanwhile, arguments are required to prove that mixing is a truly creative petrologic process.

When basaltic and rhyolitic melts come into contact, homogenization is usually prevented by a rapidly forming rim of glassy basalt cooled in front of silicic magma. From experiments, it follows that the interface between water-saturated rhyolite and basalt melts remains for some time and redistribution of components can occur (Yoder, 1973). Complete homogenization with the formation of intermediate compositions results from melt mixing to an emulsion state (Blake et al., 1965).

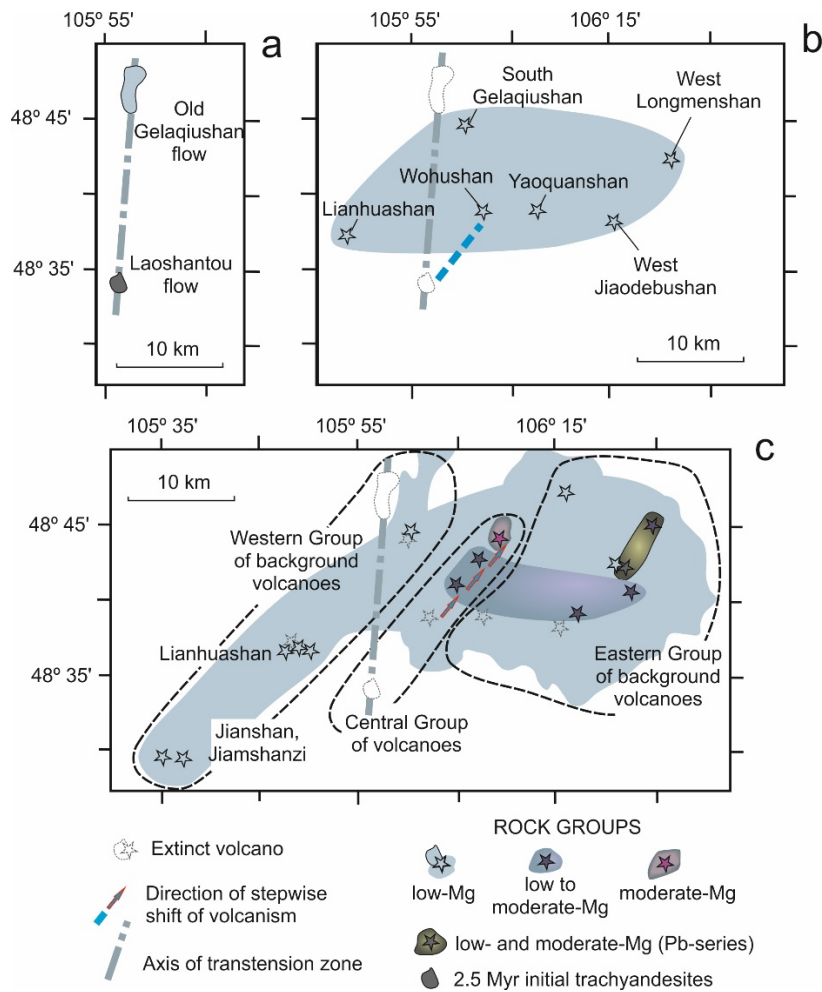
To study natural mixing patterns in general, petrogenetic studies of oceanic basalts from spreading centers in local areas are promising. Such studies reveal a strong correlation between trace element and isotope signatures of basalts (Stracke et al., 2003; Stracke, Bourdon, 2009; Peate et al., 2009; Cordier et al., 2010; Waters et al., 2011). Studies in Iceland show an uneven displaying of mixing process with depth, with a greater degree of homogenization of the deepest melts and a lesser degree of homogenization of shallow ones (Rudge et al., 2013).

On continents, numerous geological examples that indicate mechanical mixing of melts of contrast compositions were described. Evidence on mechanical and chemical interactions between basaltic and trachytic melts during their coeval intrusion into the upper part of the crust were presented by Sethna, Battiwala (1976), Rasskazov (1985), and Rasskazov, Chuvashova (2018).

On the volcanic fields of the northeastern Baikal Rift System, mixing of melts of contrast compositions is associated with structural reorganizations. In the Vitim field, basaltic and phonotephrite flows of the Bereya volcanic center contain tephriphonolite lenses. Such heterogeneous compositions of the lavas indicate mixing of magmatic melts during structural reorganization about 0.6 Ma, resulted in complete volcanic dormancy. In the Udokan field, incomplete mixing of melts of contrast compositions designates structural reorganizations in the Central volcanic structure about 3.5 Ma, in the Northern one – about 2.6 Ma, and in the Western – about 9.8–8.78 Ka. The youngest highly explosive Dolinny volcano erupted with ejection of fine-clastic trachyte pumice, saturated with oval inclusions of partially crystallized basic material. Such an eruption was caused by a sharp release of volatile components, provoked by the intrusion of an alkali-basaltic melt into a shallow trachytic magma chamber, when the stress state of the crust changed.

In the Wudalianchi volcanic field of Northeast China, we demonstrate evidence on mechanical mixing of melts of contrast compositions in eruptive products in the East Jiaodebushan and Xiaogushan volcanoes. These show similar eruption dynamics, expressed in the process of melt mixing. They belong to the eastern group of edifices. The former

erupted in the time interval of 0.87–0.43 Ma, the latter showed later activities of 0.38–0.24 Ma. From the ages of volcanoes with similar dynamics of magma supply, it follows that the process of mixing contrast magmas took place at first (0.87–0.43 Ma) under East Jiaodebushan and then (0.38–0.24 Ma) under Xiaogushan. The shift of the Xiaogushan volcano eruption by 6 km to the east-northeast, relative to the East Jiaodebushan volcano, generally corresponded to the direction of the shift of eruptions in the Central group of volcanoes from southwest to northeast (Rasskazov et al., 2016). The jump in eruptions from the Jiaodebushan edifice to the Xiaogushan one corresponded to the jump in eruptions from the Wohushan edifice to the Bijiaoshan one about 0.4 Ma (Fig.).



Spatial distribution of low- and moderate-Mg volcanic rocks in the Wudalianchi field. *a* – the initial stage of 2.5–2.0 Ma, *b* – the intermediate stage of 1.3–0.8 Ma, *c* – the advanced stage of the last 0.6 Ma (Rasskazov et al., 2020).

Lithospheric sources of volcanic rocks from the Wudalianchi volcanic field changed over time. First, between 2.5 and 2.0 Ma, the Laoshantou and Gelaqiu sources with a Pb isotopic age of the 1.88 Ga protolith activated. Then, between 1.3 and 0.4 Ma, the Wuhu source with a Pb-isotopic age of the protolith of ~0.15 Ga added. In the last 0.6 Ma, the source of the convecting mantle yielded eruptions of the Molabushan volcano (Molabu source) (Rasskazov et al., 2020). At the East Jiaodebushan and Xiaogushan volcanoes, the mixed melts came from the Gelaqiu, Wuhu, and Molabu sources. The mixing process was due to reorganization of the deep magmatic system, which covered the time interval from 0.9 to 0.2 Ma. More precise geochronological study of volcanic activities is required yet to shorten this interval and provide more accurate assessment of the reorganization.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СМЕШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И РЕАЛИЗАЦИЯ ЭТОГО ПРОЦЕССА ПОД ВУЛКАНАМИ ДЗЯОДЕБУШАН И СЯОГОШАН НА ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЛЕ УДАЛЯНЬЧИ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ

С. В. Рассказов^{1,2}, И.-М. Сунь³, Т. А. Ясныгина¹, И. С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук,
Харбин, Китай

Бинарное смешение магматических расплавов – распространенная интерпретация описания взаимосвязи между концентрациями несовместимых элементов и изотопными отношениями Sr–Nd–Pb в океанических и континентальных базальтах. Процесс бинарного смешения часто воспринимается как аксиома, не требующая доказательств, в разных наборах данных на локальном и глобальном уровнях. Между тем нужна аргументация процесса смешения, действительно являющегося созидующим петрологическим процессом.

При соприкосновении базальтовых и риолитовых расплавов гомогенизация обычно предотвращается быстро формирующейся коркой стекловатого базальта, охлажденного на контакте с кислой магмой. Из экспериментов следует, что между водонасыщенными риолитовым и базальтовым расплавами в течение некоторого времени сохраняется поверхность раздела и может осуществляться перераспределение компонентов [Yoder, 1973]. Полная гомогенизация с образованием промежуточных составов происходит в результате перемешивания расплавов до состояния эмульсии (Some relationship resulting ... , 1965).

Для изучения природных моделей смешения в целом перспективны петрогенетические исследования океанических базальтов зон спрединга на локальных территориях. В таких исследованиях обнаруживается сильная корреляция между микроэлементными и изотопными характеристиками пород [Theistareykir revisited, 2003; Stracke, Bourdon, 2009; Historic magmatism on ... , 2009; Time scales of melt ... , 2010; Perspective on the genesis ... , 2011]. Исследования, выполненные в Исландии, показывают неравномерное проявление процесса смешения с глубиной при большей степени гомогенизации самых глубинных расплавов и меньшей степени гомогенизацией расплавов малых глубин [Rudge, MacLennan, Stracke, 2013].

На континентах имеются многочисленные геологические примеры фактов, свидетельствующих о механическом смешении контрастных по составу расплавов. Признаки механического и химического взаимодействия базальтовых и трахитовых расплавов при их одновременном внедрении в верхнюю часть коры охарактеризованы в работах [Sethna, Battiwala, 1976; Рассказов, 1985; Рассказов, Чувашова, 2018].

На вулканических полях северо-восточной части Байкальской рифтовой системы смешение расплавов контрастного состава сопряжено со структурными перестройками. На Витимском поле, в базанитовых и фенотэфритовых потоках Берейнского центра, распространены линзы тефрифенолитового состава. Неоднородный состав лав свидетельствует о проявлении смешения магматических расплавов в процессе извержений при структурной перестройке около 0,6 млн л. н., в результате которой вулканизм Витимского поля угас. На Удоканском поле неполное смешение расплавов контрастного состава маркирует структурные перестройки в Центральной вулканоструктуре около 3,5 млн л. н., в Северной вулканоструктуре – около 2,6 млн л. н. и в

Западной вулканоструктуре – около 9,8–8,78 тыс. л. н. Извержение вулкана Долинный имело высокую эксплозивность с выбросом мелкообломочной трахитовой пемзы, местами насыщенной овальными включениями частично раскристаллизованного базитового материала. Такое извержение было вызвано резким выделением летучих компонентов, спровоцированным внедрением щелочно-базальтового расплава в малоглубинную трахитовую магматическую камеру при смене напряженного состояния коры.

На вулканическом поле Удаляньчи Северо-Восточного Китая установлены факты механического смешения расплавов контрастного состава в продуктах извержений вулканов Восточный Дзяодебушан и Сяогошан. Эти вулканы имеют сходную между собой динамику извержений, запечатленную в процессе механического смешения расплавов. Они принадлежат восточной группе вулканов. Первый извергался в интервале 0,87–0,43 млн л. н., второй – 0,38–0,24 млн л. н. Из возрастных соотношений вулканов со сходной динамикой поступления магм следует, что процесс смешения контрастных магм сначала (0,87–0,43 млн л. н.) имел место под Восточным Дзяодебушаном, затем (0,38–0,24 млн л. н.) – под вулканом Сяогошан. Смещение извержения вулкана Сяогошан на 6 км к востоку-северо-востоку относительно вулкана Восточного Дзяодебушана в общем соответствовало направлению смещения извержений в Центральной группе вулканов с юго-запада на северо-восток [Sources of Quaternary ... , 2016]. Скачок извержений от постройки Дзяодебушан к постройке Сяогошан соответствовал скачку извержений от постройки Уохушан к постройке Бидзиашан около 0,4 млн л. н.

Источники лав поля Удаляньчи менялись со временем. Сначала, 2,5–2,0 и 1,3–0,4 млн л. н., активизировались литосферные источники Лаошантоу и Гелацю с Rb-изотопным возрастом протолита 1,88 млрд лет и источник Уоху с Rb-изотопным возрастом протолита ~0,15 млрд лет. В извержениях вулкана Молабушан последних 0,6 млн лет активизировался источник конвектирующей мантии (источник Молабу) [Trace-element and Rb ... , 2020]. На вулканах Восточный Дзяодебушан и Сяогошан смешивались расплавы, поступающие из источников Гелацю, Уоху и Молабу. Это смешение явилось следствием перестройки глубинной магматической системы, охватившей интервал, судя по имеющимся K–Ar датировкам, от 0,9 до 0,2 млн л. н. Более прецизионные геохронометрические исследования активности вулканов могут сократить этот интервал и дать более точную оценку произошедшей перестройки.

Список литературы

- Рассказов С. В. Базальтоиды Удокана : Байкал. Рифовая зона. Новосибирск : Наука, 1985. 142 с.
- Рассказов С. В., Чувашова И. С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : Гео, 2018. 384 с. DOI: 10.21782/B978-5-6041446-3-3.
- Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: A snap-shot of melt generation at a ridge segment / D. W. Peate, J. A. Baker, S. P. Jakobsson, T. E. Waight, A. J. R. Kent, N. V. Grassineau, A. C. Skovgaard // Contrib. Miner. Petrol. 2009. Vol. 157. P. 359–382. DOI: 10.1007/s00410-008-0339-4.
- Perspective on the genesis of E-MORB from chemical and isotopic heterogeneity at 9–10 N East Pacific rise / C. L. Waters, K. W. W. Sims, M. R. Perfit, J. Blichert-Toft, J. Blusztajn // J. Petrol. 2011. Vol. 52. P. 565–602. DOI: 10.1093/petrology/egq091.
- Rudge J. F., Maclennan J., Stracke A. The geochemical consequences of mixing melts from a heterogeneous mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 114. P. 112–143.
- Sethna S. P., Battiwala H. K. Hybridization effects in contemporaneous eruption of trachytic and basaltic magmas in Salsette, Bombay // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 1976. N 11. P. 495–507.
- Some relationship resulting from the intimate association of acid and basic magmas / D. H. Blake, R. W. Biwell, I. L. Gibson et al. // Quart. J. Geol. Soc. Lond. 1965. Vol. 121, N 1. P. 31–49.
- Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer / S. V. Rasskazov, I. S. Chuvashova, Sun Yi-min, Ch. Yang, Zh.

Xie, T. A. Yasnygina, E. V. Saranina, Zn. Fang // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7, N 4. P. 495–532.

Stracke A., Bourdon B. The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. Vol. 73. P. 218–238. DOI: 10.1016/j.gca.2008.10.015.

Theistareykir revisited / A. Stracke, A. Zindler, V. Salters, D. McKenzie, J. Blichert-Toft, F. Albarede, K. Gronvold // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4. 8507. DOI: 10.1029/2001GC000201.

Time scales of melt extraction revealed by distribution of lava composition across a ridge axis / C. Cordier, M. Benoit, C. Hémond, J. Dyment, B. Le Gall, A. Briaais, M. Kitazawa // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. Vol. 11. DOI: 10.1029/2010GC003074.

Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China / S. Rasskazov, Y-M. Sun, I. Chuvashova, T. Yasnygina, C. Yang, Z. Xie, E. Saranina, N. Gerasimov, T. Vladimirova // *Minerals*. 2020. Vol. 10. 319. DOI: 10.3390/min10040319.

Yoder H. S. J. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas // *American Mineralogist*. 1973. Vol. 58, N 3-4. P. 153–171.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДРОБНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ТАНХОЙСКОЙ СВИТЫ – ПОТЕНЦИАЛ ДЛЯ ДЕТАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ПОНИМАНИЯ ГЛУБИННОЙ ГЕОДИНАМИКИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ В МИОЦЕНЕ И РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ

С. В. Рассказов^{1,2}, **М. В. Усольцева**³, **С. А. Решетова**⁴,
И. С. Чувашова^{1,2}, **Т. А. Ясныгина**²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Свита – основная единица местных осадочных и вулканогенно-осадочных стратиграфических подразделений – отличается от подстилающих и перекрывающих стратон (свит, толщ) в литологическом и палеонтологическом отношениях. Основное предназначение свиты заключается в наличии литологических признаков, достаточных для ее уверенного прослеживания на местности при составлении геологической карты.

Танхойская свита была первоначально выделена Н. А. Логачевым в 1958 г. как угленосный стратон миоцена-нижнего плиоцена нижней части осадочного заполнения впадин байкальского типа. Позже в состав танхойской свиты им включались также фрагментарно распространенные во впадинах отложения верхнего олигоцена. Выше угленосной (танхойской) свиты Н. А. Логачевым выделялись свиты: охристая (аносовская) верхнего плиоцена – эоплейстоцена, вулканогенно-осадочная (ахаликская) эоплейстоцена и песчаная среднего-верхнего плейстоцена. Накопление танхойской свиты связывалось с раннеорогенным этапом развития Байкальской рифтовой зоны, трех других свит – с ее позднеорогенным этапом [Логачев, 1974].

Предполагалось накопление танхойской свиты как единого стратона на фоне единообразных тектонических событий рифтовой зоны приблизительно с 30 до 3,5 млн л. н. с дальнейшей сменой свит, отвечавших менее продолжительным тектоническим событиям. Все процессы выстраивались в рамках двухэтапного развития рифтовой зоны [Logatchev, Zorin, 1987; Логачев, 2003].

Между тем во временном промежутке от 30 до 3,5 млн л. н. Байкальская рифтовая зона развивалась с существенным пространственным перераспределением осадконакопления во впадинах и образованием многочисленных стратиграфических и структурных несогласий, предполагающих образование осадочных горизонтов, связанных с различными фазами развития рельефа. При радиоизотопном датировании вулканических пород в «вершинном» поясе горных сооружений, окружающих впадины, выявилось их неравномерное (импульсное) поднятие во временных интервалах 20–18, 16–15 и 8–5 млн л. н. [Рассказов, 1993; Геохронология и геодинамика, 2000]. В формировавшемся горном и межгорном рельефе между разновозрастными слоями танхойской свиты были выявлены различные пространственно-временные соотношения, не согласующиеся с предположением о структурно-формационном единстве этих слоев, в том числе внутри впадин байкальского типа.

Байкальская рифтовая зона развивалась как часть Байкальской рифтовой системы, охватывающей более обширную территорию юга Сибири и Центральной Монголии. В настоящее время назрела необходимость подробного расчленения осадочных отложений впадин байкальского типа, которые обычно относятся к танхойской свите. Перспективы обоснования подробной схемы стратиграфии связаны с прогрессом: 1) в

изучении квазипериодичности вулканизма и смены источников вулканических пород, 2) в получении новых комплексных литологических и палеонтологических данных для осадочных отложений разновозрастных озерных бассейнов и 3) в изучении литогеохимии и глинистых минералов осадочных пород.

1. Заложению и развитию полосы поднятий и впадин Байкальской рифтовой зоны предшествовало развитие Селенгино-Витимского прогиба. Одновременно с северо-восточной частью рифтовой зоны получила развитие морфоструктура водосборного бассейна Витимского плоскогорья, разделившегося с морфоструктурой Селенгинского бассейна. В Селенгино-Витимском прогибе шло накопление мохейской свиты (кампан–маастрихт), иренгинской свиты (палеоцен–эоцен), кулариктинской свиты (олигоцен–нижний миоцен), джиллиндинской свиты (средний–верхний миоцен), хойготской толщи (плиоцен) и береинской толщи (эоплейстоцен–начало неоплейстоцена). По распространению осадочных отложений и вулканических пород обозначились три временных интервала развития этой новейшей структуры. В конце мела–эоцене образовалась Еравна-Ингурская полоса впадин осевой части Селенгино-Витимского прогиба. В олигоцене–раннем миоцене наметилась структурная перестройка, повлекшая за собой активизацию субмеридиональной Еравна-Кулариктинской полосы впадин. С рубежа раннего и среднего миоцена (приблизительно с 16 млн л. н.) активизировалась Витимо-Удоканская угловая горячая зона трансенсии Витимского плоскогорья, обозначенная термальным воздействием порции горячего материала на основание литосферы в Береинском вулканическом центре. В это время оформилась единая структура Витимского плоскогорья на фоне глубокого расчленения территории Витимского вулканического поля. Переход от Селенгино-Витимского прогиба к морфоструктурам Селенгинского и Витимского водосборных бассейнов отразил смену мел-палеогенового воздействия на литосферу первичной Западно-Забайкальской расплавной аномалии переходного слоя ранне-среднемиоценовым воздействием на литосферу вторичных Витимской и Удоканской расплавных аномалий верхней мантии в ходе развития процессов Японско-Байкальского геодинамического коридора [Переход от Селенгино-Витимского ... , 2019].

2. Полоса поднятий и впадин Байкальской системы в общем формировалась в субширотном и северо-восточном направлениях в раннем миоцене и с позднего плиоцена до настоящего времени. В среднем-позднем миоцене, однако, развитие продольных структур погружения (впадин и межгорных прогибов) рифтовой зоны уступило место развитию поперечных структур погружения.

Поперечная структура реконструируется в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны, в Тункинской долине и сопредельном хр. Хамар-Дабан, где в среднемиоценовую (16–15 млн лет) фазу поднятия Хамар-Дабана произошло глубокое расчленение территории речными водотоками, а затем расчлененный рельеф был последовательно затоплен слоями базальтовых лав возрастом от 16 до 8 млн лет. В результате вулканической планации рельефа около 8 млн л. н. на Хамар-Дабане образовалась опускающаяся равнина. Она заполнялась осадочными отложениями с меандрированием русел рек Пра-Зун-Мурин и Пра-Маргасан. Вследствие резкого понижения базиса эрозии меандры врезались в фундамент на 100–200 м [Рассказов, Батырмурзаев, Магомедов, 1990]. Погребенная миоценовыми лавами речная сеть выявлена южнее, на южном склоне хр. Хамар-Дабан, в верховьях бассейна Джиды [Антощенко-Оленев, 1975].

Поперечная структура, подобная Тункино-Хамардабанской (одновозрастная ей), реконструируется в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны, в Баргузинской долине и на Витимском плоскогорье. По ископаемой диатомовой флоре и спорово-пыльцевым комплексам осадочных отложений танхойской свиты Байкаль-

ской системы впадин и джилиндинской свиты Витимского плоскогорья определяется последовательное образование глубоких тектонических палеозер: в раннетанхойское время (ранний – средний миоцен) – палеозера Уро в Баргузинской долине, в среднетанхойское время (средний-поздний миоцен) – палеозера Бодон-1 в Баргузинской долине, в средне-позднетанхойское время (средний миоцен, 13–12 млн л. н. и первая половина позднего миоцена, 10–9 млн л. н.) – палеозер на Витимском плоскогорье, в позднетанхойское время (вторая половина позднего миоцена–ранний плиоцен, 8,0–3,6 млн л. н.) – палеозер в Тункинской долине и палеозера Бодон-1 в Баргузинской долине. Ранние и поздние палеозера были обособлены и содержали уникальную диатомовую флору [Кайнозойские осадочные ... , 2022].

В среднем-позднем миоцене, когда глубокое палеозеро Бодон-1 Баргузинской долины соединялось с палеозерами Витимского плоскогорья с распространением диатомей сходного видового состава, накопились наиболее мощные линзы однородных озерных отложений (до 200 м). Озеро среднетанхойского времени трассирует развитие поперечной структуры погружения вкост простирания рифтовых структур от южной части Баргузинской долины через будущий Икатский хребет на Витимское плоскогорье на расстояние более 200 км. С возрастанием роли поперечных структур погружения связано также начало формирования ленского речного стока из долины Пра-Аносовки через будущий Байкал в долину Пра-Манзурки в позднетанхойское время (в позднем миоцене – раннем плиоцене) [Отложения верхнего ... , 2023].

3. Осадочные отложения озер ранне-, средне- и позднетанхойского времени различаются между собой не только по разновозрастным ископаемым остаткам организмов и растений, но и по литогеохимическим характеристикам и глинистым минералам тонких глинистых фракций.

По смене глинистых минеральных фаз определяется граница между танхойским и аносовским стратонами Баргузинской долины. Озерные отложения танхойской свиты характеризуются присутствием индикаторных минералов хлорита и монтмориллонита. В переходном слое и аносовской свите идентифицирован микроклин, в дотанхойском стратоне – биотит и микроклин. Смена состава глинистых минералов от танхойской свиты к аносовской в Баргузинской долине в общем коррелируется с подобной сменой ассоциации глинистых минералов в 600-метровой скважине BDP-98 Академического хребта Байкальской впадины [Микроструктуры глинистых минералов ... , 2019; Идентификация глинистых минералов ... , 2020].

Геохимические характеристики осадочных отложений олигоцена и миоцена в Хойготской палеодолине Витимского плоскогорья последовательно менялись во времени, что отразило смену источников обломочного материала в обстановке мигрирующего характера развития речной сети. Геохимические характеристики осадочных отложений эоцена–миоцена в восточной (Мишихинско-Клюевской) и западной (Осиновской) палеодолинах Танхойской тектонической ступени Южного Байкала были единообразными, что свидетельствует о длительном поступлении осадочного материала из общего источника. Состав осадочного материала палеодолин Танхойской ступени контролировался ограниченным водосбором. После раннеплиоценовой структурной перестройки геохимические характеристики осадочных отложений восточной части Танхойской тектонической ступени стали похожи на характеристики материала плиоцен-четвертичного аллювия долины Пра-Манзурки противоположного (северо-западного) побережья Байкала. Предполагается, что в качестве общего источника плиоцен-четвертичного осадочного материала служили юрские (Пра-Манзурка) и верхнеюрские-нижнемеловые (восточная часть Танхойской тектонической ступени) осадочные породы, дезинтегрированные и размытые на поднятиях хребтов Приморского и Хамар-Дабана [Сравнительный анализ геохимических ... , 2022].

Дробное стратиграфическое расчленение танхойской свиты служит основой для реконструкций глубинной геодинамики Байкальской рифтовой зоны по характеру смены источников вулканизма в миоцене и раннем плиоцене. В Байкальском регионе вулканизм проявился после позднемиоценового перерыва в палеогене и раннем миоцене. По источникам вулканизма глубинная геодинамика раннетанхойского времени не отличалась от предшествовавшей геодинамической обстановки. Высокотемпературные процессы с извержениями пикробазальтов и высоко-Mg базанитов были запущены в середине миоцена (около 16 млн л. н.). Такая смена глубинной геодинамики отразилась в структурной перестройке Байкальской рифтовой системы, повлекшей за собой сначала средне-позднемиоценовое (среднетанхойское) на южном фланге рифтовой зоны, а затем – позднемиоценовое-раннеплиоценовое (позднетанхойское) развитие поперечных структур погружения не ее северном фланге. В пределах структур погружения концентрировалась озерная и аллювиальная седиментация.

Список литературы

- Антощенко-Оленев И. В.* Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1975. 127 с.
- Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, И. С. Брандт [и др.]. Новосибирск : Наука, 2000. 288 с.
- Идентификация глинистых минералов в верхнекайнозойских стратонах Баргузинской долины Байкальской рифтовой зоны / Р. Алокла, И. С. Чувашова, С. В. Рассказов [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. № 2. С. 68–80.
- Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро / А. И. Хассан, С. В. Рассказов, И. С. Чувашова [и др.] // Литосфера. 2022. Т. 22, № 6. С. 796–817. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-796-817.
- Логачев Н. А.* Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М. : Наука, 1974. С. 7–163.
- Логачев Н. А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
- Микроструктуры глинистых минералов осадочного заполнения Баргузинской долины: данные растровой электронной микроскопии / Р. Алокла, И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, М. В. Данилова // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 29. С. 24–38.
- Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину / С. В. Рассказов, С. А. Решетова, Т. А. Ясныгина [и др.] // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 82–107. DOI: 10.26516/2541-9641.2023.4.82.
- Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадко-накопление и вулканизм / И. С. Чувашова, А. Хассан, А. Аль Хамуд [и др.] // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 138–153. DOI: 10.26516/2073-3402.2019.27.138.
- Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск : Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С., Магомедов Ш. А.* Калий-аргоновое датирование базальтов Тункинской долины // Советская геология. 1990. № 9. С. 62–67.
- Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала / А. Аль Хамуд, С. В. Рассказов, И. С. Чувашова [и др.] // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 110–121. DOI: 10.26516/2541-9641.2022.1.110.
- Logatchev N. A., Zorin Yu. A.* Evidence and causes of the two stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. Vol. 143, N 1-3. P. 225–234.

ПСЕВДОТАХИЛИТЫ – ПОКАЗАТЕЛИ СИЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СМЕЩЕНИЙ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ: НАХОДКИ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ В СИБИРИ

С. В. Рассказов^{1,2}, И. С. Чувашова^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, С. Д. Тугарев^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Псевдотахилиты внешне похожи на тахилиты. Жильные образования таких пород более 100 л. н. были ошибочно приняты за траппы и тахилиты в Шотландии, Индии и Южной Африке. Другого подходящего имени для этих образований не нашлось [Shand, 1916]. В учебнике [Best, 2003] приводится определение псевдотахилита как черной стекловидной или афанитовой породы, образовавшейся в результате плавления по разлому. В современной версии Википедии псевдотахилит – это связывающая стекловидная или очень мелкозернистая порода, встречающаяся в виде жил и часто содержащая включения обломков вмещающих пород.

К настоящему времени тектонические псевдотахилиты охарактеризованы в милонитах различных метаморфических сред, получивших развитие в режиме доминирующей пластичной деформации нижней части коры [Passchier, 1982; Hobbs, Ord, Teysier, 1986; White, 1996; Pennacchioni, Cesare, 1997] и в катаклазитах, типичных для хрупких деформаций ее средней и верхней частей [Magloughlin, 1992; Sarkar, Chattopadhyay, 2020]. В результате трения при инкрементном скольжении вдоль поверхности разлома, в котором доминирует механизм деформаций абразивного изнашивания [Swanson, 1992, 2005], выделяется тепло и флюиды. Образующиеся расплавы силикатных пород закаляются в плоскостях сильных смещений разломов в виде псевдотахилитов, которые, как предполагается, обозначают палеоземлетрясения [Sibson, 1973, 1977; Cowan, 1999]. В псевдотахилитах верхней коры определяются минералы магматических пород и стекло, в псевдотахилитах более глубокой коры наблюдаются метаморфические преобразования [Spatial and size ... , 2018; Geochemical features of ... , 2019].

Эксперименты с высоким коэффициентом трения и численное моделирование продемонстрировали образование при сейсмическом сдвиге выемки мелко раздробленного материала, которая позднее заполнялась расплавом, генерированным в результате трения. Расплав мог взаимодействовать с мелкими обломками с дальнейшим плавлением материала и частичным изменением первоначального размера обломков фрикционно-расплавленных пород. Часть псевдотахилитов могло иметь чисто дробленое происхождение [Maddock, 1983; Magloughlin, 1992; Spray, 1995; Lin, 1996; Lin, Shimamoto, 1998; Tsutsumi, 1999; Ozawa, Takizawa, 2007].

С одной стороны, сходство валового химического состава псевдотахилитовых жил и вмещающих пород предполагает генерацию расплавов путем полного (объемного) плавления вмещающей породы [Philpotts, 1964; Shand, 1916; Sibson, 1973]. С другой стороны, наличие реликтовых минеральных фрагментов кварца и полевого шпата (но не амфибола и слюды) в большинстве псевдотахилитовых жил из разных частей мира, показывает преимущественное плавление темноцветных минералов [Allen, 2005; Bossiere, 1991; Maddock, 1992; Lin, 2008]. В псевдотахилитовых жилах выявляется неоднородный состав основной массы в масштабе микродоменов, обычно более мафический относительно валового состава вмещающей породы [Bossiere, 1991; O'Hara, 1992]. Обогащенный мафическими компонентами состав псевдотахилитовой матрицы объясняется преимущественным дроблением более мягких мафических минералов во время катаклаза вмещающей породы с последующим массовым плавлением катаклазита [Spray, 1987; Maddock, 1992].

В Сибири известные редкие находки жил, отнесенных к образованиям псевдотахилитового типа. Породы рассматривались как вещественное свидетельство динамики смещений в глубинных фрагментах зон разломов [Псевдотахилиты как вещественное ... , 2009].

Псевдотахилиты малых глубин с типичными хрупкими деформациями отмечались при документации во время проходки Северо-Муйского железнодорожного туннеля трассы БАМ в зоне Верхнеангарского разлома [Саньков, Днепровский, Коваленко, 1991].

В зоне Приморского разлома, ограничивающего фундамент Сибирского палеоконтинента с юго-юго-востока, изучались кварц-турмалиновые жилы, которые унаследовали химический состав от вмещающих диоритов с относительным обеднением SiO_2 и обогащением $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO , CaO . Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ на многоколлекторном масс-спектрометре Argus по турмалину получена датировка плато в зеркале скольжения 673 ± 5 млн лет и по мусковиту датировка плато декомпрессионной трещины – $415,4 \pm 4,1$ млн лет. Оценки глубины косейсмических разрывов в зоне Приморского разлома по минералогическим термобарометрам составили, соответственно, 18 и 12 км [О формировании очагов ... , 2018; Определение Р–Т-условий ... , 2018].

На Анабарском щите, в зоне Главного Анабарского разлома, исследовались псевдотахилиты основного-среднего состава, происхождение которых связывалось с фрикционным плавлением не глубже 18–23 км (давление 4,9–6,2 кбар). Датирование методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ проводилось по однородному материалу псевдотахилита с валовым содержанием K_2O 0,82 масс. %. Получен возраст плато тектонической подвижки 1910 ± 24 млн лет [Псевдотахилиты Главного Анабарского ... , 2022]. Этот возраст соответствует времени сборки фундамента Сибирского палеоконтинента [Розен, Мананков, Зинчук, 2006].

В Главном Саянском разломе (ГСР), отделяющем юго-западный край фундамента Сибирского палеоконтинента от аккрецированных террейнов, псевдотахилиты наблюдаются в виде серий черных и розовых полос и жил толщиной 5–10 см на фоне сплошных серых милонитов. Розовые полосы инъецированы черными жилами. Наряду с полосчатыми сериями, встречаются клиновидные (сужающиеся кверху) тела темно-серых пород, имеющие в основании ширину до 2,5 м [Tectonic generation of ... , 2021; Volcanic rocks and ... , 2021].

Породы базитового состава представляют собой амфиболиты с упорядоченной текстурой. Эти образования относятся к глубинной части зоны разлома. Расплавы псевдотахилитов основного, среднего и кислого состава впрыскивались в трещины, простирающиеся вдоль зоны ГСР. Изучение трещиноватости милонитов показало сочетание этой зоны с субмеридиональной зоной, обозначенной вулканической активностью Камарско-Становой зоны горячей трансенсии (КСЗГТ). Литосферные источники активизировались во временном интервале 18,1–11,7 млн л. н. Расплавные аномалии ГСР и КСЗГТ контролировались деформациями коры, реализовавшимися также в сильных землетрясениях Южно-Байкальской впадины и сопредельной восточной части Тункинской долины вдоль Главной Саянской и Приморской шовных границ Сибирского палеоконтинента.

Список литературы

О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень / В. В. Ружич, Г. Г. Кочарян, В. Б. Савельева, А. В. Травин // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 1039–1061. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0383.

Определение Р–Т-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва Сибирского кратона / В. В. Ружич, Г. Г. Кочарян, А. В. Травин [и др.] // Доклады Академии наук. 2018. Т. 481, № 4. С. 434–437. DOI: 10.31857/S086956520001774-4.

Псевдотахилиты Главного Анабарского разлома (Северная Якутия) – петрологические и хронологические индикаторы плавления при высокоскоростных тектонических деформациях / О. П. Полянский, А. Д. Ножкин, Э. В. Сокол [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 503, № 1. С. 18–25. DOI: 10.31857/S2686739722030094.

Псевдотахилиты как вещественное свидетельство динамики смещений в глубинных фрагментах зон разломов / В. В. Ружич, А. И. Мельников, В. Б. Савельева [и др.] // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия : материалы всерос. совещания. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 94–96.

Rosen O. M., Manakov A. V., Zinchuk H. H. Сибирский кратон: формирования, алмазоносность. М. : Науч. мир, 2006. 210 с.

Саньков В. А., Днепровский Ю. И., Коваленко С. Н. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 110 с.

Allen J. L. A multi-kilometer pseudotachylyte system as an exhumed record of earthquake rupture geometry at hypocentral depths (Colorado, USA) // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 402, N 1-4. P. 37–54. DOI: 10.1016/j.tecto.2004.10.017.

Best M. G. Igneous and metamorphic petrology. Berlin : Blackwell Publishing, 2003. 729 p.

Bossiere G. Petrology of pseudotachylytes from the Alpine Fault of New Zealand // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 196 (1–2). P. 173–193. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90295-4.

Cowan D. S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // *Journal of Structural Geology*. 1999. Vol. 21 (8–9). P. 995–1001. DOI: 10.1016/S0191-8141(99)00046-2.

Geochemical features of the pseudotachylytes in the Longmen Shan thrust belt, eastern Tibet / H. Wang, H. Li, J. Si [et al.] // *Quaternary International*. 2019. Vol. 514. P. 173–185. DOI: 10.1016/j.quaint.2018.12.030.

Hobbs B. E., Ord A., Teysier C. Earthquakes in the ductile regime // *Pure and Applied Geophysics*. 1986. Vol. 124. P. 309–336.

Lin A. Injection veins of crushing-originated pseudotachylyte and fault gouge formed during seismic faulting // *Engineering Geology*. 1996. Vol. 43, N 2-3. P. 213–224. DOI: 10.1016/0013-7952(96)00062-2.

Lin A. Fossil earthquakes: The formation and preservation of pseudotachylytes (Vol. 111). Berlin, Heidelberg : Springer-Verlag, 2008. DOI: 10.1007/978-3-540-74236-4.

Lin A., Shimamoto T. Selective melting processes as inferred from experimentally generated pseudotachylytes // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. Vol. 16, N 5-6. P. 533–545. DOI: 10.1016/S0743-9547(98)00040-3.

Maddock R. H. Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 2. P. 105–108. DOI: 10.1130/0091-7613(1983)11<105:MOOFPD>2.0.CO;2.

Maddock R. H. Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204, N 3-4. P. 261–278. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90311-S.

Magloughlin J. F. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: The cataclastic pseudotachylyte connection // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204 (3–4). P. 243–260. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90310-3.

O'Hara K. Major- and trace-element constraints on the petrogenesis of a fault-related pseudotachylyte, western Blue Ridge Province, North Carolina // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204 (3–4). P. 279–288. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90312-T.

Ozawa K., Takizawa S. Amorphous material formed by the mechanochemical effect in natural pseudotachylyte of crushing origin: A case study of the Iida-Matsukawa Fault, Nagano Prefecture, Central Japan // *Journal of Structural Geology*. 2007. Vol. 29, N 11. P. 1855–1869. DOI: 10.1016/j.jsg.2007.08.008.

Passchier C. W. Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees // *Journal of Structural Geology*. 1982. Vol. 4, N 1. P. 69–79. DOI: 10.1016/0191-8141(82)90008-6.

Pennacchioni G., Cesare B. Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps) // *Journal of Metamorphic Geology*. 1997. Vol. 15. P. 777–791. DOI: 10.1111/J.1525-1314.1997.00055.X.

Philpotts A. R. Origin of pseudotachylytes // *American Journal of Science*. 1964. Vol. 262, N 8. P. 1008–1035.

Sarkar A., Chattopadhyay A. Microstructure and geochemistry of pseudotachylyte veins from Sarwar-Junia Fault Zone, India: Implications for frictional melting process in a seismic fault zone // *Geological Journal*. 2020. Vol. 55, N 12. P. 7687–7715. DOI: 10.1002/gj.3900.

Shand S. J. The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State), and its relation to 'Trap-Shotten Gneiss' and 'Flinty Crush-Rock' // *Quarterly Journal of the Geological Society*. 1916. Vol. 72. P. 198–221. DOI: 10.1144/GSL.JGS.1916.072.01-04.12.

Sibson R. H. Interactions between temperature and pore fluid pressure during an earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief // *Nature*. 1973. Vol. 243. P. 66–68.

Sibson R. H. Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geol. Soc. London*, 1977. Vol. 133. P. 191–213.

Spatial and size distributions of garnets grown in a pseudotachylyte generated during a lower crust earthquake / A. Clerc, F. Renard, H. Austrheim, B. Jamtveit // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 733. P. 159–170. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.02.014.

Spray J. G. Artificial generation of pseudotachylyte using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane // *Journal of Structural Geology*. 1987. Vol. 9 (1). P. 49–60.

Spray J. G. Pseudotachylyte controversy: Fact or fiction? // *Geology*. 1995. Vol. 23 (12). P. 1119–1122. DOI: 10.1016/0191-8141(87)90043-5.

Swanson M. T. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204 (3–4). P. 223–242. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90309-T.

Swanson M. T. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones // *Journal of Structural Geology*. 2005. Vol. 27. P. 871–887. DOI: 10.1016/j.jsg.2004.11.009.

Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia / S. Rasskazov, I. Chuvashova, T. Yasnygina [et al.] // *Minerals*. 2021. Vol. 11 (5). P. 487.

Tsutsumi A. Size distribution of clasts in experimentally produced pseudotachylytes // *Journal of Structural Geology*. 1999. Vol. 21 (3). P. 305–312. DOI: 10.1016/S0191-8141(98)00113-8.

Volcanic rocks and pseudotachylytes from sources of crust-mantle complementary layers: Insight into geodynamics of the Baikal Rift System, Southern Siberia / I. Chuvashova, S. Rasskazov, T. Yasnygina [et al.] // *EGU General Assembly*. 2021. EGU21-3665 DOI: 10.5194/egusphere-egu21-3665.

White J. C. Transient discontinuities revisited: pseudotachylyte, plastic instability and the influence of low pore fluid pressure on deformation processes in the mid-crust // *Journal of Structural Geology*. 1996. Vol. 18. P. 1471–1486. DOI: 10.1016/S0191-8141(96)00059-4.

ОТ ИНТЕГРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ К ДОЛГОСРОЧНОМУ ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В. В. Ружич¹, Е. А. Левина¹, С. В. Рассказов^{1,2}

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

В начале 1970-х гг. в горном обрамлении Тункинской рифтовой впадины и в ее пределах впервые геологическими изысканиями документально были выявлены и изучены разломы взбросо-надвигового типа, деформирующие базальтовые поля и рвущие базальтовые дайки с возрастными порядками 11 млн лет [Ружич, 1972]. Позднее подобные разрывные нарушения также были выявлены в северо-восточной части БРЗ, в районе Чарской впадины и ее горного обрамления. Из этих сведений следовал вывод о том, что при формировании Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) наряду с растяжением земной коры одновременно проявлялись силы горизонтального сжатия, ось главных нормальных тектонических напряжений имела северо-восточное направление. Полученные сведения послужили основанием для заключения о том, что формирование БРЗ происходило в условиях совместного существования локального рифтогенного и планетарного энергетических источников [Ружич, Шерман, Тарасевич, 1972]. Позже надвиги с большой амплитудой (не менее 500 м) были вскрыты скважинами на юге Окинского плоскогорья и дорожной выемкой на Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала. Первый из них был активен на рубеже плиоцена и квартера (около 2,6 млн л. н.), второй – на рубеже миоцена и плиоцена (около 5,3 млн л. н.) [Рассказов, 1990; Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая ... , 2021].

В 1975 г. в Институте земной коры проводилось международное совещание по рифтовой системе Земли. После этого совещания Петером Молнаром была опубликована статья, в которой впервые была представлена модель возникновения БРЗ, увязанная с распространением горизонтального сжатия земной коры со стороны Индо-Евразийской коллизии [Molnar, Tapponier, 1975]. В течение последующих десятилетий до настоящего времени превалировали представления о пассивной геодинамической модели БРЗ, которые поддерживались многими учеными. Тем не менее многие отечественные и зарубежные исследователи оставались убежденными сторонниками активной модели БРЗ, основанной на сведениях о существовании выявленного геофизиками мантийного плюма у южной окраины Сибирского кратона [Замараев, Ружич, Мазукабзов, 1977; Недра Байкала ... , 1981; Модели строения и ... , 1984]. До настоящего времени высказываются возражения многих ученых о реальности пассивной модели возникновения БРЗ. Например, сомнительно, что через огромное расстояние (порядка 3–4 тыс. км) возможно распространение мощных тектонических усилий сжатия через тонкую земную кору, которые способны вращать Амурскую плиту и обеспечить проявление пассивного возникновения БРЗ [Neugebauer, 1983; Ружич, Мазукабзов, Васильев, 1989; Volcanism in the ... , 2015]. При этом исключалось влияние местного мантийного энергетического источника, превалирующая роль которого не оспаривается в отношении генезиса океанической рифтовой системы.

В одной из недавних работ рассмотрены результаты применения трехмерной модели скоростной структуры Р-волн в земной коре и верхней мантии под Монголией и Байкальской рифтовой зоной [Deep structure and ... , 2002; Huang, Zhao, 2022]. В ней приводятся данные о том, что над куполом Хангайского поднятия выявлены отрицательные гравитационные аномалии и высокий тепловой поток, что позволяет предполагать происходящее расслоение литосферы и возникновение ее горизонтального растяжения от мантийного источника (апвеллинга) субширотной ориентации. Примечательно, что эти выводы о наличии типичных механизмов рифтогенеза в Прихуб-

сгуде позволяют объяснить возникновение трех рифтовых впадин, которые имеют не типичное для БРЗ северо-восточное, а меридиональное простирание.

В последующий период в ряде работ, например в [Ружич, 1997; Логачев, 2003], высказывалось мнение о сочетании планетарного горизонтального сжатия литосферной оболочки и локализованного рифтогенного растяжения, возникшего при всплывании и растекания мантийного диапира. Такая модель была дополнительно обоснована путем проведения лабораторных экспериментов в Институте земной коры [Логачев, Борняков, 2000]. За последние десятилетия в мировом научном сообществе появились новые сведения об эндогенных термогравитационных и термохимических процессах между основными геосферами Земли в виде ядра, мантии и литосферы. Наряду с этим было привлечено внимание к работам, где рассмотрены представления о влиянии солнечно-земных связей и эпизодов скачкообразного движения центра масс (ядра) Земли на современные сеймотектонические процессы [Barkin, 1995; Ружич, Смольков, Левина, 2019]. В общей совокупности было показано, что возникновение и эволюция рифтогенного раскола земной коры в Центрально-Азиатском регионе активно продолжается в настоящее время. Свидетельства проявления планетарного сжатия рассмотрены и обоснованы во многих работах, в которых упоминается о том, что Земля, как одна из планет солнечной системы, возникла согласно известному закону всемирного тяготения и его влияние на Землю распространяется через солнечно-земные связи [Смольков, 2013; Геофизические последствия гравитационного ... , 2013; Smolkov, Barkin, 2016]. Именно процессы гравитации обусловили закономерное для космоса сферическое строение остывающего ядра Земли, расслоение мантии и восходящие потоки более легкого разогретого вещества мантии, что стало причиной рифтогенного растяжения и разрывов земной коры в океанах и распространилось на континенты. В настоящее время ротационный режим Земли и режим ее вращения вокруг Солнца по эллиптической орбите, а также гравитационное взаимодействие с другими планетами солнечной системы, в комплексе обеспечивают воздействие на режим сеймотектонической деструкции литосферной оболочки Земли. Таким образом, есть достаточно оснований, чтобы назвать модель возникновения БРЗ интегральной [Смольков, 2013; Геофизические последствия гравитационного ... , 2013; Баркин, Клиге, 2012].

В качестве одного из примеров использования интегральной модели обратимся к анализу механизмов очагов землетрясений в БРЗ, произошедших за период недавней сеймотектонической активизации 2019–2022 гг. В этот период выявлены, например, разные сочетания взбросо-сдвиговых и сбросо-сдвиговых механизмов, которые фиксировались при квазирегулярных активизациях во всех трех сегментах БРЗ. Установлено, что в центральном сегменте во впадине Байкала, где наиболее явно проявляются признаки растяжения, преобладают сбросовые механизмы, тогда как на флангах, особенно на юго-западном, чаще фиксируются взбросо-сдвиговые [Радзиминович, 2021]. Эти сочетания красноречиво свидетельствуют о взаимодействии механизмов мантийного апвеллинга и планетарного сжатия. Рассмотренная интеграционная модель БРЗ позволяет более детально анализировать современный сейсмический режим. Понимание двух физических энергетических источников, действующих при развитии БРЗ, ведет к более осознанному распознаванию причин наблюдаемых процессов миграции землетрясений и совершенствованию метода их долгосрочного прогноза. Например, при проведенном анализе структуры сейсмического поля БРЗ выявлено, что упоминаемые изменения современных механизмов очагов землетрясений с преобладанием сжатия и растяжения происходят с периодичностью 3–4 года. Следовательно, в геологическом временном масштабе можно рассматривать это как свидетельство относительной синхронности проявления совместного влияния апвеллингового мантийного механизма и планетарного сжатия [Ружич, Левина, 2022]. Следовательно, при разработке методов долгосрочного прогноза землетрясений, целесообразно учитывать геодинамические условия возникновения и развития БРЗ.

Работа подготовлена в рамках базового проекта «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии», № FWEF-2021-0009 и с использованием оборудования Центра коллективного пользования ИЗК СО РАН по гранту № 075-15-2021-682.

Список литературы

- Баркин Ю. В., Клиге Р. К. Гравитационные воздействия гелиокосмических факторов на эндогенную активность Земли // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 3. Факторы изменения природной среды. М. : Науч. мир, 2012. С. 46–61.
- Геофизические последствия гравитационного воздействия на Землю / Г. Я. Смольков, А. Д. Базаржапов, В. Ф. Петрухин, В. Л. Щепкина // Солнечно-земная физика. 2013. № 23. С. 129–135.
- Замараев С. М., Ружич В. В., Мазукабзов А. М. Байкальский тектоносфер // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск : Наука, 1977. С. 3–12.
- Логачев Н. А. История и геодинамика формирования Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. № 5. С. 391–406.
- Логачев Н. А., Борняков С. А. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // Доклады Академии наук. 2000. Т. 373, № 3. С. 388–390.
- Модели строения и развития литосферы Байкальского рифта / Ю. А. Зорин, Н. А. Логачев, В. А. Голубев [и др.] // Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. М. : Радио и связь, 1984. С. 56–68.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным) / С. В. Крылов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенькин [и др.]. Новосибирск : Наука, 1981. 105 с.
- Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение / А. Аль Хамуд, С. В. Рассказов, И. С. Чувашова [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.
- Радзимович Н. А. Механизмы очагов землетрясений юга Байкальского региона и Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 4. С. 902–908.
- Рассказов С. В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.
- Ружич В. В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1972. 23 с.
- Ружич В. В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- Ружич В. В., Левина Е. А. О разработке сейсмогеологического подхода к среднесрочному прогнозу землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14, № 1. С. 17–28.
- Ружич В. В., Мазукабзов А. М., Васильев В. П. О роли Индо-Азиатской коллизии в становлении современной структуры Центральной Азии // Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск : Наука, 1989. С. 96–103.
- Ружич В. В., Смольков Г. Я., Левина Е. А. Объяснение проявлений солнечно-земных связей в сейсмогеодинамике // Триггерные эффекты в геосистемах : тез. докл. V Междунар. конф. М. : ГЕОС, 2019. С. 172–173.
- Ружич В. В., Шерман С. И., Тарасевич С. И. Новые данные о надвигах в юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 920–923.
- Смольков Г. Я. Фундаментальный и прикладной характер солнечно-земной физики // 21 век: Актуальные направления фундаментальных и прикладных исследований : материалы Междунар. науч.-практ. конф. М., 2013. С. 143–147.
- Barkin Yu. V. Motion of the Earth's center of mass induced by global changes in its dynamic structure and by tidal deformations // Moscow University Physics Bulletin. New York : Allerton Press, 1995. Vol. 50, N 5. P. 92–94.
- Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modeling / С. Petit, J. Déverchère, E. Calais [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 197, N 3–4. P. 133–149. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00470-3.
- Huang Z., Zhao D. Seismotectonics of Mongolia and Baikal rift zone controlled by lithospheric structures // Geophysical Research Letters. 2022. Vol. 49, N 15. e2022GL099525. DOI: 10.1029/e2022GL099525.
- Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189. (4201). P. 419–425.
- Neugebauer N. J. Mechanical aspects of continental rifting // Tectonophysics. 1983. Vol. 94. P. 91–108.
- Smolkov G. Ya., Barkin Yu. V. External factors of solar-terrestrial relation // Astronomical and Astrophysical Transactions. 2016. Vol. 29 (4). P. 1–27.
- Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion / A. V. Ivanov, E. I. Demonterova, H. He [et al.] // Earth-Science Reviews. 2015. Vol. 148. P. 18–43. DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.05.011.

О ВЛИЯНИИ ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА РЕЖИМ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В РАЙОНЕ ВЕРХНЕАНГАРО-МУЙСКОЙ МЕЖВПАДИННОЙ ПЕРЕМЫЧКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В. В. Ружич¹, В. И. Мельникова^{1,2}, Н. А. Гилёва²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Иркутск, Россия

В последние десятилетия повышенное внимание многих специалистов направлено на оценку сейсмической опасности района высокогорной перемычки между Верхнеангарской и Муйской рифтовыми впадинами, расположенными на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) (рис. 1). Это связано с тем, что на рассматриваемой территории находится чрезвычайно ответственный участок трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ), осложненный наличием протяженного 15-километрового Северомуйского тоннеля, вблизи западного и восточного порталов которого в период его строительства и эксплуатации произошли две крупные сейсмические активизации (рис. 2). К ним относятся: Ангараканский рой землетрясений 1978–1984 гг. (более 3000 событий с $M \leq 4,4$) и значительно более мощная по энергии и количеству сейсмических событий – Муяканская серия землетрясений (более 35 тыс. толчков с $M \geq 1,0$ в 2014–2016 гг.), соответственно [Ангараканский рой землетрясений ... , 1987; Melnikova, Filippova, Gileva, 2022].

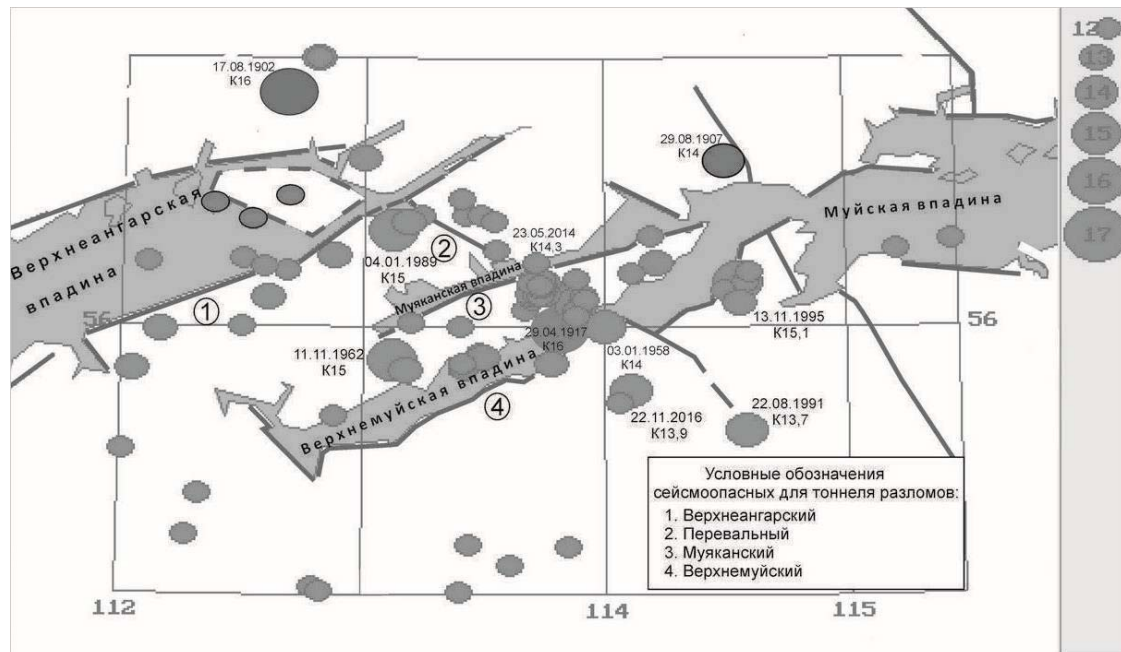


Рис. 1. Сейсмотектоническая схема строения межвпадиной перемычки между Верхнеангарской и Муйской рифтовыми впадинами и расположение эпицентров сильных землетрясений с $Kp = 12-17$ ($M \geq 4,5$)

Установлено, что несмотря на значительные вариации в направлениях главных осей напряжений в очагах отдельных землетрясений, на рассматриваемой территории доминирует рифтовый режим сейсмотектонической деструкции земной коры, при

котором сформировались и указанные выше активизации [Ангараканский рой землетрясений ... , 1987].

Примечательно, что Ангараканские и Муяканские сейсмические события локализовались в довольно компактных объемах земной коры, при этом достоверная информация о малых глубинах гипоцентров ($h = 4–10$ км, $\delta h < 3$ км) большинства землетрясений была получена с помощью временных локальных сейсмических станций [Муяканское-II землетрясение ... , 2020; Melnikova, Filippova, Gileva, 2022]. На рис. 3 в качестве примера «всплывания» гипоцентров Муяканских землетрясений показан глубинный разрез гипоцентрального поля вдоль Муяканского хребта (с ЮЗ на СВ).

Учитывая результаты комплексных геолого-геофизических исследований прошлых лет [Геология и сейсмичность ... , 1985; Ружич, 1997] и последних детальных сейсмологических работ в Северо-Муиском районе БРЗ [Melnikova, Filippova, Gileva, 2022], авторы данного сообщения предполагают, что возникновение эпизодов высокой сейсмической активности здесь связано не только с условиями высокоинтенсивной рифтогенной активизации, характерной для межвпадиных перемычек, но и с негативными последствиями проведения крупномасштабных и длительных горнопроходческих буровзрывных воздействий на насыщенную сейсмоопасными разломами геологическую среду при строительстве Северомуйского тоннеля.

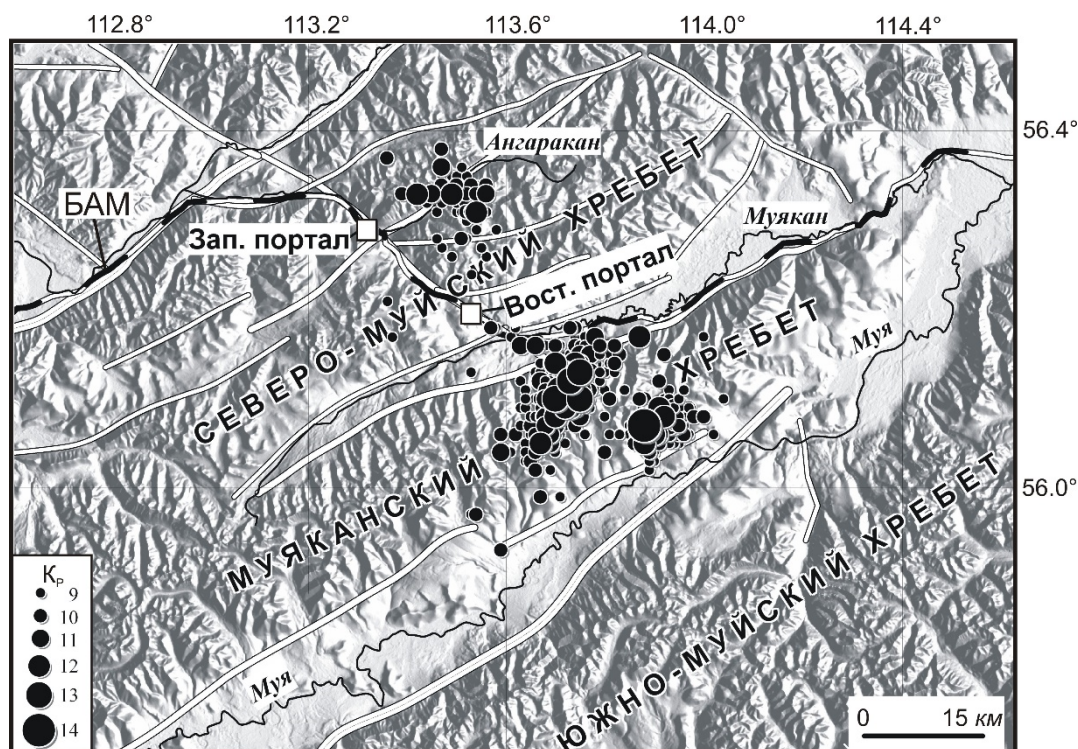


Рис. 2. Эпицентральные поля Ангараканской (1978–1984 гг.) и Муяканской (2014–2016 гг.) серий землетрясений (показаны наиболее сильные события). Белыми квадратами обозначены западный и восточный порталы Северомуйского тоннеля

Известно, что в 1970-х гг., после ускоренной разработки проекта тоннеля, горнопроходческие работы начались в мае 1977 г., а открытие тоннеля состоялось только в 2003 г. В итоге общая длительность техногенных воздействий продолжалась 26 лет, при этом суммарная протяженность горных выработок составила 45 км, а максимальное удаление кровли тоннеля от поверхности перевала – 1 км. Беспрецедентно сложные условия прокладки тоннеля через Ангараканский горный перевал проявились в местах пересечений с зонами четырех активных тектонических нарушений, относя-

щихся к зоне Перевального разлома взбросо-сдвигового типа. В них обнаружено наличие высоконапорных (достигающих 34 атмосфер) выходов минерализованных источников, высоконасыщенных радоном. В настоящее время также продолжается интенсивный приток в тоннель больших объемов воды преимущественно из р. Ангаракан, при этом вода непрерывно отводится через штольню, пройденную для технического обслуживания. Обводнение зоны Перевального разлома, усилившееся при проходке тоннеля, способствует его сейсмодинамической активизации. Наблюдавшиеся в местах его пересечения с рифтогенными разломами СВ ориентации прерывистые смещения со скоростями 5–30 мм/год могут свидетельствовать о техногенном инициированном возрастании сейсмической активности.



Рис. 3. Распределение гипоцентров землетрясений вдоль разреза в Муяканском хребте (с ЮЗ на СВ): серым цветом обозначены события за период 1970–2013 гг., черным – за период Муяканской активизации (2014–2016 гг.)

Подобному сценарию в полной мере соответствует формирование вблизи западного и восточного порталов Северо-Муйского тоннеля Ангараканской и Муяканской сейсмических активизаций, которые тесно связаны с дизъюнктивами, образованными пересечением зон активных на современном этапе развития разломов [Ружич, 1997]: Перевального с Ковоктинско-Ангараканским на западе и Перевального с Муяканским на востоке. Факт появления в разломных узлах крупных последовательностей землетрясений, локализованных на малых глубинах и включающих достаточно сильные сейсмические события ($K_p \geq 12,0$, $M_w \geq 4,5$), наводит на мысль о том, что в исследуемом районе необходимо организовать полигон для мониторинга параметров сейсмических процессов и режима смещений по разломам. Актуальность данной задачи обусловлена возрастанием сейсмической опасности для градостроительных и промышленных объектов в рабочем поселке Северомуйск, а также уязвимости всей инфраструктуры БАМ. Это чрезвычайно важно и с той точки зрения, что в недалеком будущем в этом районе не исключена вероятность возникновения очагов довольно сильных землетрясений ($K_p \geq 14,0$, $M_w \geq 5,5$). Таким образом, совместная интерпретация сейсмологических и сейсмогеологических данных показала, что существуют признаки влияния на геологическую среду рассматриваемого района масштабных техногенных воздействий, связанных со строительством Северомуйского тоннеля. Эти воздействия существенным образом способствуют усилению в данном районе сейсмической опасности.

Стоит отметить, что в 2018 г. ОАО «РЖД» объявило о планах возможной проработки технико-экономического обоснования строительства второго железнодорож-

ного пути с проходкой аналогичного тоннеля рядом с уже существующим Северомуйским тоннелем, что направлено на увеличение пропускной способности этого участка БАМ. Предполагаемая стоимость проекта – сотни миллиардов рублей, а возможная длительность строительства составит не менее 10 лет. Нельзя не учитывать имевшие место в прошлом при проходке первого тоннеля многочисленные аварийные ситуации, сопровождавшиеся масштабными обрушениями сводов тоннеля, сильнейшей обводненностью и загазованностью радоном, что повышало вероятность смертельной опасности для проходчиков и специалистов сферы обслуживания высокоуязвимой инфраструктуры тоннеля. Вместе с этими проблемами не следует игнорировать другую нарастающую сейсмическую опасность в виде увеличения сейсмического риска и сеймотектонической уязвимости уже двух тоннелей. Очередной этап длительного и весьма интенсивного техногенного воздействия на высоконапряженный структурно-тектонический участок межвпадиной премычки будет способствовать увеличению сеймотектонической и инженерно-геологической угрозы при проходке нового тоннеля. Многие сотрудники Института земной коры ранее принимали активное участие в осуществлении планов строительства БАМ и хорошо знают сложные сейсмогеологические условия Северомуйского района, а также риски возобновления очередной сейсмологической угрозы от последствий строительства еще одного сложнейшего и дорогостоящего тоннеля. Поставарийное восстановление проходимости двух тоннелей в ослабленных скальных массивах после возникновения сильных близких землетрясения окажется весьма затратным и длительным, что весьма негативно скажется на пропускном режиме БАМ. Учитывая вероятность возникновения подобного сценария, необходимо обратить внимание на то, что в Институте земной коры СО РАН был предложен для рассмотрения менее затратный и безопасный проект в виде варианта прокладки второго, более протяженного обходного пути трассы БАМ, но без необходимости строительства второго сложнейшего и протяженного тоннеля. Прокладка такого пути могла быть осуществлена в укороченные сроки, была бы менее затратной по ресурсам и исключала бы масштабные аварийные риски.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00682-24) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Список литературы

- Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / В. М. Кочетков, Н. С. Боровик, Л. А. Мишарина [и др.]. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1987. 81 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Сейсмогеология и сейсмическое районирование / отв. ред. В. П. Солоненко, М. М. Мандельбаум. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 191 с.
- Муяканское-II землетрясение 23 мая 2014 г. с $K_p=14.3$, $M_w=5.5$, $I_0=7-8$ (Северное Прибайкалье) / Н. А. Гилёва, В. И. Мельникова, А. И. Середкина, Я. Б. Радзиминович // Землетрясения Северной Евразии. Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2020. Вып. 23 (2014 г.). С. 323–333. DOI: 10.35540/1818-6254.2020.23.33.
- Ружич В. В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- Melnikova V. I., Filippova A. I., Gileva N. A. The Muyakan Earthquake Sequence in the North Muya Region of the Baikal Rift Zone: Detailed Analysis and Possible Reasons // Pure and Applied Geophysics. 2022. Vol. 179, N 9. P. 3157–3175. DOI: 10.1007/s00024-022-03124-7.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ И ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

К. М. Рычкова

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
Кызыл, Россия, klara6@inbox.ru

Формирование Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей является дискуссионной темой. В предлагаемых тезисах рассмотрен этот вопрос с применением имеющихся результатов изотопного отношения гелия в подземных флюидах ЮБВО и ЮХВО. Изотопный состав гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) в подземных флюидах является единственно надежным критерием связи флюидов с мантией [Азбель, Толстихин, 1988; Поляк, 1988]. ЮБВО расположена на юго-западе Байкальской рифтовой зоны и объединяет позднекайнозойские базальты в пределах хр. Хамардабан и Восточный Саян на площади $350 \times 450 \text{ км}^2$ [Магматизм и геодинамика ... , 2003] (рис. 1).

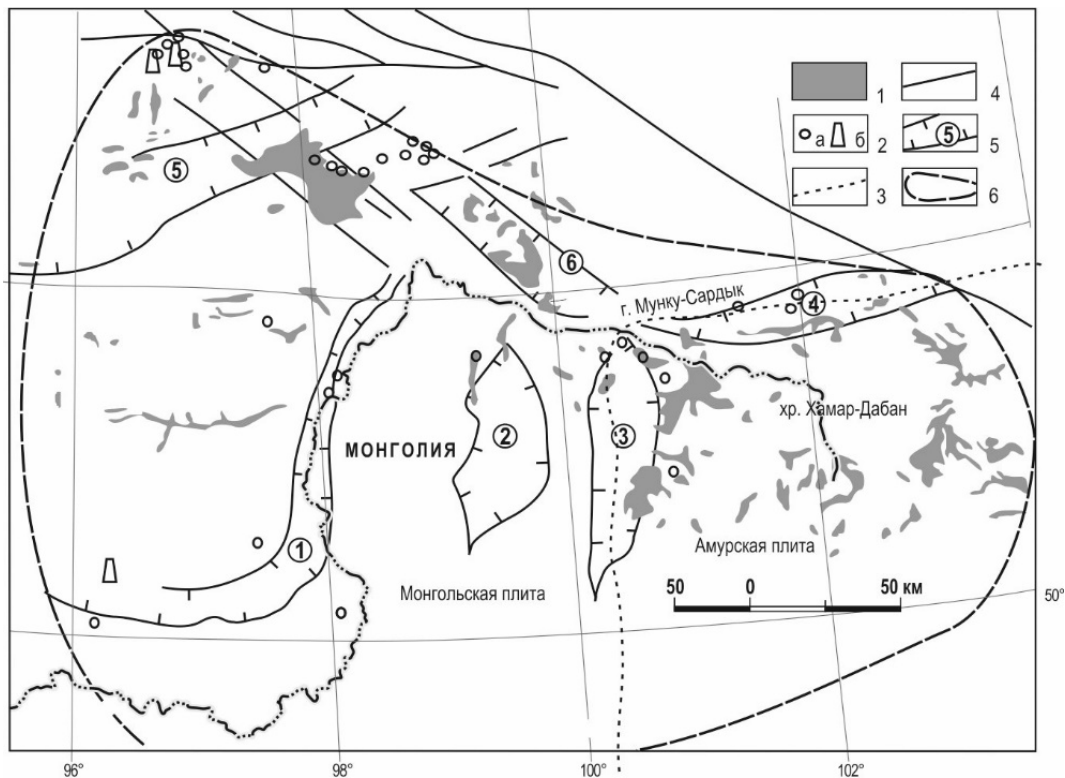


Рис. 1. Схема распределения изотопного отношения гелия и теплового потока в Южно-Байкальской вулканической области. 1 – позднекайнозойские вулканические поля; 2 – пункты: а – определения изотопного состава гелия, б – измерения теплового потока в скважинах определения; 3 – граница между Монгольской и Амурской плитами; 4 – разломные зоны; 5 – грабен, его номер; 6 – контур ЮБВО. Схема строения области по [Магматизм и геодинамика ... , 2003]

Для ЮБВО характерно тройное сочленение грабенов: объединенных вершиной г. Мунку-Сардык (3546 м). Такая структурная особенность присуща вулканическим областям, сформированным над мантийными плюмами. Позднекайнозойский вулканизм ЮХВО объединяет проявления на Хангайском хребте и его обрамлении [Динамика формирования и ... , 1994] (рис. 2). ЮБВО и ЮХВО имеют как общие законо-

мерности в развитии вулканизма, так и свои особенности [Позднекайнозойская вулканическая ... , 2011]. Обе области приурочены к границе Монгольской и Амурской плит. Вулканическая деятельность проявляется практически одновременно, но миграция вулканизма в ЮХВО происходит с юга на север, а в ЮБВО – с востока на запад. В петрохимическом отношении породы областей представляют собой основные высококальциевые породы. ЮХВО имеет допозднекайнозойскую историю вулканизма с конца поздней юры – начала раннего мела (150–138 млн лет). Вулканическая деятельность в ЮБВО предваряла грабенообразование и дальнейшее развитие вулканизма происходило при формирующейся системе грабенов [Магматизм и геодинамика ... , 2003]. В ЮХВО развитие грабенообразовательных процессов предшествовало либо оно происходило одновременно с вулканической деятельностью [Динамика формирования и ... , 1994]. Объем извержений в ЮБВО ($>14350 \text{ км}^3$) на порядок и более превосходит указанный параметр в ЮХВО ($>1285 \text{ км}^3$) и интенсивность вулканизма на единицу площади в ЮБВО почти на порядок выше, чем в ЮХВО. Для ЮБВО изучены 36 пунктов наблюдений. Для ЮХВО использованы данные по 14 пунктам. Пробы на изотопный состав газов отбирались согласно методике [Справочник по геохимии ... , 1998]. Анализ проб производился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201. В полученные результаты проб вводилась поправка за влияние контаминации проб атмосферным гелием ($R_{\text{испр}}$), которая показала отсутствие либо незначительную контаминацию проб атмосферным гелием. Выяснялось постоянство уровня R во времени повторным опробованием, что позволило обосновать возможность выявления их латеральных различий. Практически все пробы ЮБВО находятся в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами. Значения $R_{\text{испр}}$ были использованы для оценки теплового потока по формуле [Поляк, 1988]:

$$qR = 18,23 \cdot \lg R + 181,82.$$

Изотопно-гелиевая аномалия, протягивается на 650 и более км от Тункинской впадины на северо-запад по Окинской и далее по Восточно-Саянскому разлому (рис. 1). Самые высокие $R_{\text{изм}}$ (от $620 \cdot 10^{-8}$ до $1120 \cdot 10^{-8}$), практически равные значениям верхнемантийного резервуара MORB, характерные для срединно-океанических хребтов, выявлены в центральной части Тункинской впадины [Изотопный состав гелия ... , 1976]. Мантийный гелий составляет 96–98 %. Следующее близкое к субмантийным $R = 422 \cdot 10^{-8}$, выявлено в источниках Восточно-Тувинского лавового нагорья (ВТЛН) в зоне сопряжения северо-западной части Окинского и Азасского грабенов [Изотопы гелия в ... , 2007]. Доля мантийного гелия составляет 38 %. На самом северо-западном участке (Кандатская группа) R варьирует от $103 \cdot 10^{-8}$ до $255 \cdot 10^{-8}$, доля мантийного гелия варьирует от 8 до 21 %, в среднем составляя 16 %. В ЮХВО изотопный состав гелия изучен в подземных флюидах 15 источников.

Из них только четыре (рис. 2, 1, 2, 6, 13) имеют повышенные $R = (26–36) \cdot 10^{-8}$ с мантийным гелием около 2,5 %. У остальных R соответствует фоновым значениям позднепалеозойской коры, слагающей это сооружение. Высокие значения общего гелия до 9700 мкг/г указывают на его коровую природу [Тепломассопоток из мантии ... , 1994], и газовый состав источников формируется в земной коре [Изотопные исследования ... , 1995]. Согласно [Хуторской, 1996] тепловой поток в Центральной Монголии «...генетически связан с обширным внедрением разогретого вещества мантии в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферии к ее центру».

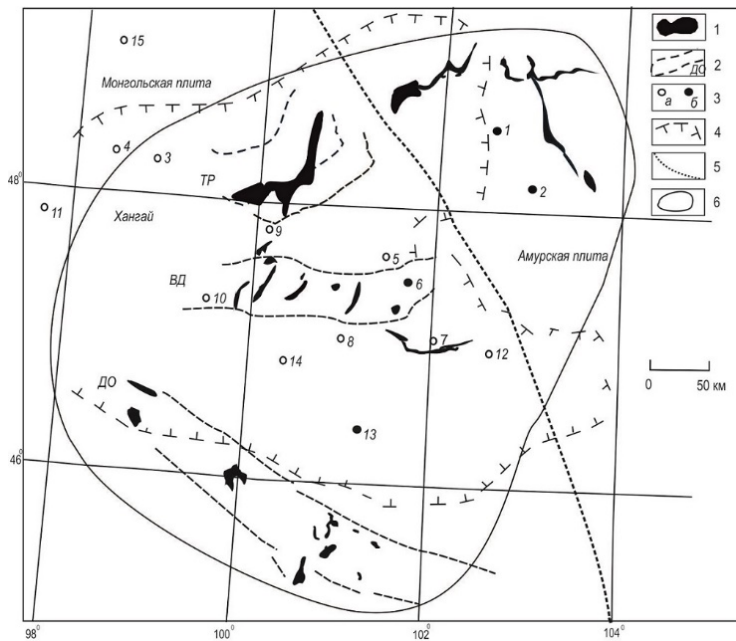


Рис. 2. Схема распределения отношения изотопов гелия в Южно-Хангайской вулканической области.

1 – позднекайнозойские вулканические поля; 2 – грабены, их названия; 3 – пункты определения отношения изотопов гелия: а – R в пределах фоновых значений, б – $R > 20 \times 10^{-8}$; 4 – граница горных сооружений; 5 – граница между Амурской и Монгольской плитами; 6 – контур ЮХВО. Схема строения области – по [Динамика формирования и ... , 1994]

Таким образом, содержание изотопного отношения гелия в подземных флюидах в ЮБВО выше на порядок и более чем в ЮХВО. Значение R в подземных флюидах является единственно надежным критерием связи флюидов с мантией [Азбель, Толстихин, 1988; Поляк, 1988]. В ЮБВО изотопно-гелиевая специфика однозначно свидетельствует о доли мантийного гелия от 2,5–5 до 98–99 % в подземных флюидах. Значительная протяженность и сопряженная изменчивость $^3\text{He}/^4\text{He}$ и теплового потока на всем протяжении Окинско-Восточно-Саянской разломной зоны указывает на продолжение рифтогенных и магматических процессов за пределы западного фланга БРЗ и подтверждает транспортировку мантийного гелия в кору глубинным тепломассопотоком [Рычкова, Монгуш, 2018]. Изучение R в оливинах базальтов ЮБВО (Хамар-Дабан, вулкан Думбусун-Дулга) показало, что R варьируют от $1,6 \cdot 10^{-6}$ до $(48 \pm 2) \cdot 10^{-6}$ и отвечают нижнемантийным резервуарам PREMA и LM с R соответственно равным $30 \cdot 10^{-6}$ и $40 \cdot 10^{-6}$ [Грачев, 1998; Первые данные об ... , 2003, табл. № 6, с. 628]. В ЮХВО изотопный состав гелия в подземных флюидах четырех источников немного превышает фоновое для палеозойских пород, но в фенокристах оливинов базальтах Хангайского нагорья R варьируют от $0,56 \cdot 10^{-6}$ до $8,7 \cdot 10^{-6}$ [Грачев, 1998, табл. 1]. Такие величины соответствуют мантийным источникам EM1 и EM2 с R , равным, соответственно, $(1-6) \cdot 10^{-6}$ и $< 10 \cdot 10^{-6}$ [Грачев, 2003, табл. 6]. Согласно [Позднекайнозойская вулканическая ... , 2011], изотопные характеристики ϵNd и ϵSr указывают на наибольшую степень влияния нижнемантийного источника PREMA в вулканических образованиях ЮБВО (составы пород смещены к модельному источнику PREMA), а вулканы ЮХВО в основном сосредоточены в пределах источника EM1 с небольшим трендом в сторону PREMA. Повышенная мощность земной коры в ЮХВО, слабая проницаемость, обусловленная процессами предшествовавшего тектонического скупивания затрудняли проникновение мантийного вещества и объем вулканизма оценивается на порядок ниже, чем в ЮБВО.

Различия в изотопном составе гелия в подземных флюидах ЮБВО и ЮХВО, по нашему мнению, объясняются мантийными резервуарами, содержащими разную величину этого параметра: для ЮБВО резервуар PREMA с подчиненной долей источника EM1; для ЮХВО резервуар EM1 [Рычкова, Кальная, 2023].

Таким образом, связь с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии, установленная по результатам геохронологических, геохимических и изотопных исследований, палеовулканических и структурных условий проявления вулканизма ЮБВО и ЮХВО [Динамика формирования и ... , 1994; Магматизм и геодинамика ... , 2003; Позднекайнозойская вулканическая ... , 2011; Грачев, 1998; Первые данные об ... , 2003; Поляк, 2004], подтверждается изотопным составом гелия в подземных флюидах.

Список литературы

- Азбель И. Я., Толстихин И. Н.* Радиогенные изотопы в эволюции мантии земли, коры и атмосферы. Апатиты : ГИН КОЛНЦ РАН. 1988. 140 с.
- Грачев А. Ф.* Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
- Грачев А. Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканических пород и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
- Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) / В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов, В. И. Коваленко, В. С. Самойлов // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.*
- Изотопные исследования минеральных вод Монголии / Е. В. Пинеккер, Б. И. Писарский, С. Е. Павлова, В. С. Лепин // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 94–102.*
- Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны / И. С. Ломоносов, Б. А. Мамырин, Э. М. Прасолов, И. Н. Толстихин // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.*
- Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы / К. М. Рычкова, А. Д. Дучков, В. И. Лебедев, И. Л. Каменский // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. № 36. С. 814–817.*
- Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований / В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов, В. И. Коваленко, Б. Г. Покровский // Петрология. 2003. Т. 1, № 1. С. 3–33.*
- Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии / А. Ф. Грачев, Ю. С. Генштафт, И. Л. Каменский, А. Я. Салтыковский // ДАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 669–672.*
- Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии / В. В. Ярмолюк, Е. А. Кудряшова, А. М. Козловский, В. М. Саватенков // Петрология. 2011. Т. 19. С. 341–362.*
- Поляк Б. Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М. : Наука, 1988. С. 161–166.
- Поляк Б. Г.* Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.
- Рычкова К. М., Кальная О. И.* Изотопный состав гелия в позднекайнозойских Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 39–51.
- Рычкова К. М., Монгуш С-С. С.* Распределение тепломассопотока на крайнем юго-западе Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 36–45
- Справочник по геохимии нефти и газа / ред. С. Г. Неручев. СПб. : Недра, 1998. 576 с.*
- Тепломассопоток из мантии на территории Монголии / Б. Г. Поляк, М. Д. Хуторской, И. Л. Каменский, Э. М. Прасолов // Геохимия. 1994. № 12. С. 1693–1705.*
- Хуторской М. Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса: М. : Изд-во РУДН, 1996. 289 с.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ

Д. П.-Д. Санжиева^{1,2}, Ц. А. Тубанов^{1,2}, Н. А. Радзиминович^{2,3}¹Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия²Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Улан-Удэ, Россия³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Район дельты р. Селенги расположен в центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). За последние 160 лет в этой области произошло пять сильных землетрясений: в 1862, 1871, 1885, 1903, 1959 гг. При наиболее катастрофическом событии – Цаганском землетрясении (12.01.1862, $M \sim 7,5$), образовался залив Провал и было затоплено 220 км² суши [Сейсмогеология и детальное ... , 1981]. Среднебайкальское землетрясение (29.08.1959 $M_{\text{LN}} = 6,8$) является одним из сильнейших за инструментальный период регистрации [Солоненко, Тресков, 1960]. Пространственное распределение очагов землетрясений Байкальского рифта характеризуется тем, что эпицентральное поле образует стабильные (зарегистрированные в течение инструментального периода наблюдений) как сейсмоактивные области, так и «сейсмические бреши». В районе дельты р. Селенги можно выделить несколько сейсмоактивных зон, вытянутых вдоль основных дизъюнктивных структур, которые тяготеют к юго-восточному борту рифтовой впадины, так что крупные разломы, ограничивающие северо-западный борт впадины – Приморский и Морской [Лунина, 2016], являются практически асейсмичными. Наиболее сильные землетрясения последних лет: Кударинское, 09.12.2020, $M_w = 5,5$ [Кударинское землетрясение ... , 2021] и Голоустненские 08.06.2022, $M_w = 5,2$ [Землетрясение 08.06.2022 ... , 2023] и 14.10.2022, $m_b = 5,0$; приурочены к разным сейсмогенным структурам на противоположных берегах впадины (рис.).

Нами проведена оценка состояния сейсмичности в районе исследования по эмпирической функции распределения выделившейся сейсмической энергии $F(K) = P(\lg E \leq K)$, где E – суммарная выделившаяся энергия в джоулях. Для построения функций распределения был использован каталог с 1960 по 2022 г. [Каталог землетрясений ... , 2023]. Для всех землетрясений был представлен энергетический класс, из которого и рассчитывалась E . Сейсмическая энергия, выделившаяся за определенный период времени – это один из часто используемых параметров оценки уровня сейсмичности какого-либо района, наряду с общим числом землетрясений N , активностью (A_{10} в частности) и наклоном графика повторяемости (b – при использовании магнитудной шкалы или γ – при использовании энергетических классов), но более устойчивый в сравнении с ними к полноте и однородности каталога, практически вся выделившаяся энергия определяется наиболее сильными землетрясениями в регионе [Оценка уровня сейсмичности ... , 2019].

Функция распределения годовой сейсмической энергии для области исследования показана на врезке, где отмечено значение функции распределения в 2020 и 2022 гг. В 2020 и 2022 г. суммарная выделившаяся энергия зарегистрированных землетрясений составила $1,04 \cdot 10^{14}$ и $3 \cdot 10^{14}$ Дж соответственно, а $F = 0,98-1,00$. Таким образом сейсмичность в эти годы соответствует высокому и экстремально высокому уровню сейсмичности [Санжиева, Тубанов, Радзиминович, 2023].

Все три сильных землетрясения 2020–2022 гг. произошли в результате сбросовых подвижек под действием растяжения земной коры, действующего в Центральной части Байкала.

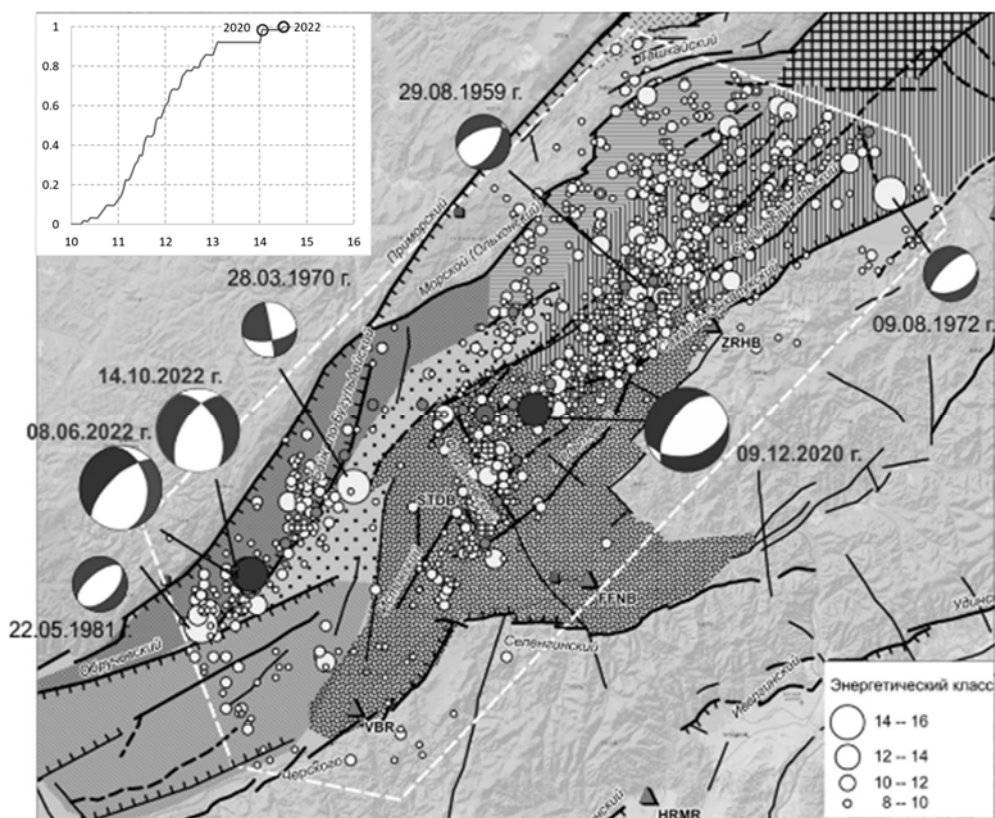


Рис. Карта эпицентров землетрясений дельты р. Селенги за 1960–2022 гг., затенены землетрясения за 2020–2022 гг., механизмы сильных землетрясений представлены в проекции нижней полусферы, на врезке функция распределения годовой сейсмической энергии для области исследования

Работа выполнена в рамках госзаданий № 075-01271-24, № АААА-А21-121011890033-1 и с использованием данных, полученных на УНУ «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Список литературы

- Землетрясение 08.06.2022 г. ($M_w = 5.2$) в Южном Прибайкалье: анализ макросейсмических данных / Я. Б. Радзиминович, О. Ф. Лухнева, А. В. Новопашина [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. 2023. Т. 50, № 2. С. 25–48. DOI: 10.21455/VIS2023.2-2.
- Каталог землетрясений Прибайкалья 01.01.1960–31.12.2022 гг. URL: <http://seis-bykl.ru/modules.php?name=Data&da=1> (дата обращения: 15.10.2023).
- Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений / Ц. А. Тубанов, Д. П.-Д. Санжиева, Е. А. Кобелева [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48, № 4. С. 32–47. DOI: 10.21455/VIS2021.4-2.
- Лунина О. В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 3. С. 407–434.
- Оценка уровня сейсмичности Регионов России / В. А. Салтыков, Н. М. Кравченко, С. Г. Пойгина, П. В. Воропаев // Землетрясения России в 2017 году. 2019. С. 77–83.
- Санжиева Д. П.-Д., Тубанов Ц. А., Радзиминович Н. А. Сейсмическая активизация центральной части Байкальского рифта в 2020–2022 гг. // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: тез. докл. XIV Рос.-монг. междунар. конф. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2023. С. 63–64.
- Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1960. 36 с.

РЕЛЬЕФ ВОДНОЙ И ЛЕДОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОФИЛИРОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГНСС-ПРИЕМНИКОВ

В. А. Саньков¹, **А. В. Лухнев**¹, **А. В. Саньков**¹, **А. И. Мирошниченко**¹,
Л. М. Бызов¹, **Ф. Л. Зуев**¹, **Н. Г. Гранин**², **Р. Ю. Гнатовский**², **И. А. Асламов**²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Байкальский геодинамический полигон развивается с 1994 г. Сеть насчитывает более 60 пунктов полевых измерений и 15 пунктов постоянных измерений методом спутниковой геодезии. Главная задача работ – измерение движений и деформаций земной коры. Новое применение спутниковой технологии и данных геодезической сети – измерения рельефа поверхности оз. Байкал. Измерения проводились на научно-исследовательских судах (НИС) в летний период и на судне на воздушной подушке «Хивус», а также непосредственно на льду озера – в зимний. При изменениях на НИС жесткое крепление антенны позволяло измерить высоту от фазового центра антенны до поверхности уровня воды озера Байкал.

В ходе эксперимента для измерений использовались комплекты многоканального мультиспорового ГНСС приемника Trimble R7, с записью спутников ГЛОНАСС/GPS и дискретностью записи в 1 или 30 секунд. Прием спутниковых сигналов осуществлялся антенной Trimble Zephyr Geodetic II. Внутри корпуса антенны установлен специальный отражатель, выполненный по технологии Trimble Stealth, который успешно подавляет отражённые сигналы (например, воды, зданий, конструкций и т. п.) и позволяет использовать спутники с малым углом возвышения.

Для расчетов использовалась программа TRACK, один из модулей пакета GAMIT/GLOBK [Introduction to GAMIT/GLOBK ... , 2018], которая позволяет обрабатывать GPS-записи в кинематическом режиме для получения временных рядов пространственного положения станции. Проведение эксперимента кинематическим методом предполагает, что одна или несколько станций GPS перемещаются, а другие находятся в стационарном положении. Заявленная точность измерений приемников Trimble R7 составляет первые сантиметры. Качество результатов, чаще всего, зависит от дистанции (rover base). По мере увеличения расстояния между пунктами дифференциальные ионосферные задержки увеличиваются, также увеличиваются различия в атмосферных задержках. Так, для разносов <10 км ионосферная задержка для передвижного и стационарного приемника одинаковая, т. е. нулевая. Для расстояний 10–100 км результаты получить сложнее, но часто они получаются с достаточной точностью. На дистанциях более 100 км результат неоднозначный и больше зависит от качества собранных данных. Для приведенных ниже профилей точность измерений не превышает 10 см. При расчетах учитывались точные навигационные IGS орбиты спутников, координаты станций ITRF14 [ITRF2014: A new release ... , 2016], ионосферные поправки в формате IONEX (CDDIS, 2021) и характеристики антенн GPS-приемников. В качестве базовых станций использовались постоянные пункты измерений Байкальского геодинамического полигона, расположенные в Иркутске (IRKT), Улан-Уде (ULAZ), Куяде (KUYD), Тыргане (TRGN) и Суво (SUVO).

Существование прогиба поверхности водной линзы оз. Байкал доказана измерениями во всех котловинах озера. По форме профили рельефа наиболее близко совпадают с кривыми силы тяжести и профилем геоида. По данным измерений построена карта высоты водной поверхности относительно эллипсоида WGS 84. Эта карта хорошо коррелирует с картой аномалий геоида. Разница между эллипсоидальными

высотами, например, в районе п. Листвянка и п. Култук достигает 3 м, что соответствует разнице аномалий геоида EGM 2008.

В качестве дополнительной аргументации полученных выводов приведены данные, полученные при проведении эксперимента по профилированию ледовой поверхности озера с применением судна на воздушной подушке «Хивус». Согласно данным обработки измерений, несмотря на отсутствие контроля высоты антенны на судне на воздушной подушке, форма кривой очень близка к форме кривой, полученной на этом же профиле по данным измерений на открытой воде. Использован также другой вариант проверки данных измерений – измерения на льду одновременно на линии из четырех приемников от д. Большие Коты до середины Байкальской впадины в течение суток. При небольших вариациях, связанных с проявлением сейшевых колебаний, уровень поверхности льда вблизи берега относительно эллипсоида WGS-84 на 1,5 м выше, чем на середине Байкала.

Вариации высоты водной поверхности могут быть измерены при помощи спутниковой альтиметрии. Наличие прогиба поверхности воды озера относительно эллипсоида в системе WGS 84 в южной части Байкальской впадины подтверждается результатами измерений альтиметрического спутника «Торех» по трассе Большая Голоустная – Бабушкин. Амплитуда прогибания профиля совпадает с таковой по данным измерений на НИС «Профессор Тресков» и данным измерений на судне на воздушной подушке «Хивус».

Аномалии высоты водной поверхности оз. Байкал связаны с аномалиями поля силы тяжести, которые обусловлены особенностями геологического строения и морфологии Байкальской рифтовой впадины [Балуев, Асташенков, Чернов, 2002]. Они должны рассматриваться, как статические факторы, влияющие на рельеф водной поверхности оз. Байкал. К динамическим факторам относятся течения нагонные явления, сейши, ветровое волнение.

Список литературы

Балуев А. С., Асташенков О. Г., Чернов А. А. Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 4. С. 95–105.

CDDIS, 2021. NASA's archive of space geodesy data. URL: <http://cddis.gsfc.nasa.gov> (дата обращения: 07.12.2021).

Introduction to GAMIT/GLOBK. Release 10.7. Technical report / T. A. Herring, R. W. King, M. Floyd, S. C. McClusky. Massachusetts Institute of Technology, 2018. 54 p. URL: http://geoweb.mit.edu/gg/Intro_GG.pdf (дата обращения: 07.12.2021).

ITRF2014: A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions / Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Xavier C. // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2016. Vol. 121, N 8. P. 6109–6131. DOI: 10.1002/2016JB013098.

СТРАТЕГИЯ ПОИСКА ЭМАНАЦИОННЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

К. Ж. Семинский, А. А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Содержание стратегии поиска эманационных предвестников землетрясений во многом определяется той моделью, которая принимается для описания временных вариаций объемной активности радона в зависимости от ключевых факторов, влияющих на его эксхалляцию. Выявление таких факторов, а также определение их количественных характеристик представляет самостоятельную научную задачу. Результаты ее решения отличаются для сейсмоактивных регионов ввиду существующих различий геодинамического режима, состояния геологической среды и приземной атмосферы. Как следствие, предполагаемые отдельными исследователями модели формирования поля радона и способы поиска предвестников землетрясений характеризуются существенными отличиями.

Цель проведенной работы – представить пример стратегии поиска радоновых предвестников землетрясений для региона, сейсмическая активность которого связана с формированием Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В ее центральной части создана сеть мониторинга объемной активности подпочвенного радона (ОАР) и атмосферного давления (Р) (рис.), ряды вариаций которых в пунктах «Тырган» (6 лет), «Бугульдейка» (3 года) и «Максимиha» (2 года), измеренных радиометрами ВМС-2, послужили фактическим материалом для проведения данного исследования. За рассматриваемое время в БРЗ произошло почти две тысячи землетрясений с энергетическим классом $K \geq 8,6$ (рис.). На фоне сотен сейсмических событий с $K \leq 13,1$ выделяется 17 наиболее сильных землетрясений ($K \geq 13,3$), часть из которых сопровождалась сотрясениями с интенсивностью 5 баллов в городах юга Восточной Сибири. Это Быстринское (№ 3: 21.09.2020, $K = 14,6$), Кударинское (№ 5: 09.12.2020, $K = 14,0$), Хубсугульское (№ 6: 11.01.2021, $K = 16,0$) и Голоустненское-II (№ 15: 08.06.2022, $K = 14,2$) землетрясения, которые были главными объектами ретроспективного анализа на предмет выявления эманационных предвестников.

Результаты обработки первых рядов эманационного мониторинга в Прибайкалье [Семинский, Бобров, 2013] позволили установить устойчивую обратную связь концентрации подпочвенного радона и атмосферного давления, а также ее нарушение в периоды сейсмических активизаций. Это позволило предложить для региона модель флуктуаций поля радона под воздействием внутренних (тектонических) и внешних по отношению к Земле факторов. Первые из них формируют напряженно-деформированное состояние (НДС) приповерхностной части земной коры (от которого зависит ОАР) за счет криповых и сейсмогенных перемещений по разломам, а вторые – посредством давления воздуха, которое является интегральным показателем атмосферной циркуляции, определяющейся гравитационным взаимодействием планеты с Луной и Солнцем, режимом вращения Земли и другими внешними факторами.

В соответствии с моделью в тектонически спокойные периоды вариации ОАР в подпочвенном воздухе контролируются атмосферным давлением, при уменьшении которого эксхалляция газа возрастает, а при увеличении, наоборот, ослабевает. В периоды усиления тектонической активности внутренние силы доминируют над внешними в формировании НДС и, как следствие, выход радона из недр подчиняется флуктуациям тектонического поля напряжений, ответственного в том числе и за сейсмичность.

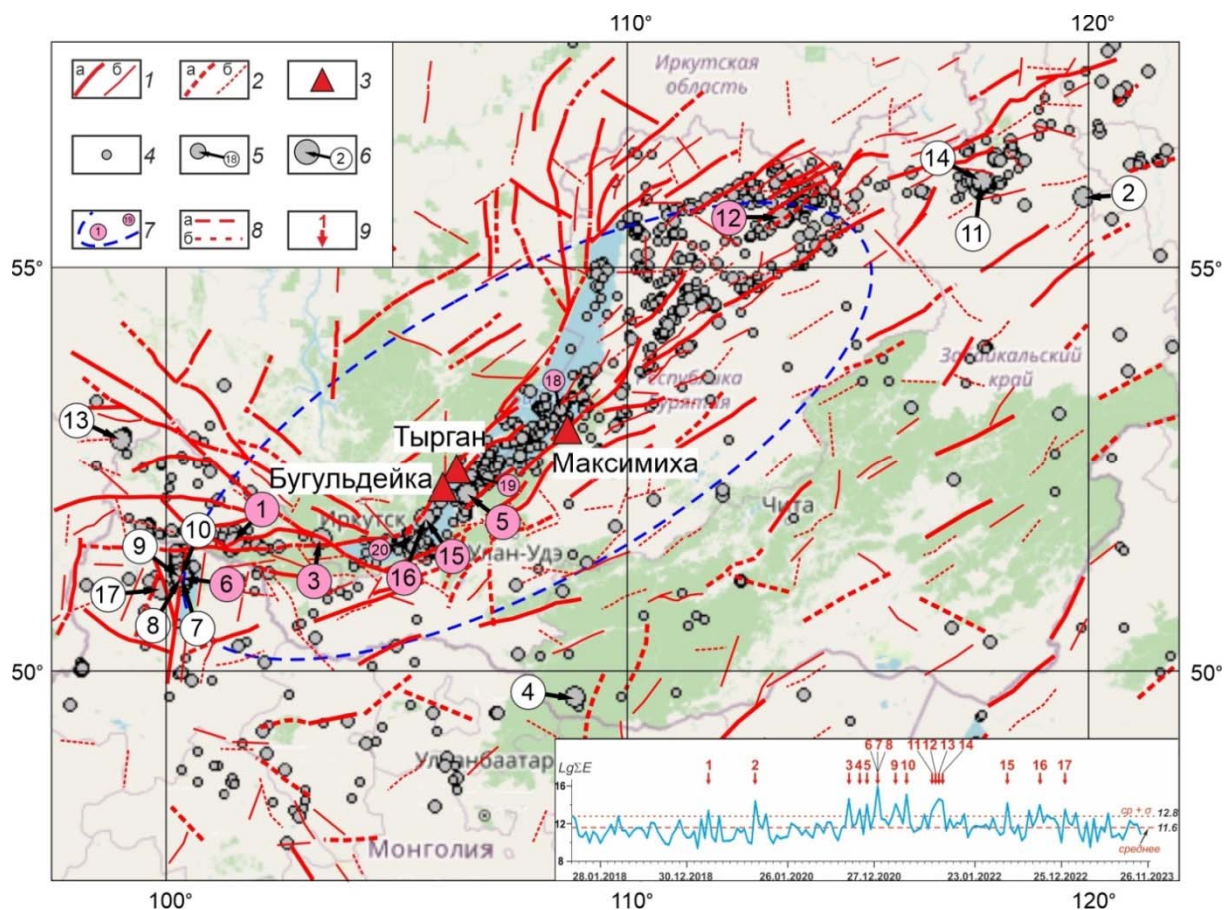


Рис. Расположение пунктов мониторинга почвенного радона на схеме разломов и эпицентров землетрясений Прибайкалья и Забайкалья. На врезке – график вариаций логарифма суммарной энергии землетрясений с $K \geq 8,6$ ($Lg\Sigma E$), рассчитанного по двухнедельным интервалам для периода 2018–2023 гг. по данным <https://seis-bykl.ru>.

1 – крупные (а) и мелкие (б) разломы, отчетливо проявленные в рельефе; 2 – тоже для разломов, менее проявленных в рельефе; 3 – станции эманационного мониторинга; 4–6 – землетрясения с $K = 8,6–9,9$ (4), с $K = 10–13,1$ (5) и с $K = 13,3–16,0$ (6) и их номера; 7 – эпицентры землетрясений, оказавших воздействие на поле почвенного радона в пределах станций мониторинга и граница области их распространения; 8 – уровни среднего арифметического (а) и среднеквадратичного отклонения σ (б) для графика $Lg\Sigma E$; 9 – моменты землетрясений с $K \geq 13,3$ и их порядковые номера на врезке

Таким образом, поиск эманационных предвестников землетрясений, согласно предложенной для региона модели, должен быть направлен на выявление моментов времени, когда воздействие тектонических сил становится значимым, нивелируя влияние атмосферной нагрузки на поле радона. Как следствие, работы проводились в двух рамках двух подходов. Первый из них состоит в установлении интервалов усиления связи ОАР с характеристиками сейсмической активности, второй – в выявлении периодов нарушения синхронности вариаций ОАР и Р.

В соответствии с первым подходом проводился поиск характерных флуктуаций объемной активности подпочвенного радона (повышение, понижение, бухтообразное изменение и др.), которые можно связать с моментами достаточно сильных для Прибайкалья землетрясений. Однако подобный анализ не позволил выявить устойчивые изменения в режиме флуктуаций, сопровождающие каждое из перечисленных выше сейсмических событий с $K \geq 14$ на трех станциях мониторинга. В связи с этим было проведено исследование вариаций ОАР и результатов коррелирования данного параметра с величиной логарифма суммарной энергии землетрясений ($Lg\Sigma E$),

произошедших в районе исследований вследствие развития БРЗ (врезка). Анализ полученных результатов показал, что эманационный режим, определяющийся главным образом факторами нетектонической природы, приобретает в периоды сейсмических активизаций определенные особенности.

Установлено, что, во-первых, в эти периоды максимальным значениям логарифма суммарной энергии землетрясений соответствуют локальные максимумы коэффициента корреляции связи между параметрами ОАР и $Lg\Sigma E$, которые фиксируются на всех работавших станциях мониторинга. Интервалы такого соответствия имеют разную длительность, охватывая несколько сближенных во времени землетрясений с $K \geq 13,3$ (например, см. № 3–9 или № 11–14 на врезке) или отдельные события (например, № 1). Во-вторых, в периоды сейсмических активизаций нарушается синхронность в вариациях ОАР на разных пунктах мониторинга, которая заложена воздействием нетектонических факторов. Длительность подобных интервалов существенно меньше, что позволяет связать их с процессом подготовки и реализации отдельных землетрясений (например, см. № 5, 6, 12, 15 и 16 на врезке).

Следует отметить, что, кроме рассмотренных аномалий, обусловленных землетрясениями с $K \geq 13,3$, выделяется еще 3 подобных интервала. В их границы попадают более слабые сейсмические события № 18 (08.06.2023; $K = 11,6$), № 19 (21.06.2021; $K = 9,8$) и № 20 (20.07.2018; $K = 10,1$), особенностью которых является близкое расположение к станциям мониторинга (см. рис.). Это и, вероятно, какие-то дополнительные свойства локализации и механизма очагов, послужило причиной того, что землетрясения № 18, 19 и 20 привели к непродолжительным возмущениям поля радона, зафиксированным пунктами мониторинга.

В рамках второго подхода было проведено сопоставление временных вариаций атмосферного давления и объемной активности подпочвенного радона для периода проявления Быстринского (№ 3), Кударинского (№ 5) и Хубсугульского (№ 6) землетрясений (см. рис.). Опубликованные ранее результаты исследования свидетельствуют [Семицкий, Бобров, 2023], что в период подготовки и реализации этих сейсмических событий имели место нарушения в синхронности временных вариаций ОАР и Р. Количественным критерием наличия аномалии подобного типа является удовлетворение условию, когда коэффициент парной корреляции между рассматриваемыми параметрами, вычисляемый в скользящем окне, превышает среднее значение плюс удвоенное среднеквадратическое отклонение (σ) или когда коэффициент корреляции связи между информационными энтропиями, рассчитанными по величинам ОАР и Р, меньше среднего минус 2σ .

Таким образом, оба реализованных подхода показали, что каждая из сейсмических активизаций, включающих одно из наиболее сильных землетрясений изученного периода, маркируется серией сближенных во времени объективно выделяющихся аномалий. Они имеют разную природу и проявляются в вариациях разных параметров, но фиксируют один и тот же процесс – повышение в периоды сейсмических активизаций вклада тектонических сил в формирование НДС пород, с которым связана интенсивность миграции радиоактивного газа в подпочвенном воздухе.

Изучение взаимного расположения разнотипных аномалий в пределах периода их проявления в ассоциации с сильным сейсмическим событием – тема отдельного целенаправленного исследования. Однако предварительный анализ на примере перечисленных выше четырех землетрясений с $K \geq 14,0$ свидетельствует, что для выделения аномалий, предшествующих главному толчку (т. е. предвестников), недостаточно провести построения только в рамках одного их представленных подходов. Однотипные аномалии на одних станциях проявляются до, а на других – после главного толчка, т. е. не являются предвестниками. Время фиксирования аномалии на станции мо-

мониторинга определяется соотношением эпицентрального расстояния и энергии сейсмического события, а также другими факторами, для установления которых необходим углубленный анализ проявления землетрясений разного энергетического класса в окрестностях отдельных измерительных пунктов.

При использовании обоих подходов выполняется принцип дополнительности, что, по крайней мере, для каждого из наиболее сильных землетрясений изученного периода позволило выявить предвестники, которые по характеру анализируемого материала следует относить к категории эманационных. В большинстве случаев это начало аномальных интервалов, выявленных разными способами в рамках первого из подходов и зафиксированных перед моментами практически всех землетрясений с $K \geq 13,3$. Применение второго подхода, кроме дублирования по некоторым событиям результатов первого подхода, позволило пополнить список землетрясений с эманационными предвестниками за счет важного Быстринского события [Семинский, Бобров, 2023], которое инициировало последующую разрядку напряжений в коре посредством сближенных во времени Кударинского, Хубсугульского и Голоустненского-II землетрясений.

Граница области распространения сейсмических событий, по отношению к которым результаты проведенного анализа позволяют обоснованно предполагать наличие эманационных предвестников, имеет, как и изосейсты многих сильных землетрясений мира, форму эллипса (рис.). Ориентация его длинной оси вдоль простирания главных структур БРЗ представляется закономерной, поскольку чувствительность станций мониторинга увеличивается вдоль разломных структур и уменьшается в поперечном направлении [Бобров, 2016].

В заключение следует отметить, что применение двух подходов к обработке данных эманационного мониторинга показало принципиальную возможность выявления предвестников для каждого из землетрясений с $K \geq 13,3$, в зону влияния которого попадает станция мониторинга. Эффективность и правомерность подобной стратегии определяется тем, что в ее основу заложена модель, объясняющая флуктуации объемной активности подпочвенного радона в Прибайкалье под влиянием внешних и внутренних факторов. Разработка тактики выбора тех предвестников, которые являются ключевыми для прогноза землетрясения по параметру «время», связана с углубленным анализом пространственно-временной структуры поля аномалий, выделенных на основе двух представленных подходов, причем их результативность может быть усилена в процессе последующих исследований за счет комплексирования статистических приемов анализа и методов машинного обучения.

Список литературы

Бобров А. А. К вопросу о сейсмической активности и поле радона в Приольхонье (западное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 3 (56). С. 76–85.

Семинский К. Ж., Бобров А. А. Первые результаты исследований временных вариаций эманационной активности разломов западного Прибайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 1. С. 1–12.

Семинский К. Ж., Бобров А. А. Нарушение взаимосвязи вариаций объемной активности радона и атмосферного давления в периоды сейсмических активизаций (на примере Прибайкалья) // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 1. С. 86–91.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ УГЛЕВОДОРОДОВ В РЕСПУБЛИКЕ САХА (ЯКУТИЯ)

А. И. Сивцев^{1,2}, **Н. Г. Тимофеев**², **Н. А. Сивцев**²

¹ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча», Якутск, Россия

²Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, Якутск, Россия
maraday@yandex.ru

В настоящее время на территории Юго-Западной и Центральной Якутии недропользователями проводятся широкомасштабные геологоразведочные работы, направленные на поиск месторождений нефти и газа. Так, за период с 2018 по 2023 г. открыто 11 новых месторождений, из них 5 крупных. Месторождения открыты в основном в зоне влияния магистрального нефтепровода ВС-ТО и магистрального газопровода «Сила Сибири». При этом надо заметить, что в непосредственной близости от этих трубопроводов перспективы опосредованного поиска новых месторождений УВ далеко не исчерпаны.

В условиях ограниченной пропускной способности нефтепровода «ВС-ТО» и газопровода «Силы Сибири» практически разрабатываются только Талаканское (группа), Среднеботуобинское и Чаяндинское месторождения.

Промышленное освоение ранее подготовленных месторождений и вновь открытых месторождений сдерживаются возможностями нефтегазотранспортной инфраструктуры. Для расширения нефтегазотранспортной инфраструктуры необходимо существенное (кратное) наращивание сырьевой базы – открытие крупных или гигантских месторождений.

В этой связи обоснование и выделение основных направлений развития минерально-сырьевой базы углеводородов в Республике Саха (Якутия) представляется весьма актуальной задачей.

Состояние минерально-сырьевой базы углеводородов

На 01.01.2023 на Государственном балансе Российской Федерации по Республике Саха (Якутия) включено 49 месторождений нефти и газа с запасами по всем категориям: природного газа – 3,3 трлн м³, нефти – 702,4 млн т (извлекаемые) и конденсата – 74,4 млн т. По фазовым соотношениям представлены одно нефтяное, два газонефтяных, 17 газоконденсатных, 21 нефтегазоконденсатное и 8 газовых месторождений.

Прогнозные геологические ресурсы оцениваются в 13,8 трлн м³ газа и 6,8 млрд т нефти. Таким образом, достигнутая степень освоенности прогнозных ресурсов углеводородов в республике составляет не выше 23 %.

В 2022 г. добыча УВС составила: по нефти – 18,7 млн т; по природному газу – 22,5 млрд м³; по конденсату – 0,5 млн т.

Всего на начало 2024 г. по Республике Саха (Якутия) имелось 122 лицензионных участка на геологическое изучение, разведку и добычу углеводородов с общей площадью 400 878 км². Наибольшее количество лицензионных участков принадлежат следующим крупным компаниям: ПАО «Сургутнефтегаз», ПАО «Газпром», ПАО «НК «Роснефть»» и ПАО «ЯТЭК».

Перспективы развития минерально-сырьевой базы углеводородов

На территории республики выделяются Лено-Тунгусская и Лено-Вилуйская нефтегазоносные провинции. Лено-Тунгусская провинция сложена преимущественно карбонатными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (36 месторождений). Наложённая Лено-Вилуйская провинция представлена исключительно терригенными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя (13 месторождений). При этом Лено-Вилуйская провинция считается только газоносной.

Отдельно можно выделить среднепалеозойский комплекс отложений. Этот комплекс отложений выполняет узкие авлакогены (Кемпендяйская, Ыгыатинская впадины и их продолжение под ВС, Кютюнгдюнский грабен, Анабаро-Хатангская седловина). По всей видимости, эти отрицательные структуры унаследованы от рифейского этапа развития региона. В отложениях этого комплекса отложений еще не открыты месторождения нефти и газа.

По ряду общегеологических позиций (мощность осадочного чехла, наличие прямых и косвенных признаков нефтегазоносности) можно выделить 5 наиболее перспективных территорий, где еще можно опосредованно искать крупные месторождения нефти и газа: Кемпендяйская впадина, Северо-Восточный склон Сунтарского поднятия, Суханская впадина, Северный склон Якутского поднятия и Алдано-Майская впадина.

Кемпендяйская впадина. Кемпендяйская впадина по поверхности фундамента представляет собой крупную отрицательную асимметричную структуру северо-восточного простирания. По замкнутой изогипсе (6 км) она имеет длину 220 км, ширину – 60–120 км. В наиболее прогнутой части впадины глубина залегания фундамента достигает 10–12 км.

Присутствие довольно мощного (до 2 км) комплекса верхнедевонских соленосных отложений и весьма вероятное присутствие на глубинных этажах нижнекембрийского соленосного комплекса предопределяют уникальность Кемпендяйского геологического района.

О высоких перспективах нефтегазоносности исследуемой территории свидетельствуют результаты глубокого бурения в районе вышеуказанных «Кемпендяйских дислокаций». Так, в 1985 г. при бурении на Атыяхской структуре (скважина № 451) из подсолевых отложений было получено аварийное проявление газа. В интервале глубин 3560–3582 м резко возросла скорость механического бурения, обнаружилось поступление газа в промывочную жидкость (содержание газа в жидкости достигало 30–40 %). Состав газа отличался более высоким содержанием гомологов метана (C_2H_6 8,4 %, C_3H_8 5,4 %, C_3H_{10} 2,3 %) по сравнению с газами газонефтяных месторождений НБА. Другими словами, состав газа в этой скважине соответствует составу газа газовой шапки нефтяного месторождения. Пластовое давление, рассчитанное в процессе задавки скважины с целью предотвращения аварийного выброса газа, составляло 50–52 МПа, что более чем на 15 МПа превышает условное гидростатическое давление. Потенциальный дебит для пластового давления 52 МПа был оценен на уровне от 600 тыс. м³ до 1,1 млн м³/сут [Сафронов, 2009].

Северо-восточный склон Сунтарского поднятия. Сунтарское поднятие представляет собой крупный горст, имеющий в плане овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении на 220 км при ширине около 80 км. Юго-восточный и северо-западный склоны погружаются достаточно резко по серии региональных субпродольных разломов. Северо-восточный склон имеет относительно пологое погружение по поверхности фундамента. Здесь по материалам последних сейсморазведочных работ Росгеологии со стороны Вилюйской синеклизы выклиниваются венд-кембрийский, среднепалеозойский и пермо-триасовый комплексы отложений [Сивцев, 2019].

Венд-кембрийский комплекс в пределах соседних НБА и Предпатомского регионального прогиба является основным нефтегазоносным комплексом.

Пермо-триасовый комплекс содержит практически все запасы газа, установленные в пределах Вилюйской синеклизы. Можно отметить, что недалеко, севернее находится Нижнетюкянское газовое месторождение. Притоки получены из нижнеюрских на глубинах порядка 1300 м. По всей видимости, притоки газа являются вторичными. Основные скопления могут быть связаны с нижезалегающими горизонтами перми и триаса.

Так, в Быраканской поисковой скважине №118-4 в интервале залегания пермских отложений были зафиксированы притоки пластовых вод с газом и с пленками нефти (гл. 2972-3011 и 3229-3256). Возможно, на этом интервале Быраканская скважина вскрыла зоны водонефтяного или газоводяного контакта крупного месторождения.

Суханская впадина. Суханский бассейн является одним из наименее изученных в геолого-геофизическом отношении регионов Сибирской платформы, по всей видимости, из-за труднодоступности. Впадина находится посередине трех крупных положительных структур: Анабарской антеклизы, Оленекского и Мунского поднятий. По периферии бассейна известны многочисленные прямые признаки нефтегазоносности в виде крупных скоплений природных битумов и нефтепроявлений в ряде кимберлитовых трубок.

Основные нефтематеринские комплексы Суханского осадочного бассейна представлены битуминозно-карбонатной хатыспытской свитой венда (эдиакарий) и высокоуглеродистой карбонатно-кремнистой сланцевой куонамской свитой нижнего и среднего кембрия.

Самые высокие концентрации ОВ в Куонамской формации связаны с аргиллитовыми разностями пород. Содержание органического углерода (Сорг) в глинистых разностях, обогащенных ОВ, превышает 10 % и может достигать 38 % [Зуева, Чалая, Сивцев, 2018].

Таким образом, на территории Суханской впадины могут быть обнаружены крупные залежи нефти и газа, образованные за счет реализации нефтегазоматеринского потенциала высокопродуктивной Куонамской формации.

Северный склон Якутского поднятия. Якутское поднятие – крупная положительная тектоническая структура первого порядка. Представляет собой погребенный под юрскими отложениями субширотный выступ кристаллического фундамента.

На северном и северо-восточном склонах основные перспективы связываются с пермо-триасовым комплексом отложений. В Намской опорной скважине дебит газа из юрских отложений достигал 1700 м³/сут (1975–1980 и 1956–1964 м). Собственно, получение этого притока послужило поводом говорить о перспективах нефтегазоносности северного склона Якутского поднятия с 1956 г. [Калинин, Сивцев, 2019]

На северном склоне Якутского поднятия нами было проведено прямое геохимическое опробование по трем меридиональным профилям. Полученные аномалии качественно и количественно сопоставляются с аномалиями с полученными на Средневилюйском ГКМ. Все эти косвенные и прямые признаки нефтегазоносности и наличие структур выклинивания позволяют нам высоко оценить перспективы нефтегазоносности Северного склона Якутского поднятия.

Алдано-Майская впадина. Осадочный чехол впадины сложен терригенно-карбонатными образованиями рифей-венд-кембрийского возраста мощностью до 7–8 км. С позиций нафтиснасыщенности разреза АМП не имеет аналогов среди других зон сочленений платформенной структуры со складчатым поясом по всему периметру Сибирской платформы (Байкало-Патомский складчатый пояс, Таймырская зона, Западно-Верхоянский складчатый пояс). Здесь широко развиты различные нафтиспроявления – от сингенетичной битуминозности до капельножидкой нефти (Лахандинская, приингилийские), вязких и твердых природных битумов.

С малгинской свитой связывают Майский очаг нефтегазогенерации, который наиболее обогащен ОВ. В рифее Сибирской платформы он был самым продуктивным, но сохранность генерированных углеводородов (УВ) низкая. По оценке Т. К. Баженовой с соавторами, суммарные масштабы эмиграции жидких УВ – 204,6 млрд т, газообразных – 73,5 трлн нм³ [Баженова, Дахнова, Можегова, 2011].

В колонковой скважине, пробуренной на северо-восточном склоне Ингилийского выступа (южная часть впадины) с целью оценки на металлоносность, в частности, искали ниобий, зафиксировано нефтепроявление на глубине 40 м из вендских отложений, которое можно рассматривать как прямой признак наличия залежей нефти в более глубокозалегающих горизонтах.

Наличие жидкой нефти и обильных признаков миграционных процессов на уровне верхнерифейских и вендских отложений в эродированных южных частях территории позволяет высоко оценить перспективы нефтегазоносности закрытой западной периферии впадины.

Заключение. В данном кратком обзоре перспектив нефтегазоносности территории Республики Саха (Якутия) рассмотрены только наиболее приоритетные территории. С высокой степенью уверенности можно утверждать, что на этих территориях обязательно будут обнаружены новые месторождения нефти и газа.

Вместе с тем имеются обширные территории с уровнем геолого-геофизической изученности, близкой к нулю. Развитие северного морского пути в среднесрочной перспективе может придать новый импульс к изучению этих территорий и повысит интерес недропользователей к весьма перспективным на нефть и газ территориям Арктики.

Список литературы

Баженова Т. К., Дахнова М. В., Можегова С. В. Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности её домезозойского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6, № 2.

Зуева И. Н., Чалая О. Н., Сивцев А. И. Сравнительная характеристика Куонамской и Баккеновской горючсланцевых формаций // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2018. Т. 2. С. 65–70. DOI: 10.18303/2618-981X-2018-2-65-70.

Калинин А. И., Сивцев А. И. Перспективы нефтегазоносности северо-восточной части Алданской антеклизы // Нефтяное хозяйство. 2019. № 6. С. 22–27. DOI: 10.24887/0028-2448-2019-6-22-27.

Сафронов А. Ф. Перспективы наращивания сырьевой базы нефтегазодобычи на территории РС(Я) // Наука и техника в Якутии. 2009. № 2 (17). С. 15–21.

Сивцев А. И. Перспективы нефтегазоносности северо-восточного склона Сунтарского поднятия // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : материалы IX Всерос. науч.-практ. конф. Т. 1. Якутск : Сев.-Вост. федер. ун-т им. М. К. Аммосова, 2019. С. 260–263.

ХУБСУГУЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 12 ЯНВАРЯ 2021 Г. И АФТЕРШОКИ: ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ОТКЛИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

С. В. Снопков^{1,2}, **А. А. Куроленко**¹

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск, Россия

12 января 2021 г. произошло сильное Хубсугульское землетрясение, эпицентр которого находился в акватории оз. Хубсугул (МНР). Землетрясение стало одним из сильнейших сейсмических событий последних десятилетий и имело магнитуду 16,8 и энергетический класс – 15,7. Интенсивность сотрясений достигала 6 баллов по шкале МСК-64 и ощущалась на территории Иркутской области и Республики Бурятия. Почувствовали землетрясение и жители Красноярского края. Очаг располагался на глубине 10 км.

Особенностью Хубсугульского землетрясения стала продолжительная афтершоковая активность. Количество афтершоков (классом >9) за 80 сут после землетрясения превысило 250. Афтершоковая активность проявилась не только в числе событий, но и в их энергии. Суммарная энергия всех афтершоков составила 15,6 % от энергии главного события. Наибольшее количество афтершоков произошло в первую неделю после основного сейсмического события. За сутки фиксировалось от 9 до 99 афтершоков, достигающих $K = 13,7$, далее в течение 24 дней происходило до 6 событий в сутки (K до 11,5), затем афтершоковый процесс заметно ослабел – не более двух событий в сутки (K около 10). Исключение составляют произошедшие в этот период два события (K 12,6 и 14,8). Суммарная энергия всех сейсмических событий, произошедших за сутки, в течение месяца оставалась высокой (до 10 000 гДж), а затем резко уменьшилась на 2–3 порядка. 8 афтершоков имели класс от 12 до 14,8 [Куроленко, Снопков, 2021].

По данным Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (<http://seis-bykl.ru>) такая продолжительная афтершоковая активность происходит редко. Например, после Култукского землетрясения (27 августа 2008 г., $M = 6,3$) произошло 8 афтершоков (максимальный класс – 13); после Мондинского землетрясения (5 апреля 1950 г., $M = 7$) было зарегистрировано 12 убывающих по силе афтершоков. Продолжительная афтершоковая активность наблюдалась после Среднебайкальского землетрясения (29 августа 1959 г., $M = 6,8$). Эпицентр основного события находился в акватории оз. Байкал. В течение 7 часов после землетрясения было зарегистрировано 104 повторных толчка, общее же число афтершоков за три последующих месяца превысило 700, а до мая 1960 г. было зарегистрировано более 1200 толчков. Общая площадь, охваченная сотрясениями, составила около 700 тыс. км².

Период, предшествующий событию и непосредственно после него, по счастливому стечению обстоятельств, совпал с временем детальных измерений электрохимических параметров (окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) и рН) подземных вод, которые проводились авторами на юго-западном побережье Байкала. Эти измерения проводились в рамках гидрогеохимического мониторинга на Култукском полигоне, который включает более 20 станций (водоисточников). Полигон, находящийся в зоне сочленения Главного Саянского разлома с Обручевским и Юго-Западным

бортовым разломами, ограничивающими западную часть Южно-Байкальской впадины, начал действовать в 2012 г. [Култукское сочленение активных ... , 2021].

На ст. 190 Култукского полигона, в колодце глубиной 8 м, расположенном в 150 м от берега Байкала, с 19 декабря 2020 г. по февраль 2021 г. была проведена серия ежедневных измерений ОВП, рН, TDS и t воды. Этот период детальных исследований совпал по времени с Хубсугульским землетрясением и его наиболее сильными афтершоками, что позволило детально проанализировать характер взаимосвязи сейсмических событий и изменения электрохимических параметров воды.

Было проведено сравнение характера изменения электрохимических параметров с высвобождающейся энергией сейсмических событий в районе оз. Хубсугул. Суточная энергия сейсмических событий была рассчитана по данным, взятым с сайта Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук».

Используя данные мониторинга параметров ОВП и рН, а также значений суточной сейсмической энергии (E) были выполнены расчеты линейных коэффициентов корреляции анализируемых параметров (R_{xy}). Коэффициенты корреляции ОВП-рН, E -ОВП, E -рН составили 0,36, -0,3 и -0,48 соответственно. Для используемой выборки 95%-ный уровень достоверности корреляционной связи составляет 0,25, что свидетельствует о значимой зависимости параметров. Чем выше энергия происходящих сейсмических событий, тем сильнее снижались значения ОВП и рН воды.

Учитывая то, что изменения электрохимических параметров могли происходить не одновременно с сейсмическими событиями – могли либо запаздывать, либо, наоборот, предшествовать им, был проведен расчет коэффициентов корреляции параметров при смещении анализируемых параметров во времени – относительно друг друга в одну и другую сторону с шагом 1 день.

Характер изменения коэффициентов корреляции при смещении данных во времени показывает, что наиболее значимая корреляционная связь проявляется при смещении графиков на несколько дней. Причем окислительно-восстановительный потенциал и водородный показатель по-разному реагируют на повышение энергии сейсмических событий: если понижение ОВП предшествует сейсмическому событию, опережая его на 3–4 дня ($R_{xy} = -0,44$), то рН, наоборот, достигает минимальных значений в тот же день или через 1–3 дня после него ($R_{xy} = -0,44$). Эти особенности корреляции параметров можно увидеть при визуальном анализе графиков параметров.

Большинству эпизодов высвобождения сейсмической энергии ($K \geq 12$) предшествует понижение ОВП (за 3–5 дней до события), причем, чем выше высвобождающая энергия, тем раньше начинает снижаться уровень окислительно-восстановительного потенциала. Отрицательные аномалии водородного показателя появляются, в среднем, через 2–3 дня после события. При этом наблюдается обратный эффект: чем сильнее событие, тем быстрее оно находит свое отражение в изменении рН.

Коэффициент корреляции параметров времени появления и амплитуды аномалий ОВП и рН от среднесуточной выделяемой сейсмической энергии составил -0,72 и -0,91 соответственно для ОВП и рН. При этом взаимосвязь среднесуточной энергии и модуля амплитуды аномалии ОВП и рН прослеживается слабо: -0,26 и -0,27 соответственно. 95%-ный уровень достоверности корреляционной связи для данной выборки связи составляет 0,63.

Проведенный статистический анализ данных электрохимического мониторинга показал, что серия сейсмических событий, произошедших на оз. Хубсугул в начале 2021 г., проявилась в снижении значений ОВП и рН подземных вод юго-западного побережья Байкала (на расстоянии более 200 км). Понижение ОВП предшествовало сейсмическим событиям, а уменьшение рН проявлялось как последствие сейсмиче-

ских толчков. Было замечено, что чем сильнее было сейсмическое событие, тем раньше возникала аномалия ОВП и быстрее повышалась кислотность воды после землетрясения.

Безусловно, на изменение электрохимических параметров подземных вод оказывает влияние большое число факторов и землетрясение – лишь один из них. Из-за неоднозначности причин откликов электрохимических параметров на сейсмические события, они не могут использоваться как прямые сейсмопрогностические признаки. Однако обнаруженные статистические зависимости, по мнению авторов, представляют интерес. Необходимо продолжить изучение влияния сейсмической активности на электрохимические параметры подземных вод.

Список литературы

Култукское сочленение активных разломов Южно-Байкальской впадины и Главного Саянского разлома: чувствительный полигон гидрогеохимического мониторинга подготовки сильного землетрясения / Е. П. Чебыкин, А. М. Ильясова, С. В. Рассказов [и др.] // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ : тезисы докладов Всерос. совещания, посвящ. памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апр. 2021 г. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2021. С. 225–226.

Куроленко А. А., Снопков С. В. Хубсугульское землетрясение 2021 года // Вестник Иркутского университета. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2021. Вып. 24. С. 48–50.

СИНРИФТОВЫЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЕСЧАНИКИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

А. А. Соболева¹, Н. Ю. Никулова¹, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Уральский палеозойский цикл Уилсона начался в позднем кембрии – раннем ордовике с континентального рифтогенеза на восточной (в современных координатах) окраине Балтики (или композитного континента Аркт-Европа, образовавшегося при поздневендской–раннекембрийской (?) коллизии Балтики и Арктиды [Кузнецов, 2009]). К середине ордовика в результате спрединга произошло раскрытие океанического бассейна [Пучков, 2010]. Комплексами-индикаторами начала рифтогенеза на Полярном Урале считают верхнекембрийско-нижнеордовикские терригенные и вулканогенно-терригенные толщи (манитаньрдская серия, погурейская и хойдышорская свиты), несогласно залегающие на позднедокембрийско-раннекембрийских (?) осадочных и магматических образованиях тиманид (доуралид), и одновозрастные им гипабиссальные породы (леквожский и орангьюганско-лемвинский габбро-долеритовые комплексы, пайпудынский и пожемский риолитовые и хадатинский трахириолитовый комплексы).

Распределение возрастов зерен детритового циркона различается в южной и северной частях Полярного Урала. Для песчаников более южных областей (манитаньрдской серии и погурейской свиты) установлен очень широкий диапазон датировок – от позднего архея до раннего ордовика [Первые результаты U–Pb ... , 2012; Никулова, Соболева, 2019]. Такой же большой интервал цирконовых возрастов характерен и для песчаников Приполярного [Никулова, Удоратина О. В., Хубанов, 2016], Северного и Среднего Урала [Маслов, Петров, Ронкин, 2018], хотя процентные соотношения зерен разного возраста изменяются. Если в песчаниках хр. Сабля Приполярного Урала распределения возрастов сопоставимы с наблюдаемыми для песчаников южной части Полярного Урала, то среди детритового циркона, выделенного из обломочных пород Северного и, особенно, Среднего Урала, преобладают зерна с ранне-среднерифейскими и раннепротерозойскими возрастными, а кембрийские, вендские и позднерифейские датировки встречаются намного реже [Маслов, Петров, Ронкин, 2018]. По-видимому, источники детритового циркона для базальных горизонтов комплексов уралид были общими, но изменялся их относительный вклад. Самые древние зерна с раннепротерозойскими и архейскими возрастными могли поставляться породами всех трех блоков древнего кристаллического фундамента Балтики – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии. Источниками детритового циркона ранне-среднерифейского возраста могли быть магматические и метаморфические породы Фенноскандии и магматические породы Камско-Бельской провинции Волго-Уралии. Цирконовые зерна с возрастными 1,2–0,9 млрд лет могли поступать в базальные горизонты уралид из магматических пород Свеконорвежского орогена. Возможно, древние зерна циркона поступали в верхнекембрийско-нижнеордовикские песчаники не непосредственно из пород фундамента, а были рециклированы из средне-верхнерифейских терригенных толщ. Наиболее широко представленные в песчаниках южной части Полярного и на Приполярном Урале зерна циркона позднерифейского и вендского возраста отражают влияние местных источников – островодужных и коллизионных магматических пород орогена Тиманид. Часто встречающиеся в верхнекембрийско–нижнеордовикских песчаниках севера Урала зерна с ранне-

среднекембрийскими датировками, соответствующими перерыву в осадконакоплении и отвечающие рубежу между тиманским и уральским циклами Уилсона, могут происходить из магматических пород, образовавшихся на этапе предрифтового поднятия, а присутствующие в породах зерна циркона позднекембрийско-раннеордовикского возраста могли поступать из рифтогенных магматических пород, формировавшихся на ранней стадии уральского тектонического цикла или быть продуктами синрифтового вулканизма.

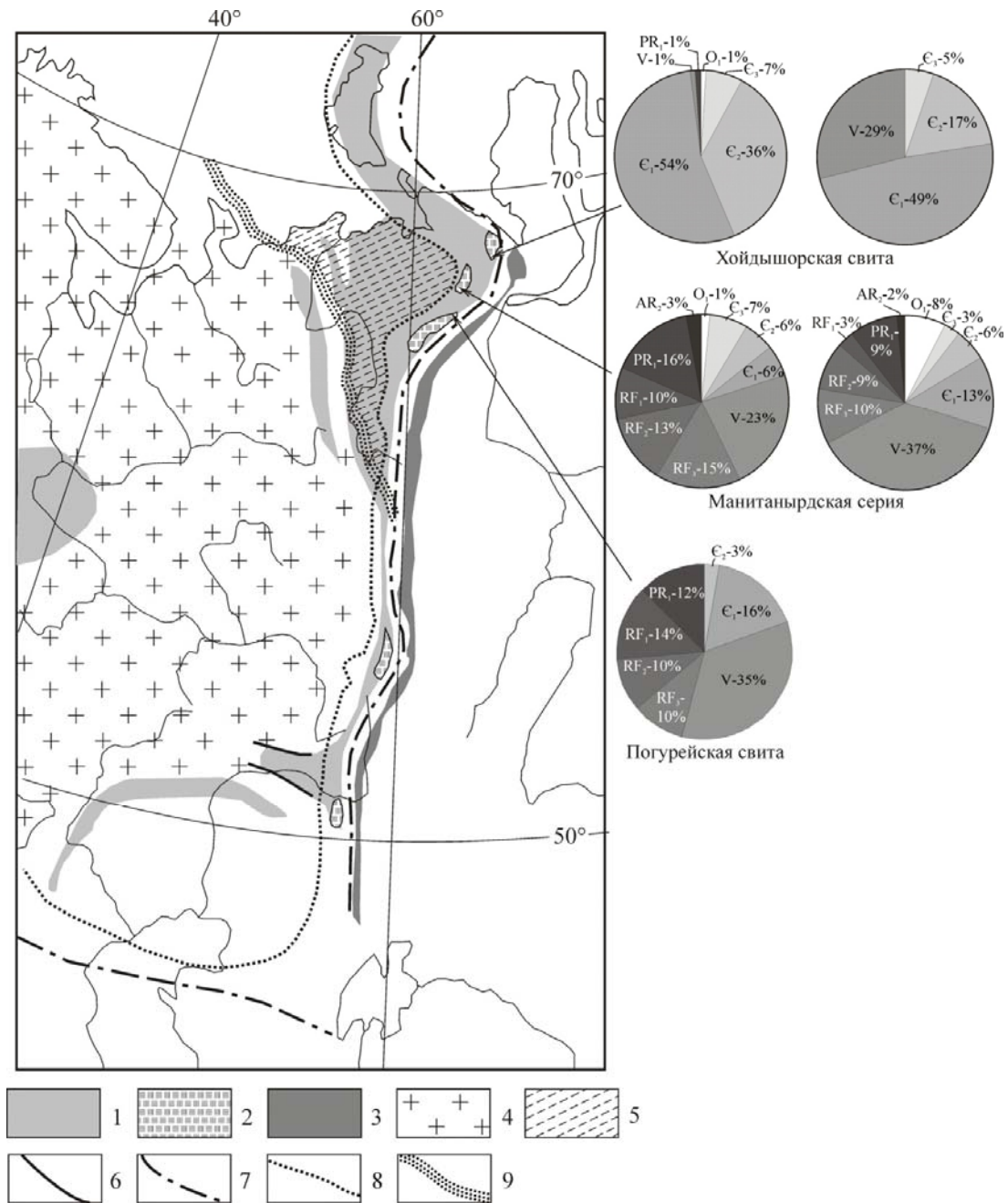


Рис. Распределение U–Pb возрастов детритовых цирконов в песчаниках базальных комплексов уралид Полярного Урала

Схема осадконакопления в ордовике на восточной окраине Балтики по [Пучков, 2010], с дополнениями. 1 – область современного распространения ордовикских шельфовых отложений; 2 – область развития ордовикских рифтовых комплексов; 3 – офиолиты; 4 – выступы кристаллического фундамента Русской платформы; 5 – фундамент Тимано-Печорской плиты; 6 – разломы; 7 – Главный Уральский надвиг; 8 – западная граница уралид; 9 – сутура орогена Тиманид

Для песчаников северной части Полярного Урала, образцы которых были отобраны из основания хойдышорской свиты на юге Оченырдынского поднятия, диапазон и характер распределения возрастов детритового циркона оказался совсем другим. За исключением единственного зерна раннепротерозойского возраста, интервал формирования цирконовых зерен (575–478 млн лет) соответствует венду – раннему ордовику при максимальной распространенности циркона ранне-среднекембрийского возраста. Практически полное отсутствие датировок древнее вендских, характерных для одно-возрастных песчаников более южных частей Урала, может свидетельствовать о том, что на территории севера Полярного Урала осадконакопление в позднем кембрии – раннем ордовике происходило в локальном бассейне с местными источниками обломочного материала. Петрофондом могли служить вендские магматические комплексы подстилающего орогена Тиманид, ранне-среднекембрийские магматические породы, формировавшиеся на этапе предрифтового поднятия, а также позднекембрийско–раннеордовикские рифтогенные образования, маркирующие начало уральского тектонического цикла.

Работы проводились в рамках тем НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (122040600012-2, 122040600013-9).

Список литературы

Кузнецов Н. Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 1. С. 18–38.

Маслов А. В., Петров Г. А., Ронкин Ю. Л. Ранние этапы эволюции уралит: U–Pb систематика обломочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 2, С. 3–20. DOI: 10.7868/S0869592X18020011.

Никулова Н. Ю., Соболева А. А. Результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из песчаников манитанырдской серии на кряже Манитанырд (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 6 (294). С. 3–11. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-6-3-11.

Никулова Н. Ю., Удоратина О. В., Хубанов В. Б. Возраст песчаников в основании разреза уралит на хр. Сабля (Приполярный Урал) по результатам U–Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. 2016. Т. 91, № 1. С. 15–23.

Первые результаты U–Pb датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал) / А. А. Соболева, Н. Б. Кузнецов, Э. Л. Миллер [и др.] // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 5. С. 570–576.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

**ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВА,
РОДОНАЧАЛЬНОГО ДЛЯ ГРАНОСИЕНИТА
НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АКТЕКЛИЗЫ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ:
РЕЗУЛЬТАТЫ АМФИБОЛОВОЙ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИИ**

М. О. Сукнёва^{1,2}, Т. В. Донская¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Амфибол – один из самых распространенных темноцветных минералов в литосфере [Ridolfi, 2021]. Кристаллохимия амфибола контролируется взаимосвязями минерал – расплав и физико-химическими параметрами, такими как давление (P), температура (T) и фугитивность кислорода (fO_2) [Ridolfi, 2021]. Амфиболовые геобарометры и геотермометры позволяют оценить условия кристаллизации магматических расплавов, в том числе такие, как субсолидусные температуры и величины литостатического давления [Ridolfi, 2021]. В данной работе на примере детального изучения амфибола из раннепротерозойского амфиболового граносиенита, отобранного из керна Могдинской скважины, расположенной в центральной части Непско-Ботубинской антеклизы Сибирской платформы, приводится оценка условий кристаллизации родоначального для граносиенита расплава с помощью серии амфиболовых геобарометров и амфибол-плагноклазового геотермометра.

Образец граносиенита № 1994 из керна Могдинской скважины для петрологических исследований был предоставлен профессором, д-ром геол.-минерал. наук А. Г. Вахромеевым (ИЗК СО РАН). Изученный граносиенит представляет собой породу, состоящую из плагноклаза, калиевого полевого шпата, амфибола (15 %) и кварца. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и магнетитом. Текстура породы – массивная, пятнистая; структура – мелко-среднезернистая. Амфибол в граносиените представлен аллотриоморфными и гипидиоморфными призмами и табличками и в значительной степени хлоритизирован.

Проанализированные амфиболы относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации Б. Лика с соавторами [Nomenclature of amphiboles ... , 1997], удовлетворяющих условию $Ca_{av} > 1,50$, $(Na+K)_A < 0,50$. По данной классификации амфиболы соответствует магнезиальной роговой обманке, отношение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ варьирует в них от 0,56 до 0,59, а глиноземистость (Al ф. е.) составляет 1,3. Исследуемые амфиболы характеризуются низкими содержаниями TiO_2 от 0,33 до 0,47 масс. % и высокими содержаниями MnO от 0,54 до 0,65 масс. %. Все точки составов амфиболов попадают в поле «магматических» амфиболов на диаграмме в координатах $(Ca+Al^{IV}) - (Si+Na+K)$ [Giret, Bonin, Leger, 1980], располагаясь выше линии $(Ca+Al^{IV}) = 2,5$. Плагноклазы в исследуемой породе по составу соответствуют олигоклазам (An_{13}). Также в породе отмечается альбит (An_4), который образует оторочки вокруг зерен олигоклаза.

Оценки давления были сделаны с использованием геобарометров, учитывающих содержания Al в амфиболе [Hammarstrom, Zen, 1986; Confirmation of the ... , 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Thomas, Ernst, 1990; Anderson, Smith, 1995; Schmidt, 1992; An experimental study ... , 2016; Ridolfi, 2021]. Расчеты по большинству геобарометров показали близкие значения давления, варьирующиеся от 2,4 до 2,8 кбар (табл.). Все амфиболы характеризуются низкими значениями отношения $Fe/(Fe+Mg)$ ($\sim 0,5$) и высокими значениями отношения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ ($\sim 0,3$), что, согласно данным Дж. Андерсона и Д. Смита [Anderson, Smith, 1995], позволяет рассматривать по-

лученные значения по большинству геобарометров как максимально корректные для оценки давления при кристаллизации гранитоидного расплава. Немного повышенные величины давления (3,2–3,3 кбар) были получены по геобарометру М. В. Шмидта [Schmidt, 1992], однако в пределах ошибки оценки давления, допускаемые для данного геобарометра ($\pm 0,6$ кбар), они совпадают со значениями давления, полученными по большинству других амфиболовых геобарометров (табл.). Наиболее низкие значения давления (0,7–0,9 кбар) были получены по геобарометру В. М. Томаса, В. Г. Эрнста [Thomas, Ernst, 1990], что связано с тем, что этот геобарометр откалиброван для высокобарических систем от 6 до 12 кбар. Также низкие давления (около 1 кбар) были рассчитаны с помощью геобарометра Ф. Ридольфи [Ridolfi, 2021], который применяется для богатых магнием кальциевых амфиболов, находящихся в равновесии с известково-щелочными или щелочными расплавами. Низкие величины давления, полученные по этому геобарометру, обусловлены тем, что составы проанализированных амфиболов из граносиенита, характеризующиеся высокими концентрациями MnO и низкими TiO₂, выходят за рамки диапазона значений калибровочных амфиболов, на основе которых рассчитан данный геобарометр.

Таблица

Рассчитанные по амфиболам из амфиболового граносиенита *P-T* параметры кристаллизации расплава

<i>P</i> , кбар								<i>T</i> , °C
[Hammarstrom, Zen, 1986]	[Confirmation of the, 1987]	[Johnson, Rutherford, 1989]	[Thomas, Ernst, 1990]	[Anderson, Smith, 1995]	[Schmidt, 1992]	[An experimental study, 2016]	[Ridolfi, 2021]	[Holland, Blundy, 1994]
2,7	2,6	2,1	0,7	2,4	3,2	2,6	1,12	742
2,7	2,7	2,1	0,8	2,5	3,3	2,7	1,08	740
2,8	2,8	2,2	0,9	2,7	3,3	2,7	1,10	730

Оценки субсолидусных температур кристаллизации гранитоидного расплава были выполнены с использованием амфибол-плагноклазового геотермометра Т. Холланда и Дж. Бланди [Holland, Blundy, 1994]. Был использован эденит-тремолитовый геотермометр (термометр А), рассчитанный для ассоциаций с кварцем. При расчетах были приняты значения давления, полученные на основе амфиболового геобарометра Э. Матча с соавторами [An experimental study ... , 2016]. Для ассоциаций с альбитом расчеты не проводились. Рассчитанные, согласно данному геотермометру, температуры показали значения в пределах 730–742 °C (табл.).

Качественная оценка фугитивности кислорода (fO_2) в граносиените была выполнена также на основе составов амфиболов. Амфиболы в граносиените характеризуются низкими значениями отношения Fe/(Fe+Mg), изменяющимися от 0,48–0,51, что возможно только при их кристаллизации в условиях высокой фугитивности кислорода.

Таким образом, проведенная оценка условий кристаллизации расплава с помощью серии амфиболовых геобарометров и амфибол-плагноклазового геотермометра показала, что родоначальный для раннепротерозойского амфиболового граносиенита Могдинской скважины расплав мог кристаллизоваться при температуре 730–742 °C и давлении 2,4–2,8 кбар в условиях высокой фугитивности кислорода.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196).

Список литературы

An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer/ E. J. F. Mutch, J. D. Blundy, B. C. Tattitch [et al.] // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 2016. Vol. 171. 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9.

Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. 1995. Vol. 80. P. 549–559.

Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons / L. S. Hollister, G. C. Grissom, E. K. Peters [et al.] // *American Mineralogist*. 1987. Vol. 72. P. 231–239.

Giret A., Bonin B., Leger J. M. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes // *The Canadian Mineralogist*. 1980. Vol. 18. P. 481–495.

Hammarstrom J. M., Zen E.-An. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // *American Mineralogist*. 1986. Vol. 76. P. 1297–1313.

Holland T. Y. B., Blundy J. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

Johnson M. C., Rutherford M. J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 837–841.

Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names / B. E. Leake, A. R. Woolley; Ch. E. S. Arps [et al.] // *The Canadian Mineralogist*. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry // *Minerals*. 2021. Vol. 11. 324. DOI: 10.3390/min11030324.

Schmidt M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1992. Vol. 110. P. 304–310.

Thomas W. M., Ernst W. G. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogical barometer calibrated experimentally to 12 kbars // Spencer R. J., Chou I.-M. (Eds.), *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster*. Geochemical Society, Special Publications. 1990. Vol. 2. P. 59–63.

РИФТОГЕНЕЗ И ПАРАДОКСЫ ЭКОСИСТЕМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ

А. Н. Сутурин

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, san@lin.irk.ru

Среди озерных котловин Южной Сибири Н. А. Флоренсовым выделен рифтогенный байкальский тип и доказано влияние генезиса на параметры котловин. К ним относятся: приуроченность к зонам новейших тектонических движений, расположение в крутых бортах древних кристаллических пород, преобладание длины над шириной и большая глубина. В литоральной зоне озера осуществляется сложное взаимодействие каменного материала клифов с водой с активным участием литофильных бентосных организмов. Одной из причин биоразнообразия и биопродуктивности литорали оз. Байкал является тот факт, что рифт является зоной глубинной дегазации водорода. Воздействие потоков водорода на литораль, пелагиаль и мощный слой осадков – это активизация биопродуктивности литорали.

История становления Байкальской впадины по представлению Н. А. Логачёва начинается с конца верхнего мела – палеоцена. Некомпенсируемое погружение байкальской впадины привело к формированию самого глубокого, самого емкого резервуара пресной воды.

Исследования последних лет позволили получить новые сведения о влиянии рифтогенеза на лимнические характеристики оз. Байкал. Вода рек и тающих ледников, заполнившая впадину озера, ультрапресная и практически не содержит необходимых для гидробионтов биофильных элементов. В пелагиали и литорали озера сформировался биогеоценоз, состоящий из фильтраторов и литофильных симбионтных сообществ. Сохранение олиготрофности связано с тем, что фито- и зоопланктон фототрофной зоны открытого Байкала являются организмами-фильтраторами, многократно пропускающими через себя водную массу.

Существенное для оз. Байкал значение имеет формирование на каменной литорали биогеохимических барьеров, охраняющих олиготрофную зону озера. Здесь прослеживается специфическая черта большинства рифтогенных озер, в которых олиготрофность пелагиали сочетается не только с большим биоразнообразием литоральной зоны, но и с высокой её биопродуктивностью.

Рифтогенное происхождение озера и сейсмоактивность обеспечивают абразию берегов и постоянное поступление кластогенного материала в водную систему (ежегодно свыше 1,5 млн м³).

Процессы разложения горных пород совершаются под действием байкальской воды, агрессивность которой по отношению к большинству минералов определяется недонасыщенностью по большинству ионов и катионов, наличием растворенных кислорода, углекислого газа и азота, концентрации которых меняются в течение суток (рН – от 7,4 до 8,5, кислород – от 87 до 117 % насыщения) и воздействием органических кислот.

Биогеохимические процессы на каменной литорали оз. Байкал обеспечивают биоразнообразие и биопродуктивность бентосных гидробионтов.

Через систему планетарных разломов (рифтов) поступают эндогенные потоки водорода, метана, азота и гелия. Как отмечает М. А. Федонкин, универсальной физической характеристикой живого является формирование ионных градиентов и перенос электрона от донора к акцептору. Водород был и остается главным субстратом микробной жизни и основой энергетики метаболизма. Развитие бактериальных и грибковых пленок на камнях стимулируется наличием в аквальных биогеоценозах свободного водорода. Вторым по мощности потоком в рифтовых зонах является ме-

тан. На Байкале имеется метан всех известных генетических типов (бактериальный, термогенный и эндогенный).

Биопродуктивность литорали, снос органики по склону и вынос по разломным зонам ювенильного водорода могут быть причиной формирования газовых и нефтяных месторождений, которые всё чаще вскрываются в рифтовых зонах.

Если биопродуктивность литорали озера обусловлена развитием мутуалистических и симбиотных литофильных сообществ, то биоразнообразие может быть связано с образованием над рифтовыми зонами озоновых дыр, через которые проникают космические лучи, влияющие на видообразование. Другой планетарный пример биоразнообразия – Галапагосские острова, расположены в океанической рифтовой зоне с интенсивными водородными потоками и озоновыми «дырами».

Биопродуктивность литорали – основной источник углерода в байкальских осадках. Струи водорода обеспечивают формирование метана, а затем газогидратов. Газовая специализация рифтогенных озер подтверждается на примере других планетарных рифтовых систем.

Работа выполнена в Лимнологическом институте СО РАН в рамках государственного задания при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проекты 0345-2019-0010, 0279-2021-0008).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ В СТРУКТУРЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ РАЗНОМАСШТАБНЫХ ДИЗЬЮНКТИВОВ

Т. Ю. Тверитинова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Главной особенностью структуры земной коры и литосферы является блоковое строение, связанное с ее делимостью системами дизъюнктивных нарушений разного типа. В понятие «дизъюнктив» входит весь комплекс тектонических нарушений, представляющих зоны резкого изменения состояния вещества вплоть до полного разрушения. Это не только трещины и разрывы, но и зоны концентрации деформаций различного типа – растяжения, сдвига, сжатия. Дизъюнктивы являются способом существования геологической среды, состоящей из относительно обособленных геологических тел, каждое из которых характеризуется своей системой дизъюнктивов.

Распределение дизъюнктивных структур зависит от свойств геологической среды, способной деформироваться хрупко, пластически или вязко-пластически. Морфологическое проявление дизъюнктивов отражает механико-реологические свойства геологических объектов.

Система блоков и их границ – дизъюнктивов – иерархична, т. е. каждый блок состоит из более мелких блоков, тогда как сам является элементом, составной частью более крупного блока. Фрактальность дизъюнктивов проявляется также в том, что дизъюнктивы разного масштаба обладают сходными параметрами. Масштаб дизъюнктивов зависит от размеров объекта, в том числе от мощности различных геосфер Земли. Одновременно существуют планетарные, региональные и локальные дизъюнктивы.

Слоистое (оболочечное) строение Земли определяет относительную обособленность блочной структуры каждой из земных оболочек. С другой стороны, блоковое строение определяет относительную независимость внутренней структуры каждого блока, наличие в нем своей системы дизъюнктивов различной ориентировки и типа.

Дизъюнктивные структуры формируются в условиях, связанных как с внутренними напряжениями геологических/тектонических объемов, так и с наложенными полями тектонических напряжений. Каждой системе структур отвечает поле напряжений, при этом в каждой системе действует свое поле напряжений. Соответственно система полей напряжений также иерархична – она соответствует всей системе блоково-дизъюнктивных структур.

Дизъюнктивы характеризуются различным кинематическим типом, это структуры растяжения, скола или сжатия. Кинематические типы дизъюнктивов соответствуют напряженному состоянию объектов, в которых проявлены дизъюнктивы.

Присутствие малых дизъюнктивов в земной коре мы наблюдаем непосредственно в виде конкретных структур – трещин и небольших разрывов, более крупных – в виде более сложных геологических структур, разрывно-флексурных зон. Повсеместное развитие дизъюнктивов мы видим в основном в виде линеаментов.

Линеаменты – отражение современных структурных особенностей геологической среды. Они отвечают различным геологическим неоднородностям – как дизъюнктивного, так и иного происхождения (как элементы складчато-надвиговых систем, например). Линеаменты – «живая», постоянно изменяющаяся система, определяющаяся исходными структурными неоднородностями и новообразованными структурами. В основе линеаментов – интегральная геологическая структура, включающая разновозрастные элементы. Вместе с тем сами линеаменты – отражение современной

геодинамики, современных дизъюнктивных структур. В системе линеаментов и разрывов присутствуют крупные (планетарные) структуры, выраженные протяженными зонами концентрации деформаций. Главной основой линеаментов являются дизъюнктивные системы разного порядка.

Статистическое изучение линеаментов (а соответственно и систем современных дизъюнктивных структур!) указывает на их закономерную ориентировку относительно фигуры Земли. Среди линеаментов и активных разломов «устойчивы» две ортогональные (меридиональная и широтная) и две диагональные (северо-западного и северо-восточного простирания) системы [Анохин, 2006]. Другие системы дизъюнктивов могут быть связаны с изменением ориентировки основных активных дизъюнктивов, например, при вращении блоков земной коры [Буртман, 1978].

Закономерная ориентировка линеаментов, а соответственно и дизъюнктивных структур, указывает на существование глобального фактора, определяющего формирование линейных структурных неоднородностей – это глобальное поле напряжений полярного сжатия.

Формирование дизъюнктивов связано с напряженным состоянием геологических объемов. Энергетически более благоприятно формирование структур отрыва и скола, это естественно, так как дизъюнктивы – это в первую очередь структуры разрушения – разделения на блоки. Но для сохранения структур в геологических объемах более «актуальными» являются условия сжатия, приводящие к формированию общих структурных планов – складчатых и складчато-разрывных систем. В этих складчато-разрывных системах возникают дизъюнктивы отрыва и скола, но только уже как структуры, осложняющие основной структурный план, устойчивый и упрочняющийся в условиях поперечного сжатия.

В иерархической системе дизъюнктивов присутствуют структуры разных порядков – от малых до планетарных форм. Глобальные линеаменты отвечают крупным линейным структурным неоднородностям, ограничивающим изометричные объекты. На континентах мы видим складчатые (подвижные) пояса, разделяющие древние платформы. Складчатые пояса – это разновозрастные сложно построенные зоны с изменением положения активных на определенный момент структур. Наиболее четко прослеживаются самые молодые складчатые системы (кайнозойские и альпийские). Разделение континентальных блоков связано с рифтингом и спредингом с раскрытием океанических бассейнов, формирование складчатых поясов – с закрытием океанов в условиях субдукции и коллизии на континентах.

Самое замечательное в современной системе планетарных линеаментов и дизъюнктивов – их подчинение общему деформационному полю Земли, определяющему деформацию всей планеты. Земля является глобальным эллипсоидом деформаций [Расцветаев, 1997; Расцветаев, Тверитинова, 2015; 2016]. В этом общеземном деформационном эллипсоиде представлены меридиональные структуры отрыва – рифтовые и спрединговые зоны, субширотная приэкваториальная зона сжатия – Альпийско-Гималайский складчатый пояс, а также две планетарные системы сколов, ориентированные в северо-западном и северо-восточном направлении. Трехосность Земли также указывает на то, что наша планета – деформационный эллипсоид, испытывающий при вращении меридиональное полярное сжатие и экваториальное широтное растяжение. Ось главного сжатия – это ось вращения Земли. Ось главного растяжения в экваториальной плоскости выражена в нижней мантии двумя главными суперплюмами – Африканским и Тихоокеанским. Положение промежуточной оси определяется пересечением двух главных систем планетарных сколов.

Естественно, эта деформационная система неустойчива из-за многочисленных внутренних неоднородностей Земли (в частности, выраженных полярной и экватори-

альной асимметрией), постоянных перемещений литосферных плит, изменений параметров вращения нашей планеты, а также космических факторов.

Тектонические деформации осуществляются в геологической среде вращающейся Земли, поэтому подчиняются законам вихревой геодинамики: каждый блок литосферы обладает моментом вращения [Викулин Иванчин, Тверитинова, 2011; Викулин, Тверитинова, 2007, 2008; Вихри в геологических ... , 2004]. Вращающиеся блоки можно уподобить вихревым структурам с характерными струями – рукавами вихря с отличающейся от соседних участков плотностью. В тектоническом отношении вихревые системы представляют собой закономерно организованные зоны сжатия и растяжения. Кулисное положение струй-рукавов в структуре вихря соответствует проявлению сдвиговой деформации. Контрастность проявления границ зон сжатия и растяжения зависит от интенсивности возникающих тектонических деформаций. Они бывают выражены размытыми областями или узкими линейными зонами, сопровождающимися линеаменами.

Наиболее зримое выражение вихревой геодинамики проявляется на уровне литосферных плит. По границам литосферных плит развиваются системы сдвиговых деформаций. Особенно выразительны такие системы, если граница разделяет среды с различными свойствами (конвергентные границы субдукционного типа). На дивергентных границах и конвергентных коллизионного типа также возможно формирование вихревых структур. Развитие вихревых процессов в литосфере происходит к упорядочиванию структурных рисунков в обрамлении вращающихся блоков.

Список литературы

- Анохин В. М.* Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб. : Недра, 2006. 161 с.
- Буртман В. С.* Стационарная сеть разломов континента и мобилизм // Геотектоника. 1978. № 3. С. 26–37.
- Викулин А. В., Иванчин А. Г., Тверитинова Т. Ю.* Моментная вихревая геодинамика // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. 2011. № 1. С. 29–35.
- Викулин А. В., Тверитинова Т. Ю.* Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413. № 3. С. 372–374.
- Викулин А. В., Тверитинова Т. Ю.* Моментная волновая природа геологической среды // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. 2008. № 6, С. 16–16.
- Вихри в геологических процессах / ред. А. В. Викулин. Петропавловск-Камчатский : КГПУ, 2004. 297 с.
- Расцветаев Л. М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб. : Наука, 1997. С. 547–559.
- Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю.* Земля как эллипсоид деформаций // Система «Планета Земля»: 200 лет Священному союзу. М. : ЛЕНАНД, 2015. С. 615–624.
- Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю.* Вращение Земли и планетарные зоны скалывания, сжатия и растяжения // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М. : ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 545–552.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Б. Я. Тегали¹, **В. А. Бычинский**^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Метод физико-химического моделирования – один из способов оценки соотношений минералов в образцах осадочных горных пород на основе содержаний элементов. Использовался ранее для исследования донных осадков оз. Байкал [Ощепкова, Кузьмин, Бычинский, 2013]. Расчеты выполнены с помощью программного комплекса «Селектор» [Там же], который представляет собой набор программных процедур, реализующих алгоритм минимизации свободной энергии методом выпуклого программирования. Предварительно с помощью метода рентгеновской дифракции определены основные компоненты: кварц, анкерит, кальцит, доломит, полевые шпаты, мусковит и глинистые минералы. Расчет минерального состава начинается с подготовки данных о химическом составе пробы донных отложений. Затем выполняется подбор вероятных как мономинеральных, так и многокомпонентных фаз. С помощью модели твердых растворов определяются сводные стехиометрические формулы полевых шпатов и слоистых алюмосиликатов. Разработанная методика расчета и твердых растворов описаны на примере моделирования минерального состава байкальских осадков в работах [Ощепкова, Кузьмин, Бычинский, 2013; Химический состав осадков ... , 2014].

При подготовке данных для моделирования учитывается, что химический состав мономинеральной фракции существенно отличается от состава, записанного в виде стехиометрической формулы минерала, не включающей вероятные изоморфные примеси. Также в химическом составе присутствуют элементы-примеси, входящие в аморфные фазы или кристаллическую структуру других минералов. Поэтому из общего химического состава удаляются марганец, барий, стронций, фосфор (в оксидной форме), не входящие в состав формулы минералов, и полученный состав пересчитывается на 100 %.

Список литературы

Ощепкова А. В., Кузьмин М. И., Бычинский В. А. Реконструкция минерального состава глубоководных байкальских осадков на основе их химического состава // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2013. Т. 6, № 1. С. 122–132.

Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений палеоклимата и окружающей среды / М. И. Кузьмин, В. А. Бычинский, Е. В. Кербер [и др.] // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 3–22.

ВОЗМОЖНОСТЬ МОНИТОРИНГА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ц. А. Тубанов^{1,2}, **П. А. Предеин**^{1,2}, **Е. И. Герман**^{1,2}, **Д. П.-Д. Санжиева**^{1,2}

¹Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

²Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Улан-Удэ, Россия

Изучение сейсмотектонических деформаций в пределах Байкальского рифта является важным для понимания современных геодинамических процессов, происходящих на сочленении Евроазиатской и Амурской литосферных плит. В Южнобайкальской впадине, являющейся центральным звеном Байкальского рифта [Логачев, 2003], рифтовые процессы развиваются за счет процессов растяжения. Высокая сейсмическая активность, наличие аномалий теплового потока, возникновение грязевулканических структур и скоплений приповерхностных газовых гидратов представляет значительный интерес с точки зрения исследования характера реактивации и взаимодействия разломных структур, миграции флюидов, изучения различных форм механизмов инициации разрыва в земной коре, включая передачу статического и динамического напряжения от предыдущих землетрясений и асейсмическое скольжение.

В работах С. И. Шермана [2014] и коллег объяснение пространственной концентрации и временной миграции сильных землетрясений в Байкальской рифтовой системе связывается с возможностью построения тектонофизической модели зоны современной деструкции. Но в центральной части рифта расположение эпицентров землетрясений преимущественно в акватории оз. Байкал не позволяет однозначно идентифицировать тектоническую позицию главных сейсмогенерирующих структур. Кроме того, несмотря на то, что средняя часть бассейна оз. Байкал, от дельты р. Селенги до полуострова Святой Нос, хорошо выражена морфологически и характеризуется высоким сейсмическим потенциалом, достигающим $M_{\max} = 7,5$ [Ulomov, 2014], здесь на фоне довольно многочисленных слабых землетрясений число сильных и умеренных событий относительно невелико.

Многочисленные исследования последнего десятилетия продемонстрировали (см. обзор, [Кочарян, 2021]), что макроскопические очаговые параметры и параметры высокочастотных сильных движений грунта в ближней зоне землетрясения тесно связаны с характером распространения разрыва в очаге землетрясения. Поскольку, например, для расчета изменений кулоновского напряжения требуется хорошая модель распределения скольжения, доступная только для сильных землетрясений, большинство исследований пренебрегают влиянием слабых землетрясений. Обычно учитывают только достаточно сильные землетрясения, чтобы моделировать последующие динамические подвижки. Успех этого подхода значителен, но ограничен. Также следует учесть, что геофизическая среда, в которой протекает деформационный процесс, сильно неоднородна. На гетерогенной поверхности блоков горных пород выделяются особые зоны локальных контактов неровностей, так называемые *asperities*. В зависимости от фрикционных и структурных свойств этих зон может быть реализован полный спектр режимов скольжения по разлому, который включает непрерывный крип, события медленного скольжения, динамические разрывы с различной скоростью распространения.

В Байкальском регионе основным ограничивающим фактором для исследований является низкая плотность сети региональных сейсмостанций. Начавшееся в связи с развитием Южно-Байкальского геодинамического полигона [Гольдин, Дядьков, Дашевский, 2001] проведение в регионе режимных вибросейсмических исследований привело к уплотнению сети сейсмостанций в центральной части Байкальского рифта.

Была создана локальная сеть, позволяющая совместить сейсмический мониторинг в пассивном (регистрация землетрясений) [Результаты и перспективы ... , 2021] и активном (зондирование с управляемым вибрационным источником сейсмических волн) вариантах [Вибросейсмические исследования ... , 2022]. В последние годы этот импульс продолжен организацией пилотной сети комплексного мониторинга опасных геологических процессов [Комплексный мониторинг опасных ... , 2022].

Таким образом, существующий комплекс геофизического мониторинга в центральной части рифтовой зоны позволяет вплотную подойти к разработке модели учитывающей условия деформирования блоково-разломной среды, влияние флюидов, нелинейность сейсмических процессов и другие факторы. Сейсмологические наблюдения с повышенной точностью локализации очагов землетрясений позволяют получить информацию о структуре и динамике разломных зон [Кочарян, Кишкина, Остапчук, 2010]. Это могут быть как данные исследований зон повторных землетрясений, областей афтершоковой и роевой кластеризации [Nadeau, Johnson, 1998; Marsan, Prono, Helmstetter, 2013; и мн др.], так и результаты анализа данных длительного функционирования плотной сети сейсмического мониторинга [3D fault architecture ... , 2020; Кочарян, Остапчук, 2022].

Работа выполнена в рамках гос. заданий № 075-01271-24, № АААА-А21-121011890033-1 и с использованием данных, полученных на УНУ «Сейсмоинфраструктурной комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Список литературы

Вибросейсмические исследования Байкальской рифтовой зоны с мощным вибратором ЦВО-100 / В. В. Ковалевский, А. Л. Собисевич, Ц. А. Тубанов [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. С. 1–6. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2-0589.

Гольдин С. В., Дядьков П. Г., Дашевский Ю. А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10, С. 1484–1496.

Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты / К. Ж. Семинский, А. А. Добрынина, С. А. Борняков [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 5. DOI: 10.5800/GT-2022-13-5-0677.

Кочарян Г. Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41.

Кочарян Г. Г., Кишкина С. Б., Остапчук А. А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 419–440. DOI: 10.5800/GT-2010-1-4-0027.

Кочарян Г. Г., Остапчук А. А. Мезоструктура зоны скольжения тектонического разлома // Физ. мезомех. 2022. Т. 25, № 5. С. 94–105. DOI: 10.55652/1683-805X_2022_25_5_94.

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

Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта / Ц. А. Тубанов, П. А. Предеин, Л. Р. Цыдыпова [и др.] // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3, № 4. С. 38–57. DOI: 10.35540/2686-7907.2021.4.03.

Шерман С. И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2014. 359 с.

Marsan D., Prono E., Helmstetter A. Monitoring aseismic forcing in fault zones using earthquake time series // Bulletin of the Seismological Society of America. 2013. Vol. 103, N 1. P. 169–179. DOI: 10.1785/01201110304.

Nadeau R. M., Johnson L. R. Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. 1998. Vol. 88, N 3. P. 790–814. DOI: 10.1785/BSSA0880030790.

3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms / Z. E. Ross, E. S. Cochran, D. T. Trugman, J. D. Smith // Science. 2020. Vol. 368 (6497). P. 1357–1361. DOI: 10.1126/science.abb0779.

Ulotov V. I. General seismic zoning of the territory of Russian Federation: GSZ-2012 // Seism. Instr. 2014. Vol. 50. P. 290–304. DOI: 10.3103/S0747923914040070.

ПОДУШЕЧНЫЕ БАЗАЛТЫ MORB-ТИПА И ПОЙКИЛИТОВЫЕ ДОЛЕРИТЫ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ РИФТОГЕНЕЗА

В. В. Устинова¹, А. В. Степанова¹

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

В палеопротерозойской истории развития Фенноскандинавского щита зафиксировано несколько этапов континентального рифтогенеза, сопровождавшегося интенсивным растяжением архейской континентальной коры и формированием мафических магматических комплексов. Образования этих рифтогенных событий также сохранились в крупных вулканогенно-осадочных структурах Карельского кратона: Онежской, Куоляярвинской, Лехтинской, Шомбозерской и др. [Геологическая карта ... , 2017] Один из эпизодов, для которого геодинамические причины, условия генерации расплавов и степень растяжения коры остаются спорными – это людиковий (2,10–млрд л. н.), время активного внутриплитного магматизма на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита. Людиковийский магматизм объединяет два крупных эпизода петрологически контрастного магматизма заонежского (возраст 2,10–1,96 млрд лет) и суйсарского (1,96 млрд лет) магматических комплексов [Онежская палеопротерозойская ... , 2011; Age limits for ... , 2024]. В отличие от детально изученного суйсарского комплекса, объединяющего базиты OIB-типа [Amorphous carbonaceous material ... , 2023], состав, возраст и условия формирования более раннего заонежского комплекса остаются неопределенными.

Онежская структура на Карельском кратоне является не только самой крупной, но и сохранила наиболее представительный разрез людиковийского надгоризонта, включающего заонежскую и суйсарскую свиты. Среди пород заонежской свиты помимо углеродсодержащих осадочных пород, известны также вулканогенные образы – базальтовые лавы и туфы [Онежская палеопротерозойская ... , 2011; Amorphous car-material ... , 2023; Rifting in the ... , 2024]. Подушечные лавы и туфоогенно-осадочные породы в составе заонежской свиты по химическому составу и характеру распределения рассеянных элементов близки к базальтам MORB и контрастно отличаются от вышележащих лав OIB-типа в составе суйсарской свиты [Amorphous carbonaceous material ... , 2023]. Вулканогенно-осадочные комплексы заонежской свиты вмещают многочисленные тела базитов, преимущественно силлов, часть которых имеет секущий характер и более молодой возраст [Степанова, Самсонов, Ларионов, 2014].

Объектами исследования являлись силлы долеритов участка Лебещина северо-восточной части Заонежского полуострова, а также базальты, расположенные на северо-восточном берегу Петрозаводской губы Онежского озера.

Толвуйская синклираль в центральной части Онежской структуры – один из районов, где широко проявлен основной магматизм заонежского комплекса. Здесь выделяется две группы базитов – высоко Fe-Ti низкомagneзиальные долериты (млрд лет) и умеренно-Mg пойкилоофитовые долериты. Силлы субсогласно залегают во вмещающих осадочных толщах заонежской свиты, представленных здесь базальтовыми туфами, туффоалевролитами и туфоаргиллитами, имеющими геохимические параметры сопоставимые с вулканитами MORB [Rifting in the ... , 2024].

На северо-восточном берегу Петрозаводской губы обнажается лишь небольшой фрагмент разреза заонежской свиты, включающий массивные и подушечные лавы основного состава и тонкослоистые осадки.

Умеренно-магнезиальные долериты участка Лебещина обладают пойкилоофитовой структурой с единичными реликтовыми зёрнами клинопироксена и альбитизированным плагиоклазом. В них $Mg\#$ варьирует от 47 до 61, характерны умеренные содержания $Fe_2O_3^{tot}$ (8,7–14,4 масс. %) и TiO_2 (1,1–1,8 масс. %), довольно высокие содержания Al_2O_3 (14,6–19,1 масс. %). Распределение редкоземельных элементов (рисунок, Б) имеет слабо дифференцированный характер $((La/Sm)_n = 0,9–1,4, 4)$, отсутствует обеднение HFSE ($Nb/Nb^* = 0,8–1,2$).

Подушечные лавы на северо-восточном берегу Петрозаводской губы представляют собой афировые базальты, которые в центральной части подушек обладают микроофитовой структурой с единичными зёрнами первичного клинопироксена. Плагиоклаз в них замещается альбитом. Эти породы также умеренно-магнезиальные, -50 , содержание $Fe_2O_3^{tot}$ (12,5–13,66 масс. %) и TiO_2 (1,06–1,2 масс. %) умеренное, а $-16,19$ масс. %) высокое. Обладают пологим характером распределения РЗЭ $1–1,5$, $(Gd/Yb)_n = 1,3$, (рис., Б). Характерны слабые положительные Nb аномалии $-1,1$).

В целом анализ состава подушечных лав в юго-западной части Онежской структуры и умеренно-Mg пойкилоофитовых долеритов участка Лебещина показал их значительное сходство (рис.), как по содержанию главных, так и рассеянных элементов, что позволяет предполагать их формирование в рамках одного эпизода магматической активности из близких по составу и условиям формирования первичных расплавов.

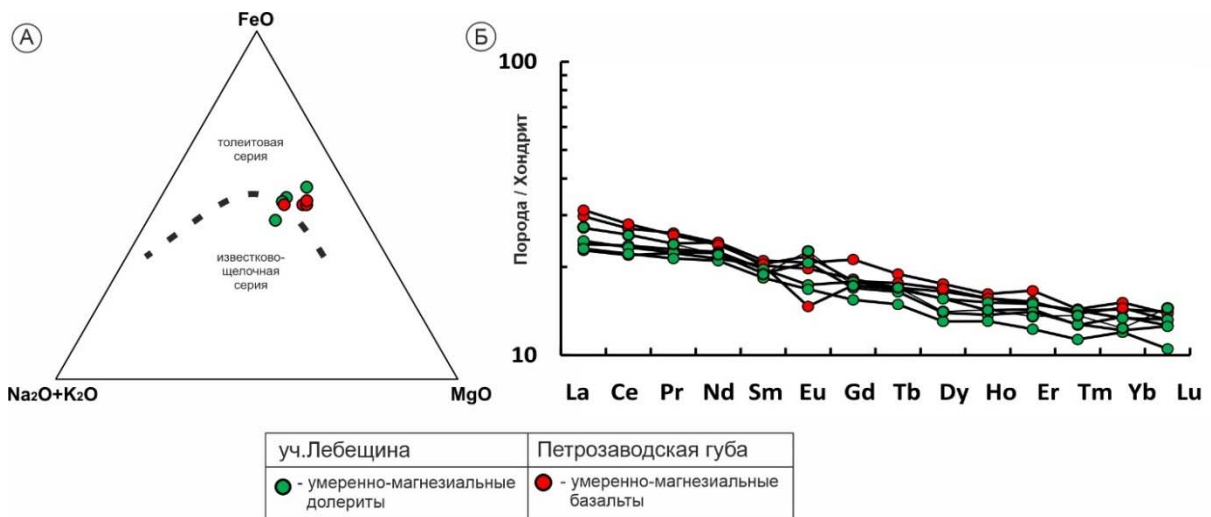


Рис. А – положение фигуративных точек анализов умеренно-магнезиальных базитов заонежской свиты на классификационной диаграмме AFM [Irving, Baragar, 1971]; Б – спектры распределения редкоземельных элементов в изученных умеренно-магнезиальных базитах заонежской свиты, нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995]

Характер распределения рассеянных элементов в изученных подушечных базальтах и умеренно-Mg долеритах позволяет предполагать следующие условия формирования и эволюции расплавов: 1) умеренно-магнезиальный состав расплавов и отсутствие ранних фенокристов в базальтах предполагает низкие степени фракционирования первичных расплавов в промежуточных камерах; 2) слабое фракционирование тяжелых РЗЭ свидетельствует о малоглубинном (вне поля стабильности граната) плавлении мантийного источника; 3) слабое обогащение легкими РЗЭ и очень слабая деплетированность высокозарядных элементов в породах предполагают низкий вклад коровой контаминации. В целом такие характеристики расплавов типичны для стадии

интенсивного растяжения и уменьшения мощности континентальной литосферы, предшествующем разрыву ее сплошности и открытию океанических бассейнов. Для Онежской структуры Карельского кратона, где открытие океанического бассейна не фиксировалось, формирование расплавов такого состава может быть важным индикатором в эволюции осадочного бассейна и рифтогенной структуры, поэтому оценка возраста этих пород является одной из важных задач последующих исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению / В. С. Куликов, С. А. Светов, А. И. Слабунов [и др.] // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41. DOI: 10.17076/geo444.

Онежская палеопротерозойская структура / отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 3–16.

Age limits for the Zaonega Formation of the Ludicovian Superhorizon and the Shunga Event in the Onega basin: New U–Pb zircon data for the Konchezero sill / A. V. Stepanova, A. V. Samsonov, A. A. Arzamastsev [et al.] // Doklady Earth Sciences. 2024. DOI: 10.1134/S1028334X2360336X.

Amorphous carbonaceous material in Paleoproterozoic pillow lavas (Onega Basin, NW Russia): Origin, source and migration / S. Y. Chazhengina, A. V. Stepanova, V. V. Ustinova, S. A. Svetov // Lithos. 2023. Vol. 460–461. 107373. DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107373.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Science. 1971. Vol. 8. P. 523–548. DOI: 10.1139/e71-055.

McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120, N 3–4. P. 223–225. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Rifting in the Paleoproterozoic Onega Basin: Geochemistry of volcano-sedimentary rocks of the Zaonega Formation / A. V. Samsonov, A. V. Stepanova, M. U. Gushchina, O. M. Silaeva, K. G. Erofeeva,

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ НЕРЧИНСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Е. Н. Федерягина¹, А. А. Воронцов², С. А. Сасим¹

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова, Иркутск, Россия

В строении восточной части позднемезозойской магматической провинции востока Азии выделяются две рядом расположенные вулканические области – Большехинганская и Восточно-Монгольская, формировавшиеся одновременно, но при участии разных геодинамических механизмов. В связи с этим изучение проявлений магматизма, развитых в депрессионных структурах Восточного Забайкалья и локализованных на сопряжении двух вулканических областей, представляет несомненный интерес в понимании петрогенетических процессов и выяснении источников вещества, принимавших участие в образовании изверженных пород позднемезозойских рифтогенных впадин. Одним из наиболее интересных проявлений магматической деятельности в позднем мезозое являются толщи вулканических пород, локализованных в пределах Нерчинской рифтогенной впадины.

Нерчинская рифтогенная впадина расположена в центральной части Восточного Забайкалья, принадлежит Аргунскому супертеррейну и является одним из элементов крупнейшей позднемезозойской континентальной рифтовой системы Центральной Азии. Она имеет протяжённость около 30 км при ширине от 3 до 6 км, прослеживается в северо-восточном направлении в приустьевом районе р. Нерча и повторяет очертания погребённой палеодолины, заполненной мел-неоген-четвертичными речными осадками. Вулканические толщи обнажаются лишь на бортах депрессии, залегая на протерозойских метаморфических породах и/или на доюрских гранитоидах. Нами они изучались в пределах Апрельковского и Гожалкинского вулканических полей (АВП и ГВП).

В пределах западного фланга АВП вулканическая толща (мощность около 300 м) сложена переслаивающимися покровами вулканитами умеренной щелочности. По содержанию кремнезема породы варьируют от 56 до 68 масс. % при суммарной щелочности 6,7–8,1 масс. %. Высокие содержания в вулканитах K_2O (2,8–3,4 масс. %), низкие содержания TiO_2 (0,5–0,9 масс. %), значения K_2O/Na_2O (0,5–0,9) дают основания относить их к шошонит-латитовой серии. В соответствии с классификационной диаграммой $K_2O - SiO_2$ [Pescerillo, Taylor, 1976] с изменениями и дополнениями [Перепелов, 1989] вулканиты западного фланга АВП представлены шошонитами, высококалийевыми андезибазальтами, андезитами и дацитами. Для пробы высококалийевого андезибазальта АВП нами была получена $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировка с возрастом $150,8 \pm 1,4$ млн лет.

В строении ГВП распространены умеренно-щелочные породы с содержанием кремнезема от 56 до 73 масс. % при значениях Na_2O+K_2O варьирующими в пределах 6,2–8,4 масс. %. Они незакономерно переслаиваются между собой и фрагментарно вскрываются вдоль северного обрамления поля. Мощность изученного нами фрагмента вулканической толщи не превышает 70 м. По характеру переслаивания и набору пород эта толща аналогична толще западного фланга АВП. Содержания в вулканитах K_2O (2,9–4,6 масс. %), TiO_2 (0,5–0,9 масс. %), значения K_2O/Na_2O (0,8–1,2) в целом аналогичны вулканитам западного фланга АВП, что позволяет их также отнести к шошонит-латитовой серии. Согласно классификационной диаграмме $K_2O - SiO_2$ исследуемые вулканиты относятся к высококалийевым андезибазальтам, латитам,

дацитам и риодацитам. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст латитов отвечает значению $146,5 \pm 1,6$ млн лет. На восточном фланге АВП покровы залегают субгоризонтально (мощность около 200 м). Породы характеризуются более узким диапазоном содержаний SiO_2 (55–62 масс. %), более высокими концентрациями K_2O (3,3–4,4), умеренно-низкими значениями TiO_2 (0,8–1,1 масс. %) и величиной $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, изменяющейся в диапазоне 0,9–1,2, что позволяет уверенно относить их к шошонит-латитовой серии. Вулканиды, согласно классификационной диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, относятся к шошонитам и латитам. Полученный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст латита данной толщи составляет $131,1 \pm 1,2$ млн лет.

Учитывая, что западный фланг отделяется от восточного субмеридиональным разломом, полученные датировки указывают на существование двух разных по возрасту вулканических толщ. Одна из них, вероятно, отвечает ассоциации, относимой к шадоронской серии (западный фланг), другая – к ундинодаинской серии (восточный фланг).

Геохимические характеристики пород Нерчинской депрессии приведены на диаграмме распределения редких элементов (рис. 1).

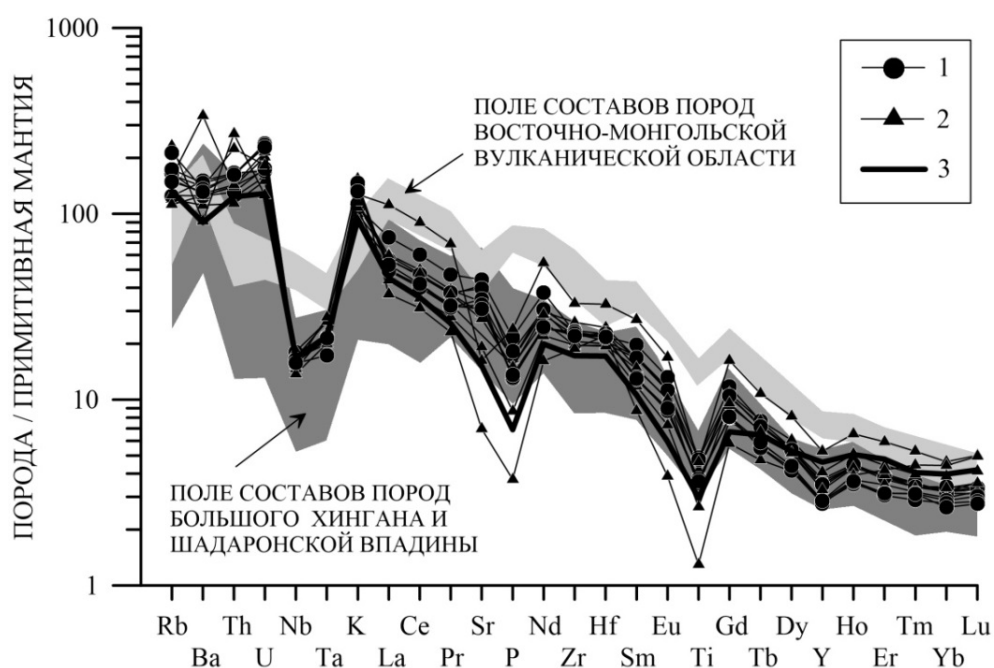


Рис. 1. Нормированный график распределения редких элементов для позднемезозойских вулканитов Нерчинской депрессии.

1 – вулканиты шадоронской серии АВП и ГВП; 2 – вулканиты ундинодаинской серии Апрельковского вулканического поля; 3 – средний состав верхней континентальной коры по [Rudnick, Gao, 2003]. Для нормирования использовался состав примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]

Вулканиды Апрельковского (оба фланга) и Гожалкинского полей в целом характеризуются близкими спектрами распределения редких элементов: отмечаются повышенные концентрации литофильных элементов (Rb, Th, U, Pb, Zr, Hf, LREE) при умеренно выраженных отрицательных аномалиях Ti, Nb, P, что сближает их с составами коры активных континентальных окраин. Также на диаграмме отчетливо прослеживается сходство в распределении редких элементов исследуемых пород с магматитами позднемезозойского возраста, развитыми в пределах Большехинганской вулканической области и образованными в условиях тыловой части активной континентальной окраины.

На диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (рис. 2, А) фигуративные точки составов пород обоих вулканических полей имеют высокие значения Th/Yb, что определяет их положение, близкое к области пород активных континентальных окраин, и участие в петрогенезисе процессов обогащения родоначального расплава субдукционным компонентом (вектор S) при возможном участии процесса коровой контаминации (вектор C). О процессах коровой контаминации свидетельствуют и наличие в породах ксеногенных компонентов (кварца и полевого шпата), а также сложные корреляционные связи между отдельными петрогенными оксидами (Na₂O, K₂O, Al₂O₃) с одной стороны и кремнезема с другой. Смещение точек составов пород вдоль вектора W (рис. 2, А) относительно полей островных дуг и активных континентальных окраин, может свидетельствовать о процессе их внутриплитного обогащения.

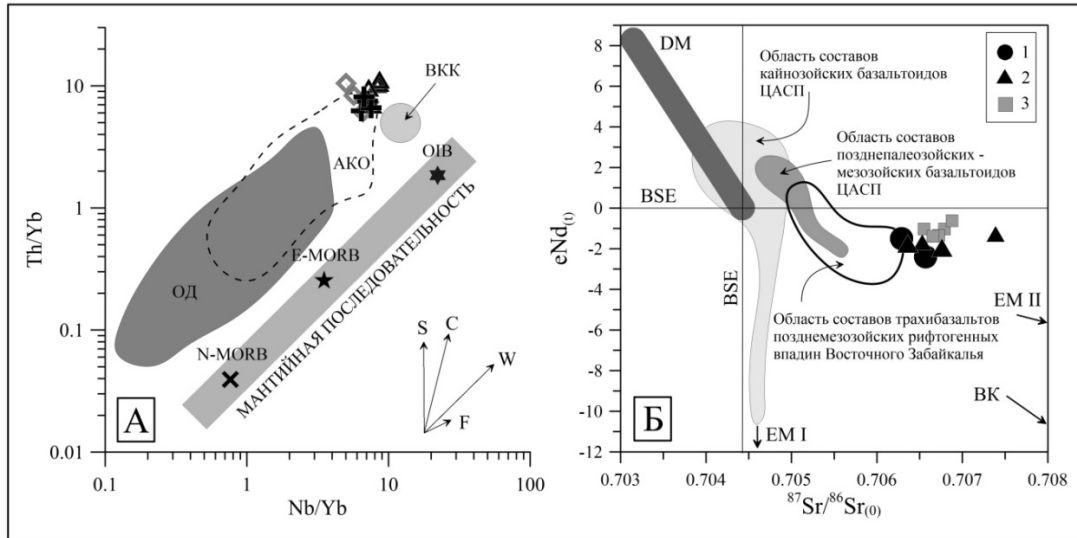


Рис. 2. Диаграммы Th/Yb – Nb/Yb и $\epsilon Nd(t) - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ для позднемезозойских вулканитов Нерчинской впадины

На рис. А векторами отмечено возможное влияние процессов: S – обогащение субдукционным компонентом, C – коровой контаминации, W – обогащения внутриплитным (плюмовым) компонентом, F – фракционной кристаллизации. Точки средних составов N-MORB, E-MORB, OIB приведены по [Sun, McDonough, 1989]; валовый состав верхней континентальной коры (BKK) по [Тейлор, Мак-Ленан, 1988]; поля составов островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) приведены по [Wilson, 1989], адаптированы [Geochemical and ... , 2009]. BKK – средний состав верхней континентальной коры по [Тейлор, Мак-Ленан, 1988]. На рис. Б: 1 – вулканиты шадоронской серии АВП и ГВП; 2 – вулканиты ундинодаинской серии Апрельковского вулканического поля; 3 – позднемезозойские породы шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины [Сасим, Дриль, 2013]. Области составов PZ, MZ и KZ внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) приведены по [Перетяжко, Савина, Дриль, 2018; Ярмолюк, Коваленко, 2000]; область составов трахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья приведена по [Шошонит-латитовая серия ... , 2016] с использованием неопубликованных данных С. И. Дриля

Для наиболее основных вулканитов Апрелькинского и Гожалкинского полей были получены изотопные составы стронция и неодима. На рис. 2, Б видно, что все исследуемые вулканиты характеризуются умеренно радиогенным составом стронция и слабоотрицательными величинами $\epsilon Nd(t)$.

Подобное распределение изотопных составов стронция и неодима характерно для позднемезозойских внутриплитных базальтов Северной Азии, представляющих согласно [Ярмолюк, Коваленко, 2000] составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность региона. Наиболее близки изотопные составы стронция и неодима вулканитов Нерчинской депрессии к проявлениям шошонит-латитовых серий Восточной Монголии и Восточного Забайкалья, в частности, локализованным в пределах Александрово-Заводской впадины. Более радиогенный состав стронция исследуемых пород, вероятно, связан с более выраженной ролью процессов контаминации коровым веществом, а также более обогащенным радиогенным стронцием мантийным источником типа ЕМП в родоначальном расплаве. Последний факт хорошо согласуется с направленным изменением состава мантийных субстратов от источника типа ЕМП в сторону умеренно деплетированного источника типа DM во времени для территории Центрально-Азиатского складчатого пояса [Ярмолюк, Коваленко, 2000].

Таким образом, на основании изотопно-геохимических данных можно заключить, что исследуемые вулканиты Нерчинской депрессии характеризуют этапы вулканической активности, проявленные в Нерчинской депрессии в диапазоне 131–151 млн лет, относятся к высококалийевой и шошонит-латитовой сериям и характеризуются умеренно обогащенным первичным изотопным составом стронция и слабоотрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$, что указывает на участие источника типа ЕМП и возможную контаминацию родоначальных мантийных магм некоторым количеством корового вещества. Изотопно-геохимические характеристики вулканитов Нерчинской впадины свидетельствуют о том, что они принадлежат тыловой зоне Большехигганской вулканической области и, вероятно, были связаны с ее развитием.

Список литературы

- Перепелов А. Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийевых вулканических серий островодужной системы Камчатки : дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 04.00.02. Иркутск, 1989. 394 с.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А., Дриль С. И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 2018. № 12. С. 2101–2128.
- Сасим С. А., Дриль С. И. Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН. 2013. Вып. 11. С. 202–204.
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция : пер. с англ. М. : Мир, 1988. 384 с.
- Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород Акатуевской вулкано-плутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины / С. А. Сасим, С. И. Дриль, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 962–982.
- Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое-раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375, № 4. С. 525–530.
- Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet / Z. Zhao, X. Mo, Y. Dilek [et al.] // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 119–212.
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58, N 1. P. 63–81.
- Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust // Treasure on Geochemistry / ed. D. Holland, K. K. Turekian. Amsterdam : Elsevier, 2003. Vol. 3 : The Crust. P. 1–64.
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. Vol. 42, P. 313–346.
- Wilson M. Igneous petrogenesis. London : Unwin Hyman, 1989. 446 p.

GROUND SUBSIDENCE RELATED TO UNDERGROUND KARST CAVES ON ROAD ROUTES IN VIETNAM AND SOLUTIONS

Phi Hong Thinh ¹, Nguyen Thi Phuong Thanh ²

¹University of Transport and Communications, Hanoi, Vietnam

²Hanoi University of Natural Resources and Environment, Hanoi, Vietnam

In Vietnam, karst occupies about 20 % of the land area and is mainly concentrated in the North (Fig. 1). Many road routes pass through the karst region. The phenomenon of ground subsidence related to underground karst caves has occurred and is latent on some road routes such as National Highway 18 – section through Cam Pha city, Quang Ninh province; Provincial Road 419 – Quoc Oai town, Hanoi city; Section Km55+600 – Km55+700 of the North-South Eastern Expressway, Phong Dien district, Thua Thien Hue province, etc. (Fig. 2). However, determining the cause, the mechanism, distribution rules, and prediction of the risk of ground subsidence related to underground karst caves on road routes in Vietnam have not been fully analyzed, and the influence of vehicle load and adjacent structures on ground subsidence phenomenon has not been quantitatively analyzed.

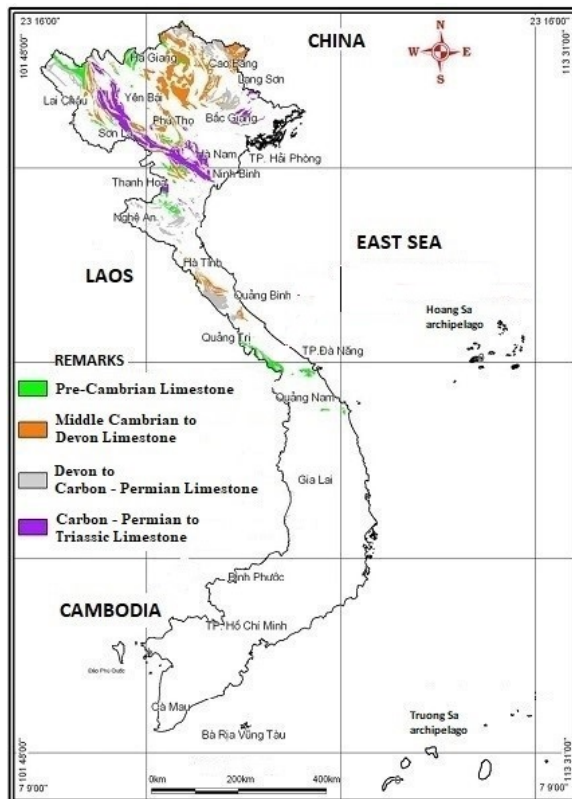


Fig 1. Limestone distribution map in Vietnam (Sustainable development..., 2005)



Fig 2. Ground subsidence in Quang Ninh (<https://baotintuc.vn>) and Quang Binh provinces (<https://baoxaydung.com.vn>)

Faced with that situation, research on this hazard has been paid attention and achieved remarkable results (Geotechnical investigation report..., 2020; 2021 and etc.). The most significant is the research of the Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources (Sustainable development..., 2005), Do Minh Duc et al (2012), Institute of Geological Sciences (Research to identify..., 2014), Phi Hong Thinh et al (2020, 2022). In this research, the causes of ground subsidence are determined, including 02 groups of

factors: a group of slow-changing factors (karst space, geological structure, tectonics), and another group of fast-changing factors (underground extraction, coal mining, increase in static load, sewage system failure, seasonal fluctuations of groundwater level, tides, earthquake...). Specifically, factors of geology-petrology, geomorphology-neotectonics, and hydrogeology-engineering geology are considered "necessary" conditions, while other factors changing the natural dynamics of groundwater and factors acting on the surface are "sufficient" conditions to cause ground subsidence. The phenomenon of ground subsidence on the road routes can be modeled; vertical and horizontal displacements due to increased loads from embankments and vehicles can be calculated by the finite element method using PLAXIS 2D V.8.5 software. Mohr-Coulomb and linear elastic models can be selected for materials.

For example, research on the risk of ground subsidence at the section Km55+600 – Km55+700 of the North-South Eastern Expressway, Phong Dien district, Thua Thien Hue province, Vietnam carried out by the authors shows that:

– Construction area has limestone bedrock. The presence of limestone is a favorable condition for the existence and development of the underground karst space (open cracks, cavities, and caves) due to the chemical dissolution and washing of limestone into the fractured and cracked zones and is considered the initial premise of the risk of ground subsidence at the research section. In addition, researches in the world and Vietnam show that ground subsidence caused by material from covered soil layers being swept into the underground karst space is very common, occurs suddenly, and is the most dangerous form of the risk, while the ceiling collapse of the underground karst space is very rare and occurs for a very long time.

– Ground subsidence hardly occurs without stimulating factors, mainly due to exogenous and endogenous causes such as an increase in water flow to covered soil layers; groundwater level down; mining activities; change of the vegetation cover; noise; increase in static load from construction works, dynamic load from vehicles, filling material, and seasonal fluctuations of groundwater level, earthquake... However, most of the above-mentioned stimulating factors have not been identified clearly in the research section, so there is no firm basis to assess the influence of these factors on the possibility of ground subsidence in the research section, which should be continued study.

– The influence of embankment and vehicle loads on the risk of ground subsidence is considered at 02 geotechnical sections meeting underground karst caves (Fig. 3 and 4), considering the most unfavorable case when the caves are interconnected by finite element method using PLAXIS 2D V.8.5 software. According to the research results of M. Manga & C.-Y. Wang (2015), at shear strains from 10^{-4} to 10^{-3} , brittle rocks, sediments, and soils show permanent deformation. At even greater shear strains of 10^{-2} (equivalent to 1.0 %), failure occurs. The research results of M. Manga & C.-Y. Wang are also consistent with the research results of Dang Hong Lam and Phi Hong Thinh (2020). Results of the uniaxial compression test in the laboratory according to Vietnamese standard TCVN 10324:2014 on limestone samples taken in the research section showed that the incremental shear strains at failure (ISS_{max}) of the limestone samples were in the range of 1.0 % to 1.7 %.

From Fig. 3 and 4 it can be seen that:

– At the geotechnical section I-I: The incremental shear strain reached the maximum value of 2.03 % at the top of the underground karst cave, showing that there is a risk of collapsing the ceiling due to the influence of the embankment process and vehicle load. It is necessary to have solutions to prevent the risk of ground subsidence.

– At the geotechnical section II-II: The incremental shear strain reached the maximum value of 0.62 % at the ceiling position of the limestone layer above the underground

Karst cave, showing that there is no danger of collapsing the ceiling due to the influence of the embankment process and vehicle load.

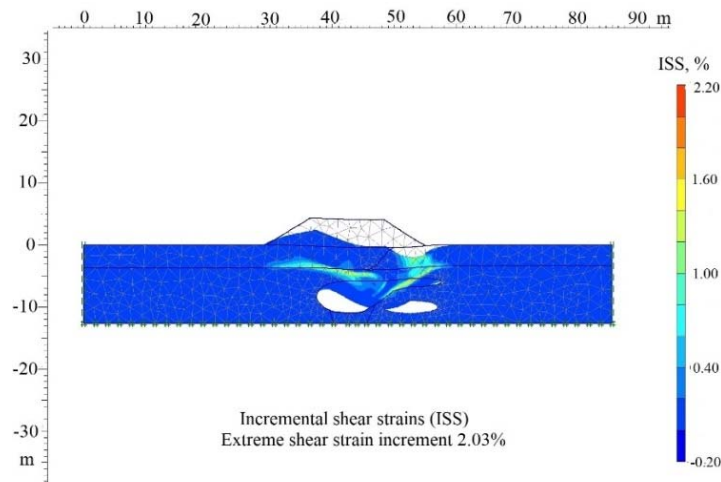


Fig. 3. Max. incremental shear strain ISS_{\max} I-I is 2.03 %

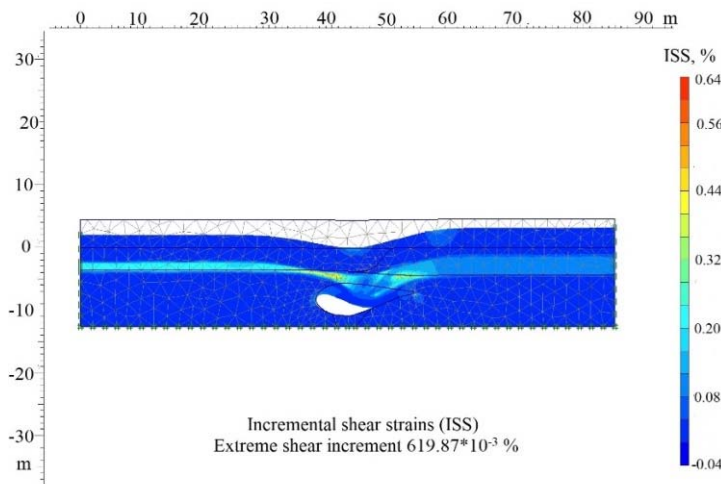


Fig. 4. Max. incremental shear strain ISS_{\max} II-II is 0.62 %

Some of the following construction solutions can be applied to prevent the risk of ground subsidence in the research section:

- Knocking down the underground karst caves near the ground surface with explosive energy or dynamic loads and then backfilling the hole with soil and rock materials. The hole should be filled in layers and compacted, especially the last 2–3 layers. After backfilling, it is necessary to continue monitoring the backfilling area for a period of one year.

Applicability assessment: In the research section, the underground karst caves are located at a fairly great depth, the ceiling of the caves is located at a depth of 5.1 m to 9.0 m, on which is a layer of limestone with a thickness of from 1.7 m to 2.5 m. If this solution is applied, the construction will be difficult due to the great depth; the procedure for getting permission to use explosives is quite complicated and takes a long time. If using dynamic loads (hammer ...) to knock down the rock layer above the ceiling of the cave, it will cause concussion and loud noise. Besides, the thickness of the backfilling soil after collapsing the cave is quite large, so it is difficult to ensure the compaction to achieve the allowed residual settlement, and necessary to monitor settlement for a long time, affecting the overall progress of the project. Therefore, this solution has poor feasibility.

– Drilling and grouting clay/cement/bitumen to fill cracks and caves.

In the research section, the underground karst caves have a rather large height, from 0.5 m to 5.4 m, the spatial distribution has not been fully studied, so the quantitative calculation of grout volume is not accurate. After grouting, it is still necessary to take the soft soil improvement to achieve the allowable residual settlement. One of the most suitable soft soil improvement methods in the research section is the point foundation.

To accurately determine the grout volume, it is necessary to accurately determine the spatial distribution of the underground karst system in the research section by geophysical methods.

If the underground karst caves have a small size, this solution is highly feasible.

If the underground karst caves are large and connected on a large scale, this solution cannot be applied.

– Flyover through the section with underground karst caves.

This is a solution with high feasibility, not having to construct the box culvert, eliminating the risk of ground subsidence, and not taking the soft soil improvement to achieve the allowable residual settlement and not affecting the surface flow across the research section.

References

Dang H. L., Phi H. Th. *Study on mechanical properties of cracked rock mass at National Highway 3B in Bac Kan province by numerical method EFC: Final report on the scientific research project, code T2020-CT-024*. Hanoi, Publ. house of the University of Transport and Communications, 2020, 66 p. (in Vietnamese)

Do M. D., Nguyen V. B. et al. Research on the formation mechanism of sinkholes in the underground Karst area; A case study in Cho Don area, Bac Kan province, Vietnam. *Journal of Mining – Geology Sciences*, 2012, no. 38/4-2012, pp. 16–24. (in Vietnamese)

Geotechnical investigation report for technical design of North-South Vietnam Expressway, Cam Lo – La Son section. Hanoi, Hung Nghiep Construction Consulting Limited Liability Company, 2020, 32 p. (in Vietnamese)

Geotechnical investigation reports for detailed design and construction of North-South Vietnam Expressway, Cam Lo – La Son section. Hanoi, Hung Nghiep Construction Consulting Limited Liability Company (HNCCLLC), 2021, 48 p. (in Vietnamese)

Manga M., Wang C.-Y. Earthquake hydrology. *Treatise on Geophysics, Second Edition*. Amsterdam, Elsevier, 2015, pp. 305–324.

Research to identify causes and propose solutions to reduce ground subsidence in Cam Pha City: Final report on the scientific research project, code 105-DXPS.01-2014. Hanoi, Institute of Geological Sciences, 2014, 147 p. (in Vietnamese)

Sustainable development of limestone areas in Vietnam. Hanoi, Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources, 2005, 32 p. (in Vietnamese)

ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Ф. И. Хензыхенова

Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Исследования продолжают серию совместных публикаций с коллегами различных институтов РАН и университетов, в которых отражены данные по фауне, сопоставленные с геологическими (описание разрезов) и геохронологическими (абсолютный возраст отложений, из которых были извлечены костные остатки).

Интенсивные раскопки позднеплейстоценовых разрезов совместно с археологами из Иркутского университета (М. П. Аксенов, Г. И. Медведев, Е. А. Липнина, Н. М. Бердникова и др.), японских университетов: Кейо (Т. Сато), Токийского (К. Есида) и Хоккайдо (Х. Като), геологов из ИЗК СО РАН (А. А. Щетников, И. А. Филинов, Е. Семеней), г. Иркутск, ИГ Уфимского ФИЦ РАН (Г. А. Данукалова, Е. М. Осипова), г. Уфа, ГИН РАН (А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова), ГИН СО РАН (М. А. Ербаева, О. Д.-Ц. Намзалова, Н. А. Щепина) и др. позволили получить новые представительные палеобиотические материалы, как на известных ранее, так и на новых разрезах Байкальского региона [Khenzykhenova, 2008; Vertebrate fossils ... , 2008; Upper paleolithic mammal ... , 2011; The area surrounding ... , 2019; The Late Pleistocene ... , 2019; Upper Paleolithic site ... , 2019].

По нашим данным, позднеплейстоценовая фауна Байкальской Сибири демонстрирует значительное таксономическое разнообразие и включает моллюсков, рыб, амфибий, птиц и млекопитающих. Различный видовой состав характерен для Предбайкалья, юго-западного Прибайкалья и Западного Забайкалья. Фауна млекопитающих относится к мамонтовому фаунистическому комплексу, характерному для позднего плейстоцена Евразии. Только 9 видов, таких как заяц-беляк, длиннохвостый суслик, барабинский хомячок, узкочерепная полевка, шерстистый носорог, козуля, благородный олень, бизон и мамонт обитали вместе в трех областях Байкальского региона. Прибайкальская фауна включала 22 таксона общих с таковыми Предбайкалья и 14 общих таксона с Забайкальской.

Во время MIS 3 фауна **Предбайкалья** включала тундровые, степные, лесные и интронзональные виды, что позволяет судить о доминировании тундро-лесо-луговых степей и об умеренно холодном и холодном климате. Во время MIS 2 фауна включала в основном сухостепные, интронзональные и тундровые виды. Эти не имеющие современных аналогов в современности фауны указывают на широкое распространение степных ландшафтов с локальными участками тундрового типа и на сухой и холодный климат.

В MIS 3 фауна **юго-западного Прибайкалья** включала степных, таежных, лесных и обитателей лугов. Сходство с Забайкальской фауной состояло в отсутствии тундровых видов и доминировании обитателей сухих степей в режиме аридного климата. Сходство с Предбайкальем заключается в немалой доле лесных видов в отличие от Забайкальской. Климат был мягче, чем в Забайкалье и теплее, чем в Предбайкалье.

В MIS 3 фауна **Забайкалья** была смешанной экологически, состояла из полупустынных и сухостепных видов в межгорных котловинах и лесных, интронзональных и требовательных к воде животных вдоль речных долин и на северных склонах гор. Забайкальская фауна во время MIS 2 в раннюю стадию указывала на сухие степи и аридный климат, а в позднюю – на распространение таежных видов в конце плейстоцена.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН СО РАН, АААА-А21-121011390004-6 при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Список литературы

The area surrounding the world-famous geoarchaeological site Mal'ta (Baikal Siberia): New data on the chronology, archaeology, and fauna / F. Khenzykhenova, E. Lipnina, G. Danukalova [et al.] // *Quaternary International*. 2019. Vol. 509. P. 17–29. DOI: 10.1016/j.quaint.2018.02.026.

Khenzykhenova F. I. Paleoenvironments of Palaeolithic humans in the Baikal region // *Quaternary International*. 2008. Vol. 179. P. 53–57. DOI: 10.1016/j.quaint.2007.09.004.

The Late Pleistocene Bokhan site (Fore-Baikal area, Russia) and its palaeoenvironment reconstruction / F. Khenzykhenova, K. Yoshida, T. Sato [et al.] // *Quaternary International*. 2019. Vol. 534. P. 197–210. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.04.023>.

Upper paleolithic mammal fauna of the Baikal region, east Siberia (new data) / F. Khenzykhenova, T. Sato, K. Yoshida [et al.] // *Quaternary International*. 2011. Vol. 231. P. 50–54. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.06.032.

Upper Paleolithic site Tuyana – A multi-proxy record of sedimentation and environmental history during the late Pleistocene and Holocene in the Tunka rift valley, Baikal region / A. Shchetnikov, E. Bezrukova, G. Matasova [et al.] // *Quaternary International*. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.043>.

Vertebrate fossils excavated from Bol'shoj Naryn site, East Siberia / T. Sato, F. I. Khenzykhenova, K. Yoshida [et al.] // *Quaternary International*. 2008. Vol. 179. P. 101–107. DOI: 10.1016/j.quaint.2007.10.020.

КАЧЕСТВО ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПОС. ОРЛИК, ОКИНСКИЙ РАЙОН БУРЯТИИ

**Б. Д. Шарастепанов¹, А. П. Папаев¹, С. В. Рассказов^{2,3},
С. В. Снопков^{2,5}, А. М. Ильясова³, Е. П. Чебыкин^{3,4}**

¹Орликская средняя школа, пос. Орлик, Окинский р-н Бурятии, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁵Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск, Россия

Опробование подземных и поверхностных вод пос. Орлик проводилось в межсезонный период, 17–18 ноября 2023 г. В это время питание рек Восточного Саяна в основном происходит за счет выходов подземных вод. Отобраны пробы вод пяти скважин (ст. 223–227), двух родников (ст. 228, 230), рек Ока (ст. 231) и Орлик (ст. 229) (табл.). Глубина скважин ст. 223 (Школа) и ст. 224 (Гостиница) – 70–75 м, других скважин – около 25–28 м. Определение 72 химических элементов в природных водах выполнено методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии на приборе Agilent 7500с ЛИН СО РАН. Методика отбора и хранения проб приведена в работах [Первые результаты мониторинга ... , 2015; Разработка Култукского сейсмопрогностического ... , 2015].

Таблица

Список проб подземных и поверхностных вод Орлика и его окрестностей

Номер пробы	День	Время	Место отбора	С. ш.	В. д.
223	17.11.23	21:30	скв. 75 м в школе	52°30,726'	99°49,188'
224	17.11.23	21:45	скв. 70 м в гостинице	N52°31'23,2"	E99°49'54,1"
225	18.11.23	9:15	скв. 28 м на ул. Дугарова, 22	52°30,797'	99°49,825'
226	18.11.23	9:30	скв. на ул. Дугарова, 43	52°30,733'	99°49,811'
227	18.11.23	9:45	скв. на ул. Советская, 17А	N52°30'25,8"	E99°49'15,0"
228	18.11.23	10:30	источник в долине р. Орлик	52°32,576'	99°48,950'
229	18.11.23	10:40	р. Орлик	52°32,434'	99°49,097'
230	18.11.23	11:00	источник Базальтовый	52°32,119'	99°47,038'
231	18.11.23	12:00	р. Ока, правый борт, выше Орлика	52°25,836'	99°51,476'

Общая минерализация (ОМ) подземных и поверхностных вод Орлика меняется слабо, в интервале 230–320 мг/дм³. Основные компоненты (мг/дм³): анионы: гидрокарбонат (НСО₃⁻) – 160–210, сера – 2,6–6,0, кремний – 1,5–2,5, хлор – 0,56–1,53; катионы: Са – 47–70, Mg – 3,7–9,9, Na – 2–5,3, К – 0,89–1,53. Содержания макрокомпонентов подземных и поверхностных вод сопоставимы между собой.

В южной части поселка в воде двух скважин определено повышенное содержание Fe. В скв. 227 (ул. Советская, 17А) содержание Fe (280 мкг/дм³) приближается к значению ПДК питьевых вод (300 мкг/дм³), а в скв. 226 (ул. Дугарова, 43) существенно превышает ПДК (1240 мкг/дм³). Причиной высокого содержания Fe в подземных водах этой части поселка может быть магматическое тело, сложенное породами основного ультраосновного состава или глинистые осадочные отложения. Минимальное содержание Fe (9,3 мкг/дм³) получено для воды наиболее глубокой скважины школы (ст. 223).

Отдельные макрокомпоненты пресных подземных вод Орлика (S, Fe и др.) имеют промежуточное содержание между содержаниями в минеральных и пресных водах. Содержание Fe не зависит от ОМ и содержания S (рис., а, б) и возрастает с возрастанием содержания Mn. Отношение Mn/Fe в водах с высоким содержанием железа в целом ниже, чем в водах с его низким содержанием. Подобные вариации Fe и Mn наблюдаются в радоновых минеральных водах Ниловой Пустыни.

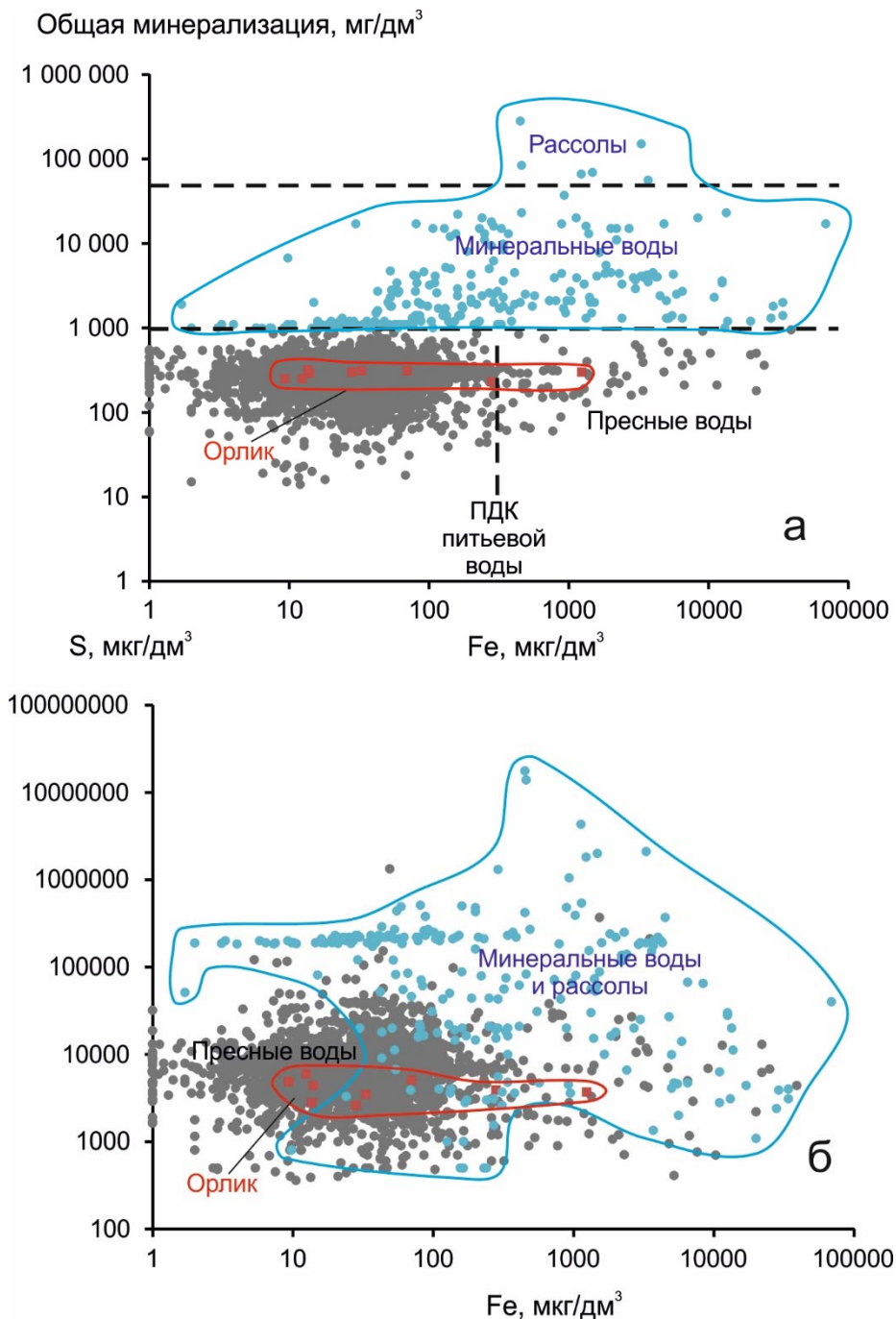


Рис. Диаграммы общей минерализации – Fe (а) и S–Fe (б) подземных и поверхностных вод Орлика. Для сопоставления показаны составы пресных и минерализованных вод Центральной и Восточной Азии (использован банк данных авторов 3500 проб)

Низкое содержание Si, Na при повышенном отношении Ca/Na соответствует происхождению вод с малой глубины – с верхнего гидрогеодинамического этажа. Концентрации щелочных элементов цезия и лития в пресных водах в основном не превышают, соответственно, 1 и 10 мкг/дм³. Эти элементы обычно существенно возрастают в минеральных водах и рассолах одновременно с возрастанием щелочного макрокомпонента Na. Особенно сильно этот эффект проявляется в термальных минеральных водах.

Подземные и поверхностные воды Орлика имеют низкие содержания щелочных элементов Na, Li и Cs. Концентрация растворенной ртути в подземных и поверхностных водах Орлика не превышает 0,1 мкг/дм³. Выявляются повышенные концентрации других элементов, например, стронция. В роднике р. Орлик (ст. 228) определено 1280 мкг/дм³ этого металла. Эта концентрация, однако, существенно ниже ПДК (8000 мкг/дм³).

В целом подземные и поверхностные воды пос. Орлик, отобранные в меженный период, имеют сходный состав и в целом соответствуют пресным водам других территорий юга Сибири, поднимающихся с малых глубин верхней части коры (сотни метров).

В южной части поселка в воде двух скважин определено повышенное содержание Fe, приближающееся и существенно превышающее ПДК. В этой части поселка желательно провести дополнительное детальное опробование подземных вод скважин для оконтуривания ареала железистых вод и выяснения их происхождения. Вода с наиболее низким содержанием Fe (9,3 мг/дм³) определена в наиболее глубокой скважине школы. В подземных водах пос. Орлик выявляются повышенные концентрации стронция (например, в роднике р. Орлик), но концентрация этого элемента не превышает ПДК. Тем не менее существует потенциальная возможность его концентрирования в подземных водах территории. При более детальном опробовании аномалии Sr могут быть выявлены.

Список литературы

Первые результаты мониторинга ²³⁴U/²³⁸U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала / Е. П. Чебыкин, С. В. Рассказов, Е. Н. Воднева [и др.] // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации (²³⁴U/²³⁸U) и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала / С. В. Рассказов, Е. П. Чебыкин, А. М. Ильясова [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

ВЛИЯНИЕ РИФТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ НА СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО КВАРТЕРА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. С. Шейнкман¹, В. П. Парначев², С. Н. Седов¹

¹Институт криосферы Земли, ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
vlad.sheinkman@mail.ru

²Научно-исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Открытие и последующее изучение рифтовой зоны срединно-океанического хребта Гаккеля [Рекант, Гусев, 2016; Арктический бассейн ... , 2017] поставило вопрос о проявлениях сейсмичности в районах воздействия этих рифтогенных процессов на прилегающие территории. По характеру сейсмичности в данном регионе стали выделять области высокой и слабой сейсмической активности [Предварительная оценка ... , 2019], причем к высокоактивной отнесены как собственно рифтовая зона хребта Гаккеля, так и территория континентальных уступов Баренцева, Карского и Лаптевых шельфовых морей. Причина такого воздействия – продолжающееся развитие процессов спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля, которые не только не ослабевали в течение плейстоцена, но порой и усиливались [Арктический бассейн ... , 2017].

На наш взгляд, под влиянием этих процессов оказался и весь север Западной Сибири. Как результат спрединга, примыкающая к хребту Гаккеля океаническая плита котловины Нансена стала медленно смещаться в юго-западном от хребта направлении, производя сильное давление на основание континентальной Западносибирской плиты. Воздействие этого процесса сказалось на территории значительно дальше шельфовых континентальных уступов. Авторами настоящей работы было выявлено, что результаты давления, обусловленного спредингом, прослеживаются на юг вплоть до субширотно ориентированной долины среднего течения р. Оби. На её правом берегу расположены Сибирские Увалы – невысокая гряда (её средняя абсолютная высота составляет 120–140 м, увеличиваясь в восточной части до 285 м), которая сложена теми же породами, что и прилегающая к ней аллювиальная равнина. Авторы идентифицировали гряду как молодое тектоническое поднятие, представляющее собой взбросовую структуру, вдоль которой по обновленным древним разломам происходит разгрузка напряжений, вызванных отмеченным давлением [Новые свидетельства ... , 2017].

Север Западной Сибири – регион со сложной геологической историей, интерпретация которой разными исследователями нередко порождает противоречивые взгляды. В отношении образований четвертичного периода долгое время для данной территории предлагалась модель устойчивой платформы, которая в холодные эпохи покрывалась ледниковыми щитами. Соответственно и возможные проявления тектоники связывались тогда с возникновением или снятием нагрузки на земную кору таких мощных щитов [Земцов, 1976; Архипов, 2000], тем более что в историческое время свидетельства сейсмособытий в виде ощутимых землетрясений фиксировались лишь непосредственно в Арктической зоне [Маловичко, Коломиец, Рузайкин, 2017]. Сторонники ледниковых щитов сейсмодетформаций в теле Сибирских Увалов не фиксировали и по аналогии с внешне похожими образованиями Русской равнины считали гряду конечной мореной древнего ледника, содержащей эрратические валуны преобладающих магматических трапповых пород (долеритов и бальтов).

Проведя комплекс детальных исследований в верхнем и среднем течениях рек Вах, Таз, Пур и Надым и проанализировав материалы сторонников [Земцов, 1976; Архипов, 2000] и противников [Кузин, 2005; Чувардинский, 2012; Крапивнер, 2018] модели с ледниковым покровом, авторы пришли к выводу, что реликты древних лед-

ников на изученной территории отсутствуют. Здесь фиксируется только господство процессов глубокого промерзания земной коры в квартере на фоне саморазвития речной сети. Причем встречающиеся валуны лишь вкраплены в толщу песчаного аллювия (рис. 1-II), являясь результатом обычного для сибирских рек ледово-речного разноса обломков горных пород [Новые свидетельства ... , 2017; Шейнкман, Мельников, Парначёв, 2020; Sheinkman, 2016], и скапливаются локально на отмелях (рис. 1. I), будучи вымытыми из толщ вмещающего их аллювия, слагающего тело террас.

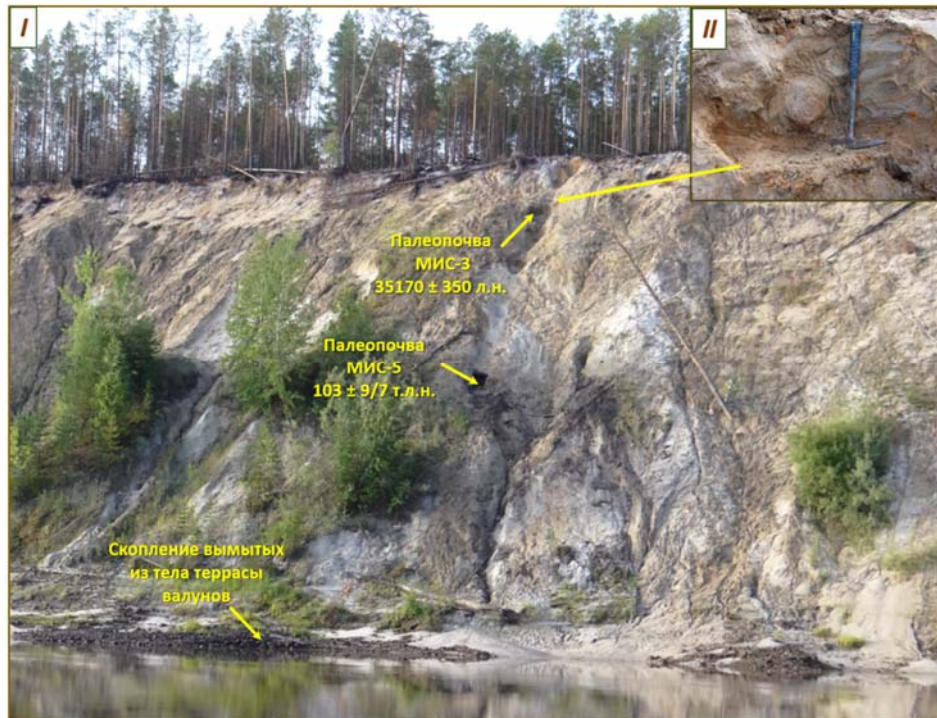


Рис. 1. Сложенная преимущественно песчаным аллювием 35-м речная терраса в долине р. Вах
Фото В. С. Шейнкмана

Вместе с тем отражение тектонических процессов проявлялось на изученной территории повсеместно. Прежде всего это указывающие на площадное поднятие территории глубокие врезы современной речной сети в структуры расположенной здесь аллювиальной равнины и Сибирских Увалов. Они вскрывают в основном песчаный плейстоценовый аллювий, порой лежащий на цоколе морских неогеновых глин, причем верхние слои образующихся при этом речных террас, будучи подняты на высоту 20–40 м над урезом рек, имеют по результатам проведенного авторами датирования [Новые свидетельства ... , 2017; Мельников, Парначёв, 2020] каргинский (МИС-3) возраст (см. рис. 1, I). Иными словами, в позднем плейстоцене происходило активное поднятие толщи осадков, слагающих Сибирские Увалы и прилегающую к ним равнину со скоростью порой более 2 мм/год, сопровождаясь врезом речной сети с образованием высоких террас. Авторы считают, что поднятие можно связать с давлением на кристаллическое основание Западносибирской плиты со стороны срединно-океанического хр. Гаккеля [Арктический бассейн ... , 2017], расширяющегося в квартере. Это давление обеспечило вздымание данной территории, достигшее максимума в районе Сибирских Увалов. При этом в песчаном, ранее глубоко замороженном теле террас, авторы выявили сейсмичность – различные дислокации осадков, разрывные нарушения, проявления ликвифакции (рис. 2).

Обычно ликвификация проявляется в неконсолидированных породах, и в нашем случае она отмечалась (рис. 2, II) в ранее талых осадках. Тогда как в породах, прежде консолидированных мерзлотой, фиксировались разрывные деформации (рис. 2, I). Интересно, что слои с проявлением ликвификации, будучи потом заморожены, также оказывались в зоне сдвиговых смещений (рис. 2, II).

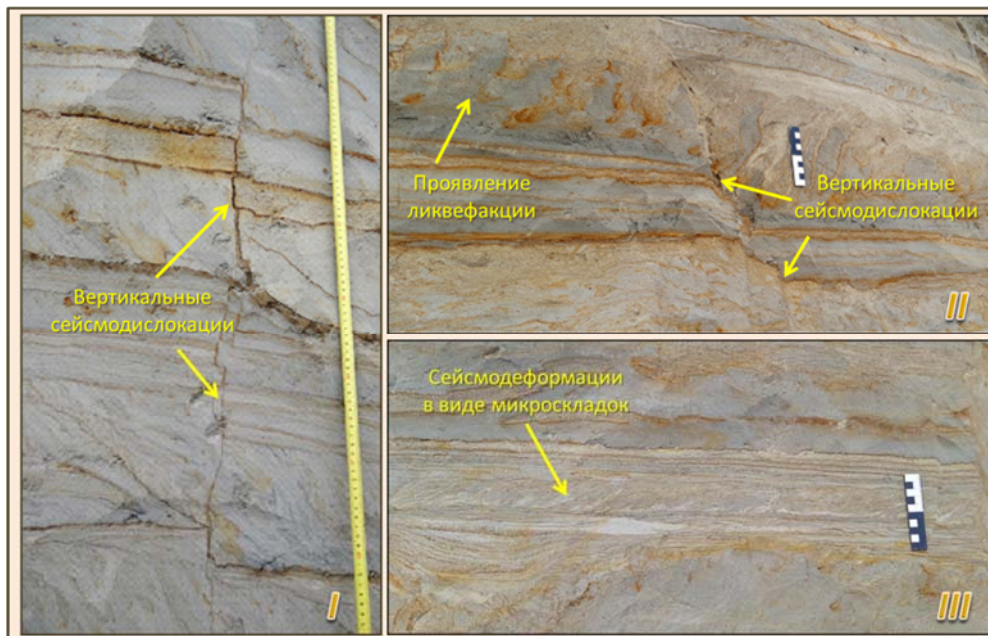


Рис. 2. Сейсмичность в теле каргинского аллювия в теле высокой террасы р. Надым.

Фото В. С. Шейнкмана

Наряду с разрывами, перемещением и смещением слоёв были обнаружены и напряжённые микроскладки (рис. 2, III), свидетельствующие о значительном субмеридиональном сжатии. Судя по наклону осей складок, максимальное его воздействие осадки испытали именно со стороны хр. Гаккеля – в направлении север-северо-восток – юг-юго-запад. Вообще явление ликвификации для оценки сейсмических событий предложено применять А. А. Никоновым [2007] на основании соотношения между порогом возникновения её структур и магнитудой порождающих их землетрясений. Согласно этому, текстуры внедрения (в виде язычков пламени и др.) вызываются землетрясениями 7–8 баллов по шкале MSK-64, а лежащие складки с внутренними разрывами и надвиговые структуры при широком распространении деформаций – более 8 баллов. Однако Е. Е. Мусатовым [1990] отмечено, что для их реконструкции нужно знать изначальные реологические свойства и мощность ликвифицированных и перекрывающих осадков, механизм деформаций и многие другие параметры. Поэтому однозначно о взаимоотношении между степенью ликвификации и интенсивностью землетрясений пока судить нельзя. Помогает оценка блоковых смещений горных пород.

Вдоль глубинных разломов по всей их системе в нашем регионе развиты крупные морфоструктуры сдвигового и взбросово-сдвигового типа [Чувардинский, 2012], включая сопряжённый с Сибирскими Увалами Трансзападносибирский разлом. Позднекайнозойская тектоническая активность проявлялась здесь [Гогоненков, Кашик, Тимурзиев, 2007] на всех стратиграфических уровнях; следы её активизации в позднем квартале и голоцене нашли, как было установлено авторами, отражение и в верхних частях высоких террас региона, осадки которых идентифицированы авторами как молодой каргинский (МИС-3) аллювий. Он, как показали проведенные исследования,

промерзал, и еще более замороженным становился в криохрон МИС-2. Будучи консолидирована мерзлотой, толща песчаного аллювия становилась хрупкой, и во время землетрясений легко поддавалась разрывным деформациям, в том числе представленными вертикальными трещинами, секущими всю исследуемую толщу (см. рис. 2, 1). Смещение слоёв вдоль них составляет 5–10 см, порой до 15 см, причём такие трещины не связаны с областью оседания блоков породы, связанного с оползневыми и иными явлениями, это проявление сейсмодислокаций.

Хотя А. А. Никоновым [2007] наличие ликвифакции считается свидетельством высокой сейсмичности, на наш взгляд, величина фиксированных смещений слоев позволяет говорить об их возникновении во время землетрясений меньшей силы, по всей вероятности интенсивностью до 5–6 баллов. Вздвигание рассматриваемой территории с каргинскими отложениями к северу от Сибирских Увалов на 20-метровую высоту, а в восточной их части порой на высоту до 40 м, говорит о высокой скорости этого поднятия. Отмеченные оценки порядка 2 мм и более в год в любом случае означают высокую активность тектонических процессов в регионе в позднем квартере, причем процесс такого вздымания продолжается и его необходимо учитывать при возведении инженерных сооружений.

Список литературы

- Арктический бассейн (геология и морфология). СПб. : ВНИИОкеангеология. 2017. 291 с.
- Архипов С. А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 792–799.
- Гогоненков Г. Н., Кашик А. С., Тимурзиев А. И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.
- Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск : ТГУ, 1976. 344 с.
- Кративнер Р. Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М. : ГЕОС, 2018. 320 с.
- Кузин И. Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб. : Изд-во Гос. поляр. акад., 2005. 176 с.
- Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
- Маловичко А. А., Коломиец В. В., Рузайкин А. И. Сейсмичность России в 2015 году // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 4. С. 21–34.
- Мусатов Е. Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.
- Никонов А. А. Сейсмодеформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2. Иркутск : ИЗК, 2007. С. 56–58.
- Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности / В. С. Шейнкман, В. П. Мельников, С. Н. Седов, В. П. Парначёв // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477, № 4. С. 480–484.
- Предварительная оценка сейсмической опасности района Арктического хребта Гаккеля и окрестностей / Б. А. Ассиновская, Н. М. Панас, М. К. Овсов, Г. Н. Антоновская // Российский сейсмологический журнал. 2019. Т. 1, № 1. С. 35–45.
- Рекант П. В., Гусев Е. А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 9. С. 1634–1640.
- Чувардинский В. Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты : Изд-во Кольского науч. центра РАН, 2012. 179 с.
- Шейнкман В. С., Мельников В. П., Парначёв В. П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 1. С. 82–86.
- Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 15–23.

РИФТОГЕНЕЗ И СПРЕДИНГ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ В АРКТИКЕ

Э. В. Шипилов

Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия,
shipilov@pgi.ru

Современный морфоструктурный облик океанического пространства в Арктике был предопределен широкомасштабным и растянутым во времени *юрско-меловым рифтогенезом*, сопровождавшемся фазами платобазальтового магматизма с пиковым возрастом его плюмового проявления ~125–135 млн лет [Шипилов, 2016]. Это привело к гипертрофированному растяжению литосферы, которое затем переросло в поступательную последовательность спрединговых событий. В *Канадском бассейне* инициальная фаза спрединга связывается с ранним мелом, в *бассейне Макарова* предположительно с поздним мелом – палеоценом (?) и в *Евразийском* он стартовал в самом конце палеоцена, как считается, 57–56 млн л. н. (хроны C25/C24). В результате, в первом и последнем из них под воздействием медленного и ультрамедленного спрединга образовались окна океанической коры. Что касается впадины Макарова, в которой просматриваются черты, свойственные бассейнам, развивавшимся по типу pull-apart (например, рифт Моллой), вопрос о типе коры остается открытым. Следует заметить, что несмотря на различную ориентировку осевых зон спрединга и депоцентов в отмеченных бассейнах, очевиден вектор однонаправленного смещения рифтогенно-спрединговых процессов в сторону Баренцево-Карской континентальной окраины, что не находит объяснения в рамках существующих палеотектонических реконструкций.

Вместе с тем результаты геофизических исследований последних лет свидетельствуют, что океаническая кора в глубоководных бассейнах Арктики – Канадском и Евразийском – занимает значительно меньшую площадь, чем это считалось ранее (рис.).

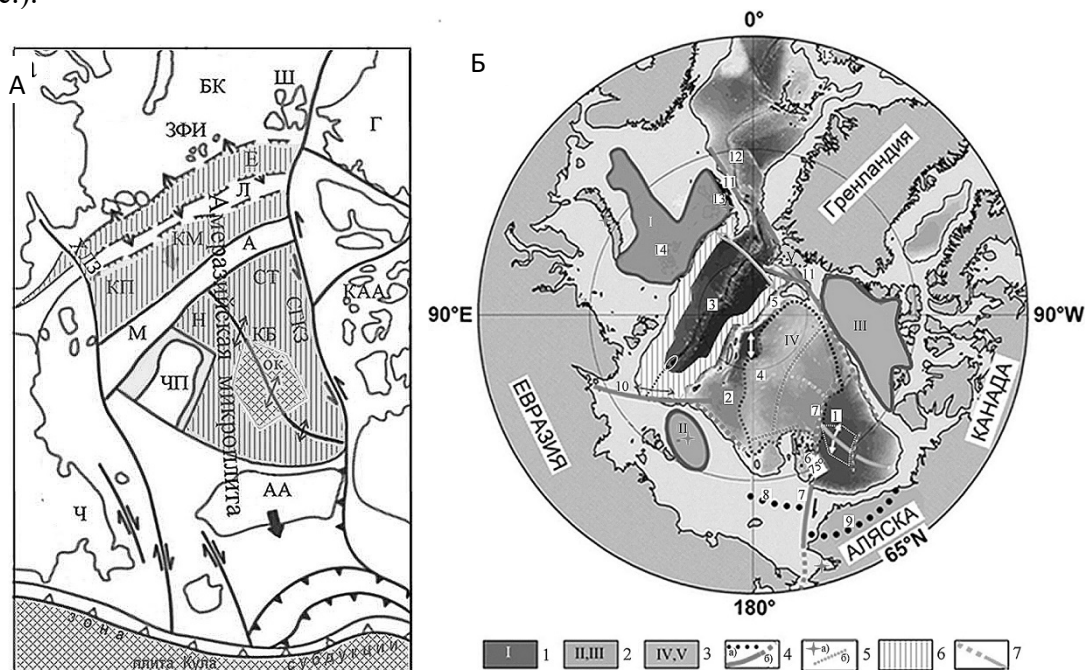


Рис. Рифтогенные бассейны, океаническая кора и магматизм Арктики:

А – палеотектоническая реконструкция на позднемеловое время и позиция Амеразийской микроплиты, ограниченной трансрегиональными зонами сдвигов

Вертикальная штриховка – меловая рифтованная кора, ромбическая штриховка – океаническая кора. БК – Баренцево-Карская окраина, ЗФИ и Ш – Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, Е – формирующийся Евразийский бассейн, Л – блок хребта Ломоносова; трансрегиональные сдвиговые зоны: ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская, СГКЗ – Северогренландско-Канадская; бассейны: КП – Подводников, КМ – Макарова, КБ – Канадский (ок – океаническая кора), Н – Наутилус, СТ – Стефансона; поднятия: М и А – Альфа-Менделеева, ЧП – Чукотское; Г – Гренландия, ЧП – Чукотка, АА – Арктическая Аляска;

Б – основные геоструктуры, провинции *позднемезозойского плюмового магматизма* и распределение типов коры в глубоководных бассейнах Арктики

1–3 – магматизм: 1 – преимущественно юрско-раннемеловой; 2 – преимущественно ранне-среднемеловой; 3 – преимущественно позднемеловой; 4 – а – депоцентр бассейнов, б – зоны сдвига и их перекрытые осадочным чехлом продолжения; 5 – а – проявления кайнозойского/позднекайнозойского магматизма, б – предполагаемые нарушения; 6 – сильно растянутый континентальный фундамент и транзитная кора в Евразийском бассейне; 7 – спрединговый центр и его возможное продолжение в Канадском бассейне (трапециевидный белый контур – окно океанической коры)

Римские цифры на схеме – магматические провинции: I – Баренцевоморская, II – Восточно-Сибирского моря, III – бассейна Свердруп (Канадский Арктический архипелаг), IV – хр. Альфа-Менделеева и севера Канадского бассейна, V – Северо-Гренландская. Арабские цифры на схеме: 1 – Канадский бассейн и его спрединговый центр (коническая трапеция – окно океанической коры); 2 – бассейн Подводников-Макарова; 3 – Евразийский бассейн со спрединговым центром хр. Гаккеля, белый овал – кальдера по [Ultraslow spreading and ... , 2019]; 4 – хр. Альфа-Менделеева, 5 – хр. Ломоносова, 6 – хр. Нортвинд, 7 – Чукотско-Канадская зона сдвига (трансформа) и ее возможные продолжения, 8 – Северо-Чукотский прогиб, 9 – прогиб Колвилл, 10 – Хатангско-Ломоносовская зона сдвига и ее продолжение, 11 – Шпицбергенско-Северогренландская зона сдвига и ее продолжение в виде Северогренландско-Канадского звена, 12 – спрединговый центр хр. Книповича, 13 – арх. Шпицберген, 14 – арх. Земля Франца-Иосифа

В *Канадском бассейне* начало первой (доокеанической) фазы рифтинга оценивается ~158 млн л. н., последующая фаза, связанная со спредингом, завершилась 128,6 млн л. н.. Третья, заключительная (постспрединговая), фаза деструктивных преобразований, фиксируемая на континентальных окраинах Канадского бассейна, проявилась в апт-альбское время. Отмеченные рубежи эволюционных преобразований литосферы, в которых основополагающая роль отводится *широкомасштабному рифтингу* с последующим спредингом, в определенной степени сопоставимы с пиками позднемезозойского базальтоидного магматизма охватившего не только континентальные окраины, но и область Центрально-Арктических поднятий (рис., Б).

На основе глубинных сейсмических методов и высокоразрешающей магнитометрии проведена переоценка области распространения океанической коры и возрастной привязки спрединговых линейных магнитных аномалий [Distribution of crustal ... , 2016; Cretaceous ocean formation ... , 2020; Zhang, Dument, Gao, 2019; и др.]. В результате окно распространения океанической коры в этом бассейне имеет размеры в длину ~590 км (с севера на юг), а в ширину – 340–400 км (с запада на восток), с внешней стороны краевых парных магнитных аномалий (трапециевидная область). Магнитные данные высокого разрешения позволили оценить ее возраст в диапазоне 139,5–128,6 млн лет [Distribution of crustal ... , 2016; Cretaceous ocean formation ... , 2020; Zhang, Dument, Gao, 2019]. В совокупности эти данные позволяют считать, что скорость спрединга была медленной и составляла ~32 (38) мм/год. На остальной части глубоководного ложа устанавливаются и доминируют сильно растянутые блоки континентального фундамента переходной (транзитной) коры, а по периферии – сооружения отрогов хребта Альфа-Менделеева и периокеанические блоки окраин континентов. Наличие значительных по площади распространения областей сильно растянутых блоков континентальной и транзитной коры к западу и востоку от окна океанической спрединговой коры свидетельствует о существовании на месте Канадской котловины в домеловое время (каменноугольный – юрский периоды) континенталь-

ного массива (суши), спрогнозированного еще в работе [Embry, 1993] и названного автором «Crockerland».

В *Евразийском бассейне* континентальные блоки сильно растянутого и погруженного континентального фундамента занимают его южный (прилаптевоморский) сегмент, а также располагаются вдоль подножий Баренцево-Карской окраины и хребта Ломоносова [Шипилов, 2023] (рис.). Считается, что максимальная полная скорость спрединга ультрамедленного хр. Гаккеля в Баренцево-Гренландской части Евразийского бассейна составляет ~13 мм/год, уменьшаясь в направлении к Лаптево-морской континентальной окраине до ~6–7 мм/год [Объяснительная записка, 1998]. Сейсмические разрезы в этом районе отображают непрерывную систему сброшенных блоков континентального фундамента с сопредельных районов континентальных окраин и хребта Ломоносова, возникшую под воздействием значительного рифтогенного растяжения земной коры в меловое время. Блоки сильно растянутого фундамента транзитной коры занимают практически весь крайний южный сегмент Евразийского бассейна, где отсутствуют регулярные полосовые магнитные аномалии. Никаких признаков, характерных для океанического фундамента, в волновой картине на сейсмических разрезах в этом сегменте Евразийского бассейна не обнаруживается.

Во взаимосвязи с указанными процессами на поздне-мезозойско-раннекайнозойском этапе геодинамической эволюции определилась новая блоковая делимость литосферы в Арктическом регионе с обособлением Американо-Евразийской микроплиты в его океанической геодепрессии. Фундаментальную роль в этой дифференциации структуры Арктики играли две крупные трансрегиональные зоны разломов со сдвиговой компонентой смещения – Шпицбергенско-Северогренландская (и ее продолжение в виде Северогренландско-Канадского звена) и Хатангско-Ломоносовская [Шипилов, 2004; Геодинамические обстановки в ... , 2021; Taters versus sliders ... , 2021] (рис.). Они отчетливо выделяются в рельефе дна, в структуре геофизических полей, по сейсмической информации и другим показателям. На сейсмических разрезах о сдвиговой природе отмеченных зон свидетельствуют изменения мощности в коррелятивных сейсмостратиграфических комплексах на различных структурных уровнях и гипсометрических отметок фундамента по обе стороны разломов. Хатангско-Ломоносовская зона разломов и ее продолжение по всем характеристикам, как и Северогренландско-Канадская, является трансрегиональной, т. е. участвующей в строении ряда разнородных структур литосферы. Время проявления правосдвиговых перемещений по Хатангско-Ломоносовской зоне присибирского окончания хребта Ломоносова относительно Сибирской палеоокраины началось в первой фазе рифтинга – в процессе значительного по масштабам общерегионального растяжения континентальной коры в апте-альбе. Смещение было продолжено в течение второй фазы рифтинга в позднем мелу – раннем кайнозое во взаимосвязи с заложением и развитием Евразийского бассейна. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что аналогичные смещения Американо-Евразийской микроплиты в сторону зоны субдукции Тихоокеанского бассейна устанавливаются для звеньев зоны разломов на гренландско-канадском окраинно-континентальном обрамлении глубоководных бассейнов. Таким образом, реализация движений по отмеченным зонам сдвига в позднем мелу – раннем кайнозое привела на данном этапе реорганизации литосферы к обособлению в Арктике новой композитной Американо-Евразийской микроплиты, которая объединила в себе блоки Арктической Аляски, Канадской котловины, Чукотского поднятия, поднятия Альфа-Менделеева, котловин Подводников и Макарова, и хребта Ломоносова (рисунок). Движение Американо-Евразийской микроплиты сопровождалось рифтогенезом и отрывом хребта Ломоносова от Баренцево-Карской окраины, раскрытием Евразийского бассейна в тылу хребта и трансформными смещениями – правосторонними вдоль Ха-

тангско-Ломоносовской зоны и левосторонними вдоль Северогренландско-Канадской разломной зоны.

В сравнительном плане следует отметить, что в сценариях развития Евразийского и Канадского бассейнов наблюдается определенное сходство: заложение на рифтованной в меловое время континентальной коре, участие в развитии трансрегиональных зон сдвига с обособлением микроплит, медленный/ультрамедленный спрединг и значительно меньшая площадь развития океанической коры, чем это считалось ранее.

Список литературы

Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии / Э. В. Шпилов, Л. И. Лобковский, С. И. Шкарубо, Т. А. Кириллова // Геотектоника. 2021. № 5. С. 3–26.

Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1: 2500000 / ред. Н. А. Богданов, В. Е. Хаин. М. : Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 1998. 127 с.

Шпилов Э. В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

Шпилов Э. В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Евразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2115–2142.

Шпилов Э. В. Океаническая кора, трансрегиональные зоны сдвига и Американо-Евразийская микроплита в мел-кайнозойской геодинамике формирования океана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 13, № 1. С. 4–17.

Cretaceous ocean formation in the High Arctic / A. Døssing, C. Gaina, H. R. Jackson, O. B. Andersen // Earth and Planetary Science Letters. 2020. Vol. 551. 116552. DOI: 10.1016/j.epsl.2020.116552.

Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean / D. Chian, H. R. Jackson, D. R. Hutchinson [et al.] // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 8–30.

Embry A. F. Crockerland – the northern source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Arctic Geology and Petroleum Potential. T. Vorren, E. Bergsager, O. Dahl Stammen, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, T. Lund (eds.). Norwegian Petroleum Society. Special Publication. 1993. Vol. 2. P. 205–216.

Taters versus sliders: Evidence for a long lived history of strike-slip displacement along the Canadian arctic transform system (CATS) / W. C. McClelland, J. V. Strauss, M. Colpron [et al.] // GSA Today, 2021. Vol. 31 (7). P. 4–11.

Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean / W. Jokat, J. O'Connor, F. Hauff [et al.] // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. Vol. 20. P. 6033–6050.

Zhang T., Dyment J., Gao J. Y. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: indications from high-resolution magnetic data // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46, N 23. P. 13712–13721.

ПАРАДИГМАЛЬНАЯ СУЩНОСТЬ ПОНЯТИЙ ПАССИВНОГО И АКТИВНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

В. Б. Шмакин^{1,2}

¹НПО «Энергогазизыскания», Санкт-Петербург, Россия

²НИЦ «Чукотка» ДВО РАН, Анадырь, Россия

Понятия «рифт», «рифтогенез» и производные от них в последние десятилетия, как и многие другие, стали, к сожалению, слишком свободными, что мешает их использованию в научном дискурсе. Рифтами стали называть самые разные и разноплановые объекты – от окраинных морей до ледниковых трогов. Для данной аудитории история этих понятий общеизвестна и не нуждается в подробном изложении. Во избежание умножения сущностей, мы вслед за С. В. Рассказовым и Е. В. Складчиковым [Складчиков, Рассказов, Ясныгина, 2010] считаем основополагающим определение рифта А. Л. Яншиным, сделанное на первом симпозиуме по проблемам рифтогенеза в этом же институте [Яншин, 1977]. Это определение подчеркивает комплексный, системный характер понятия рифта: в нём отражены и морфология (линейная отрицательная структура), и структурное выражение, и масштабы (вертикальные глубинные разломы до мантии), и динамическая обстановка (растяжение), и магматизм (базальтовый и контрастный вулканизм) рифтов. И действительно, именно такой системный парагенез достаточно чётко отделяет рифты от сходных объектов: различных грабенов на платформах, рамповых структур, изометричных депрессий, трапповых полей и прочих образований, в которых представлены лишь отдельные аспекты настоящего рифта.

Что касается причинно-генетических аспектов, то А. Л. Яншин обратил внимание на характерное «*существование под рифтами слоя разуплотнённого вещества верхней мантии, само существование которого, вероятно, обязано растяжению земной коры*» [Яншин, 1977, с. 5]. Таким образом, им подчёркивалась **первичность растяжения** земной коры и вторичность разуплотнений верхней мантии (низов литосферы) под рифтами, в дальнейшем так или иначе определённых в качестве диапиров аномальной мантии, подъёма границы Мохо и астеносферы, деструкции литосферы и т. п. явлений. Аналогичную позицию – «*пассивный апвеллинг горячей астеносферы*» в те же годы занимал и Д. Маккензи [McKenzie, 1978], и К. В. Боголепов: «*...рифтогенез сопровождается подъёмом к поверхности дифференциатов мантийного вещества...*» [Боголепов, 1977, с. 7] и другие авторы.

За прошедшие полвека значительную роль в изучении рифтов приобрели геофизические и сейсмологические исследования, направленные на большие глубины. Поэтому в понятие рифта и рифтогенеза многими включались характерные геофизические характеристики низов коры и мантийных уровней: пониженные скорости сейсмических волн, небольшие глубины очагов землетрясений, повышенный тепловой поток, часто со сложной пространственной структурой, отрицательные аномалии Буге и т. д. Однако всё это не самостоятельные признаки рифтов, а именно характеристики, отражающие с разных сторон такой ключевой параметр, как разуплотнённость низов литосферы.

Многочисленные более частные характеристики рифтов стали поводом для их детальных и внешне убедительных классификаций [Шенгёр, Натальин, 2009]. Однако положенные в основу этих классификаций признаки (в основном кинематические и геофизические) зачастую не являются независимыми и нередко сами играют роль ярлыков, не очень доказуемых наблюдениями.

Что касается **механизмов** континентального рифтогенеза, то за это время сложилась устойчивая терминология гипотез генезиса рифтов: **пассивным** рифтогенезом стали называть образование рифтов под действием сторонних сил, вызывающих растягивающие напряжения и деформации в литосфере, а (парадоксальным образом) **активным** – рифтогенез в верхах земной коры **под действием** того самого разуплотнения верхней мантии, которое и А. Л. Яншин и многие его последователи считали вторичным. Таким образом, смысл термина «активный» изменился на противоположный (ведь, по существу, такой «активный» рифтогенез в земной коре – это пассивный процесс, от стороннего воздействия снизу).

Физические корни такого понимания рифтогенеза можно найти ещё в классических работах 30-х гг. XX в. по дайковым комплексам Шотландии Дж. Ричи и Э. М. Андерсона, обосновавшим возможность раздвига вмещающих пород дайкой [Anderson, 1951]. Семиотические, парадигмальные же корни этого «активного рифтогенеза» появились с развитием тектоники плит в 60-х гг. XX в. Ведь вся она, как и её антипод – ортодоксальный фиксизм школы В. В. Белоусова – базируется на парадигме «*глубинного механицизма*» [Шмакин, 1991, 2002]. Суть его – в объяснении **наблюдаемых** явлений в земной коре – **гипотетическими** процессами в глубоких недрах мантии. В таком мировоззрении вся литосфера, вся земная кора, со всеми её плитами, кратонами, рифтами, островными дугами и пр. – лишь отражение неких процессов на недостижимой глубине (в случае тектоники плит – главным образом, мантийной конвекции). Естественно, что и в континентальных рифтах «активным» стал считаться рифтогенез, гипотетически вызванный воздействием мантии.

В какой-то степени этот «активный рифтогенез» – также отражение другой стороны парадигмы тектоники плит – примата океанической тектоники над континентальной. Из такой парадигмы проистекает бóльшая важность, по сравнению с континентальными, океанических рифтов – срединно-океанических хребтов, где и вынос мантийного вещества действительно имеет решающее значение, и процесс раздвига дайками субстрата хорошо изучен (например, в Исландии). Однако в природе реальная эволюция рифтогенеза направлена, напротив, скорее от континентальных рифтов к океаническим, с утонением и деструкцией континентальной коры вплоть до её исчезновения, как это особенно хорошо видно на севере Восточно-Африканской рифтовой системы, в Афарском рифте.

Наконец, наиболее общим корнем такого понимания «активного рифтогенеза» в парадигме глубинного механицизма является глубинное уже в психологическом смысле, вплоть до подсознательного, перцептуальное стремление дать всем явлениям природы возможно более простое, чаще всего механическое, или даже более узко – кинематическое объяснение.

Между тем разнообразные варианты физического и математического моделирования рифтогенеза, в том числе последователями школы Н. А. Логачёва, показывают предпочтительность именно представлений о первичности горизонтального растяжения самой земной коры, а не вертикального подъёма разуплотнённого вещества снизу: и в моделях, и в непосредственных наблюдениях в поле [Логачёв и его ... , 2010; Шерман, 1977].

Что же касается термина «**пассивный** рифтогенез», то его доминирующее понимание сводится к происхождению растягивающих напряжений и деформаций в рифте от механического воздействия от сторонних далёких плит. Так, в отношении современной Байкальской рифтовой системы (БРС) это чаще всего ссылка на отдалённые воздействия Индо-Евразийской коллизии, реже на субдукционные воздействия активной Тихоокеанской окраины. Парадигмально это то же стремление найти объяснение наблюдаемому **вовне, на стороне**, как и в случае термина «активный

рифтогенез», рассмотренного выше. Однако, несмотря на обилие публикаций на данную тему (например, [Ружич, Кочарян, Левина, 2016]), физическое обоснование возможности передачи импульса Индо-Азиатской коллизии на тысячи км сводится к априорным предположениям о жёсткости Евразийской плиты, не очень подтверждаемым даже прекрасно обоснованными тектонофизическими моделями [Разломообразование в литосфере ... , 1992]; к расчётам удельной плотности сейсмической энергии и к чисто иллюстративным графическим построениям о миграции этой энергии в Евразийской плите [Логачёв и его ... , 2010]. Заметим также, что гипотетическая большая роль плиоценовой Индо-Азиатской коллизии для развития БРС противоречит ключевой и многократно подтверждённой концепции Н. А. Логачёва о двухэтапности её развития в течение всего кайнозоя [Логачев, 2003], а возможно – и с унаследованием гомологичных мезозойских и более древних структур [Ружич, 1975].

Тем не менее по отношению к конкретной рифтовой системе концепция «пассивного» рифтогенеза в смысловом плане выглядит убедительнее, чем «активного» – по крайней мере, реально активными в самой рифтовой зоне оказываются именно литосферные плиты, а не глубокие слои мантии.

Как уже давно показали исследования, в частности, Кенийских рифтов, собственные движения крыльев рифта, независимо от их причин, при реальных допущениях теплоёмкости, теплопроводности, энергий плавления, кристаллизации и иных физических параметров – являются вполне достаточным источником энергии для разогрева и частичного плавления в верхней мантии [Фруадево, Сурио, 1977].

Что же можно противопоставить укоренившемуся, но, как мы видели, семантически противоречивому, пониманию «активного» и «пассивного» рифтогенеза? Очевидно, для этого надо выйти из парадигмы механицизма, особенно глубинного. Чем далее идёт процесс изучения континентальных рифтов, в частности БРС, тем более мы возвращаемся к классическому их пониманию именно как **систем**, обладающих собственными многоплановыми внутренними структурными связями, закономерностями развития и устойчивостью к внешним нарушениям. С энергетической и синергетической точек зрения рифтовые системы безусловно обладают избыточной внутренней энергией, диссипативны и способны к самоорганизации. Ни в каких внешних (ни геометрически, ни энергетически) источниках они для своего развития не нуждаются. Кроме того, чисто кинематические движения по разрывным нарушениям в пределах рифтовых систем оказываются меньшими по величине и энергии, если учесть вещественные преобразования, внутреннюю динамику, в том числе флюидную [Голубев, 2007], и другие внутренние процессы самоорганизации.

Отсюда следует вывод об ограниченности чисто механического или тем более кинематического понимания рифтов и о малой надобности их механических «объяснений» со стороны (будь то сбоку или снизу). Внимание должно быть обращено прежде всего на изучение самих рифтов, их сложной внутренней структуры, энергетических связей, вещественных преобразований и т. д. Наиболее перспективным в этом плане представляется приложение к рифтогенезу принципов и подходов синергетики [Ключевский, 2010].

Что касается терминологии, то представляется разумным отказаться от понятия «активного» рифта по отношению к континентальным рифтовым системам. Для их классификации с геологической, системной, точки зрения можно предложить термины «первичный», «вторичный», «унаследованный» и т. п.

Список литературы

Боголепов К. В. О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез» // Основные проблемы рифтогенеза / отв. ред. Н. А. Логачёв. Новосибирск : Наука, 1977. С. 6–11.

Голубев В. А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск : ГЕО, 2007. 222 с.

Ключевский А. В. Современные аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // Кайнозойский континентальный рифтогенез : материалы симпозиума. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 159–162.

Логачёв и его научная школа: вклад в изучение кайнозойских континентальных рифтов / С. В. Рассказов, С. И. Шерман, К. Г. Леви [и др.] // Кайнозойский континентальный рифтогенез : материалы симпозиума. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 17–35.

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

Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С. И. Шерман, К. Ж. Семицкий, С. А. Борняков [и др.] Новосибирск : Наука, 1992. 262 с.

Ружич В. В. Влияние древних разрывов на развитие новейших структур Байкальского рифта // Геология и геофизика. 1975. № 1. С. 130–138.

Ружич В. В., Кочарян Г. Г., Левина Е. А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сеймотектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 3. С. 383–406.

Склярёв Е. В., Рассказов С. В., Ясныгина Т. А. Предисловие // Кайнозойский континентальный рифтогенез : материалы симпозиума. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 13–14.

Фруадево К., Сурио М. Рифтообразование, дробление континентов и термический режим под тектоническими плитами // Основные проблемы рифтогенеза / отв. ред. Н. А. Логачёв. Новосибирск : Наука, 1977. С. 12–18.

Шенгёр А. М. Д., Натальин Б. А. Рифты Мира : учеб.-справ. пособие. М. : Геокарт, 2009. 187 с.

Шерман С. И. Некоторые закономерности деструкции земной коры при рифтогенезе // Основные проблемы рифтогенеза / отв. ред. Н. А. Логачёв. Новосибирск : Наука, 1977. С. 32–39.

Шмакин В. Б. Экзогенные факторы тектоники Земли // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 5. С. 13–22.

Шмакин В. Б. К геонимической парадигме // Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). X научный семинар. 5–6 февр. 2002 г. М. : Гармония строения Земли и планет, 2002. С. 8–17.

Янин А. Л. Что же такое рифты? // Основные проблемы рифтогенеза / отв. ред. Н. А. Логачёв. Новосибирск : Наука, 1977. С. 5–6.

Anderson E. M. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain Oliver and Boyd, 1951. 206 p.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 40, N 1. P. 25–32. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90071-7.

THE PARADIGMATIC SENCE OF THE CONCEPTS OF PASSIVE AND ACTIVE CONTINENTAL RIFTING

V. B. Shmakin ^{1,2}

¹"Energogazizyskaniya" Ltd., Saint Petersburg, Russian Federation

²"Chukotka" Scientific Research Centre, Anadyr, Russian Federation

In recent decades, the concepts of "rift", "rifting" and their derivatives, as well as many other terms, have unfortunately become too loose, which hinders their usage in scientific discourse. Large variety of diverse objects began to be called "rifts" – from marginal seas to glacial troughs. For this audience, the history of these concepts is well known and does not need to be explained in detail. In order to avoid the multiplication of entities, we, following S. V. Rasskazov and E. V. Sklyarov (Sklyarov et al., 2010), consider to be fundamental the definition of "rift" by A. L. Yanshin, made at the first symposium on the problems of rifting at this Institute. This definition emphasizes the complex, systemic nature of the concept of rift: it reflects: as morphology (linear negative structure), as structural expression and scale (vertical deep faults down to the mantle), as dynamic environment (extension), and magmatism (basaltic and contrasting volcanism) of rifts. Indeed, it is precisely this systemic paragenesis which separates quite clearly rifts from similar objects: various grabens on platforms, ramp structures, isometric depressions, trappean fields, and other formations in which only some aspects of the real rift are represented.

As for the causal and genetic aspects, A. L. Yanshin drew attention to the characteristic *"existence under the rifts of a layer of decompressed matter of the upper mantle, the very existence of which is probably due to the stretching of the Earth's crust"* (Yanshin, 1975, p.5). Thus, he emphasized **the primacy of the stretching** of the Earth's crust and the secondarity of the decompression in upper mantle (lower lithosphere) under rifts, which were later, in one way or another, determined as diapir fields of anomalous mantle, or an uplift of the Moho-asthenosphere boundary, or destruction of the lithosphere, and or other phenomena. In the same years, a similar position – *"passive upwelling of the hot asthenosphere"* – was held by D. McKenzie (McKenzie, 1978), by K. V. Bogolepov: *"... Rifting is accompanied by the rise of mantle matter to the surface of differentiates..."* (Bogolepov, 1975, p.7), and by other authors.

Over the past half-century, geophysical and seismological studies aimed to the depths have played a significant role in the study of rifts. For this reason, the concepts of rift and rifting have included numerous geophysical characteristics of the lower crust and mantle levels: reduced velocities of seismic waves, shallow depths of earthquake foci, increased heat flux, often with a complicated spatial structure, negative Bouguet anomalies, etc. However, all these are not independent features of rifts, but only characteristics that reflect in a variety of fashions such a key parameter as the dedensification of the lower lithosphere.

Numerous more specific characteristics of rifts have led to their detailed and apparently convincing classifications (Shengyor, Natalyin, 2009). However, the features underlying these classifications (mainly kinematic and geophysical) are often not independent, and often play the role of labels themselves, which are not very provable by observations.

As for the **mechanisms** of continental rifting, during this decades a stable terminology of rift genesis hypotheses has been formed: the formation of rifts under the influence of external forces that cause tensile stresses and deformations in the lithosphere, has come to be called **passive** rifting, and (paradoxically) **active** rifting is rifting in the upper crust **under the action** of the same decompression of the upper mantle, which both A. L. Yanshin and many of his followers considered to be the secondary phenomenon. Thus, the meaning

of the term "active" has changed to the opposite (after all, in essence, such "active" rifting in the Earth's crust is a passive process, from an external influence from below).

The physical roots of this understanding of rifting can be found in the classical works of the 1930's on the dyke complexes of Scotland. Ritchie and E. M. Anderson, who substantiated the possibility of spreading host rocks by a dyke (Anderson, 1951). The semi-otic, paradigmatic roots of this "active rifting" appeared with the development of plate tectonics in the 1960s. After all, it, as well as its antipode – the orthodox fixism of the V. V. Belousov's school – is based on the paradigm of "*deep mechanicism*" (Shmakin, 1991, 2002). Its essence is to explain **the observed** phenomena in the earth's crust by **hypothetical** processes in the deep depths of the mantle. In this worldview, all the lithosphere, all the Earth's crust, with all its plates, cratons, rifts, island arcs, etc., are only a reflection of certain processes at an unattainable depth (in the case of plate tectonics, mainly of mantle convection). So, clearly, in continental rifts, the rifting, hypothetically caused by the impact of the mantle, began to be considered "active".

To some extent, this "active rifting" is also a reflection of the other side of the plate tectonics paradigm – the primacy of oceanic tectonics when compare to continental one. From such a paradigm the greater importance, in comparison with continental rifts, of oceanic rifts arises, i.e. mid-ocean ridges, where the delivery of mantle matter is really crucial, and the process of dyke spreading of the substrate is well studied (in Iceland for example). In nature, however, on the contrary, the real evolution of the rifting is directed rather from continental to oceanic rifts, with the thinning and destruction of the continental crust up to its disappearance, as is especially evident in the north of the East African rift system, in the Afar rift.

Finally, the most common root of such an understanding of "active rifting" in the paradigm of deep mechanicism is the deep-seated, even subconscious, perceptual desire to give the simplest, most often mechanical, or even narrower, kinematic, explanation to all natural phenomena.

At the same time, various variants of physical and mathematical simulation of rifting, including those of the school of N. A. Logatchev, show the preference of ideas about the primacy of horizontal stretching of the Earth's crust itself, rather than the vertical uplift of decompressed matter from below: both in models and in direct field observations (Rasskazov et al., 2010; Sherman, 1977).

As for the term "**passive rifting**", its dominant understanding comes down to the origin of tensile stresses and deformations in the rift from mechanical action from external distant plates. For example, in relation to the modern Baikal Rift System (BRS), most often this is a reference to the remote effects of the Indo-Eurasian collision, less often a reference to the subduction effects of the Pacific Rim. Paradigmatically, it is the same desire to find an explanation for observed phenomena – **externally, on the side**, as in the case of the term "active rifting" discussed above. However, despite the abundance of publications on this topic (e.g., Ruzhich et al., 2016), the physical substantiation of the possibility of the Indo-Asian collision transmission over thousands of km is reduced to a priori assumptions about the rigidity of the Eurasian plate, which are not very confirmed even by well-grounded tectonophysical models (Sherman, 1992); to calculations of the specific density of seismic energy and to purely illustrative graphical constructions on the migration of the such energy in the Eurasian plate (Rasskazov et al., 2010). It should also be noted that the hypothetical large role of the Pliocene Indo-Asian collision for the development of the BRS contradicts the key and repeatedly confirmed concept of N. A. Logatchev about the two-stage nature of its development during the entire Cenozoic (Logatchev, 2003), and possibly with the inheritance of homologous Mesozoic and more ancient structures (Ruzhich, 1975).

Nevertheless, in relation to a particular rift system, the concept of "passive" rifting looks more convincing in terms of meaning than "active" rifting – at least, it is the lithospheric plates, that are actually active in the rift zone itself, not the deep layers of the mantle.

As it has shown long before, in particular, by studies of the Kenyan rifts, the natural motions of the rift sides, regardless of their causes, under real assumptions of heat capacity, thermal conductivity, melting energies, crystallization, and other physical parameters, are quite a sufficient source of energy for heating and moreover partial melting in the upper mantle (Froidevo, Surio, 1975).

What, then, can be contrasted with the ingrained, but, as we have seen, semantically contradictory, understanding of "active" and "passive" rifting? Obviously, to do this, it is necessary to get out of the paradigm of mechanism, especially of deep mechanism. The further the process of studying continental rifts, in particular the BRS, goes, the more we return to their classical understanding – namely, as **systems** with their own multifaceted internal structural connections, with patterns of development and with resistance to external disturbances. From an energetic and synergistic point of view, rift systems certainly have their own excess internal energy, they are dissipative, and capable of self-organization. They do not need in any external (neither geometrically nor energetically) sources for their development. In addition, real kinematic motions along faults within rift systems turn out to be smaller in magnitude and energy if we take into account material transformations, internal dynamics, including fluid dynamics (Golubev, 2007), and other internal processes of self-organization of the rift system.

This leads to the conclusion that a purely mechanical or, moreover, kinematic understanding of rifts is limited, and that there is little need for their mechanical "explanations" from the outside (whether from the side or from below). First of all, an attention should be paid to the study of the rifts themselves, to their complex internal structure, energy relations, material transformations, etc. In this regard, the application of the principles and approaches of synergetic to rifting seems to be the most promising (Klyuchevsky, 2010).

In terms of terminology, it seems reasonable to abandon the notion of "active" rift in relation to continental rift systems. To classify them from a geological, systemic point of view, the terms "primary", "secondary", "inherited", etc., can be proposed. **References**

Anderson E. M. *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, 1951, 206 p.

Bogolepov K. V. About the concepts of "rift structure" and "rifting". *The main problems of rifting*. Ed. N. A. Logatchev. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977, pp. 6–11. (in Russian)

Froidevo K., Surio M. Rifting, shifting of continents and thermic regime under tectonic plates. *The main problems of rifting*. Ed. N. A. Logatchev. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977, pp. 12–18. (in Russian).

Golubev V. A. *Conductive and convective heat removal in Baikal Rift Zone*. Novosibirsk, GEO Publ., 2007, 222 p. (in Russian)

Klyuchevskiy A. V. The modern attractors of rifting in the lithosphere of Baikal Rift System. *Cenozoic continental rifting. Proceeding of the symposium*. Irkutsk, 2010, vol. 2, pp. 159–162. (in Russian)

Logatchev N. A. History and geodynamics of the Baikal rift. *Russian Geol. Geophys.*, 2003, vol. 44, no. 5, pp. 373–387.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, vol. 40, no. 1, pp. 25–32. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90071-7.

Rasskazov S. V., Sherman S. I., Levi K. G., Ruzhich V. V., Kozhevnikov V. M., San'kov V. A. Academician N. A. Logachev and his Scientific School: The contribution to the studies of Cenozoic rifts. *Cenozoic Continental Rifting. Proceeding of the Symposium*. Irkutsk, 2010, vol. 1, pp. 17–35. (in Russian)

Ruzhich V. V. The influence of ancient faults to the development of modern structures of Baikal Rift. *Geology and Geophysics*, 1975, vol. 1, pp. 130–138. (in Russian)

Ruzhich V. V., Kocharyan G. G., Levina E. A. The evaluation of geodynamic influence of collision and subduction zones to the seismotectonic regime of Baikal Rift. *Geodynamics and Tectonophysics*, 2016, vol. 7, no. 3, pp. 383–406.

Shengyor A. M. Djalil, Natalyin B. A. *Rifts of the World (studies and glossary)*. Moscow, Geokart Publ., 2009, 187 p. (in Russian)

Sherman S. I. Some problems of destruction of the Earth crust under rifting. *The main problems of rifting*. Ed. N. A. Logatchev. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977, pp. 32–39. (in Russian)

Sherman S. I., Selinskyi K. J., Bornyakov S. A. et al. *Faulting in the lithosphere. Zones of Extension*. Novosibirsk, Nauka Publ., 1992, 262 p. (in Russian)

Shmakin V. B. Exogenic factors of the Earth tectonics. *Moscow Soc. Nat. Res. Bull. Geology*, vol. 66, 5, pp. 13–22. (in Russian)

Shmakin V. B. To the geonomic paradigm. *System "Planet the Earth" (Non-Traditional Problems of Geology) X sci. seminar. Feb. 5–6 2002. Proceeding of the conference*. Moscow, Harmony of Structure of the Earth and Planets Publ., 2002, pp. 8–17. (in Russian)

Sklyarov E. V., Rasskazov S. V., Yasnygina T. A. The preamble. *Cenozoic Continental Rifting. Proceeding of the Symposium*. Irkutsk, 2010, vol. 1, pp.13–14. (in Russian)

Yanshin A. L. What are rifts ended? *The main problems of rifting*. Ed. N. A. Logatchev. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977, pp. 5–6. (in Russian)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ, СЛЕДОВЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ БИЛЮТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**С. И. Штельмах¹, Н. Н. Ухова¹, Н. И. Акулов¹, В. В. Акулова¹, С. В. Пантеева¹,
О. Ю. Белозерова², М. Н. Рубцова¹**

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, fotina78@gmail.com

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Билютинское месторождение, на котором вскрыт фрагмент позднепалеозойской бимодальной дайковой серии, располагается в восточной периферии щелочно-гранитоидного Брянского плутона, в 70 км северо-восточнее г. Улан-Удэ, в среднем течении р. Челутай. Дайковая серия характеризуется аномальным скоплением субпараллельных даек (субвертикальные тела северо-восточного простирания мегаплагиофировых лейкобазальтов, трахидолеритов, трахибазальтов, кварцевых трахитов, щелочно-полевошпатовых трахитов, трахириолитов и комендитов), резко контрастирующих по составу с вмещающими карбонатными породами (PR₃–PZ₁₋₂), и прослеживается в виде дайкового пояса [Хубанов, Цыганков, Врублевская, 2012; Врублевская, Хубанов, Цыренов, 2013]. Образование пояса произошло в ранней перми (280–300 млн л. н.) [Буянтуев, Хубанов В. Б., Врублевская, 2017]. Внутреннее геологическое строение дайковой серии свидетельствует об условиях растяжения земной коры на заключительной стадии позднепалеозойского, мощнейшего в Центральной Азии гранитоидного магматизма, в результате которого сформировался Ангаро-Витимский батолит [Хубанов, Цыганков, Врублевская, 2012].

Выявленные незначительные контактовые воздействия даек на вмещающие известняки, по-видимому, связаны с небольшой мощностью большинства даек, а главное, с тем, что приток флюида в известняк экранируется эндоконтактовой закалочной зоной [Хубанов, Цыганков, Врублевская, 2012]. Обнаруженные жильные проявления мраморов свидетельствуют о влиянии контактового метаморфизма на известняки.

Объектами исследования являются образцы светло-серого известняка и пяти выявленных разновидностей мрамора: белого, белого с прожилками пирита, светло-серого с голубым оттенком, темно-серого и фиолетового, содержащего гематит. Образование пирита и гематита в мраморах связано с гидротермальной стадией контакто-метаморфических процессов.

Структура пород исследовалась в прозрачных шлифах с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213 и микроскопа OLYMPUS DP 12 (Япония). Минеральный состав образцов изучен методом порошковой дифракции (дифрактометр ДРОН-3, CuK α -излучение). Фиолетовый мрамор с гематитом дополнительно был исследован методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на электронном микроскопе MIRA 3 LMN TESCAN. Химический состав пород определен методом силикатного анализа [Рященко, Ухова, 2008]. Определение содержаний F, S_(общ.), V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sr и Ba выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр S8 TIGER фирмы Bruker, Германия) на основе методик [Ревенко, 1994]. Содержания Rb, Y, U, Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) получены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США), подготовка проб по методике [Determination of 24 ... , 2003].

Известняк и практически все разновидности мраморов данного месторождения на 97–99 % состоят из кальцита (CaCO₃), а содержания примесей не превышают 3 %. В качестве примесей в основном присутствуют тальк, амфибол, хлорит, сидерит, диопсид и пирит. Исключением является фиолетовый мрамор, содержащий только

89,45 % CaCO₃. По данным СЭМ, в нем также присутствуют гематит, кварц, апатит, барит, пирит, сфалерит, халькопирит и халькозин. С особенностями минерального состава фиолетового мрамора связаны пониженная концентрация (масс. %) CaO (49,53), максимальные содержания Fe₂O₃(общ.) (5,59), SiO₂(4,88), Al₂O₃(0,28), MnO (0,23) и P₂O₅(0,09), а также самые высокие концентрации (мг/кг) F (620), Ba (600), V (24), Ni (18), As (18), Pb (17), Rb (9,4) и Y (0,88) в нем по сравнению с другими карбонатными породами. Максимальное содержание S_(общ.) (2880 мг/кг) выявлено в белом мраморе с прожилками пирита. Концентрации Sr варьируют в очень узком диапазоне (7,0–8,1 мг/кг), содержания Cu – 6,0–13 мг/кг, Zn – 14–110 мг/кг. Содержания Sr изменяются в диапазонах от 145 до 320 мг/кг, а Ba – 9,0–600 мг/кг. Все исследуемые карбонатные породы характеризуются очень низкими концентрациями U (0,21–1,88 мг/кг) и Th (0,01–0,17 мг/кг). Суммарные содержания РЗЭ в карбонатных породах составляют 0,34–6,56 мг/кг, концентрации Y – 0,14–0,88 мг/кг (табл.).

Таблица

Содержания РЗЭ и Y (мг/кг) в карбонатных породах Билютинского месторождения

Элемент	Светло-серый известняк	Разновидности мрамора				
		Светло-серый с голубым оттенком	Белый	Белый с прожилками пирита	Темно-серый	Фиолетовый с гематитом
La	0,082	0,238	0,290	0,76	0,475	1,19
Ce	0,122	0,268	0,325	0,75	1,136	3,74
Pr	0,013	0,056	0,075	0,15	0,155	0,21
Nd	0,052	0,234	0,291	0,57	0,690	0,73
Sm	0,013	0,050	0,067	0,11	0,179	0,18
Eu	0,005	0,015	0,022	0,03	0,078	0,06
Gd	0,014	0,046	0,063	0,09	0,165	0,15
Tb	0,002	0,007	0,009	0,01	0,023	0,02
Dy	0,013	0,045	0,059	0,08	0,125	0,12
Ho	0,003	0,009	0,012	0,02	0,024	0,02
Er	0,009	0,027	0,038	0,05	0,071	0,07
Tm	0,001	0,004	0,006	0,01	0,01	0,01
Yb	0,008	0,023	0,031	0,05	0,056	0,06
Lu	0,002	0,004	0,005	0,01	0,009	0,01
Y	0,14	0,39	0,40	0,75	0,75	0,88
ΣРЗЭ	0,34	1,02	1,29	2,68	3,19	6,56
ΣРЗЭ _L	0,32	0,96	1,20	2,55	3,03	6,39
ΣРЗЭ _H	0,023	0,06	0,09	0,13	0,17	0,17
(La/Yb) _N	6,96	7,00	6,35	10,33	5,76	13,47
(Gd/Yb) _N	1,42	1,61	1,64	1,46	2,38	2,02
(La/Sm) _N	3,94	2,96	2,70	4,31	1,66	4,13
(La/Lu) _N	4,26	6,15	6,02	7,89	5,48	12,35
Ce/Ce*	0,77	0,56	0,55	0,51	1,07	1,63
Eu/Eu*	1,13	0,96	1,04	1,00	1,30	1,10
Y/Ho	47	43	33	38	31	44

Примечание: ΣРЗЭ – суммарное содержание РЗЭ; ΣРЗЭ_L – легких РЗЭ; ΣРЗЭ_H – тяжелых РЗЭ; Ce/Ce* – цериевая (Ce/Ce* = Ce_N/((2La_N+Sm_N)/3)) и Eu/Eu* – европиевая (Eu/Eu* = Eu_N/((Sm_N·(Tb_N·Eu_N)^{0.5})^{0.5})) аномалии [Знаменский, 2017], где N – значения РЗЭ, нормализованные по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Как видно, исследуемые карбонатные породы характеризуются накоплением легких лантаноидов, значения ΣРЗЭ_L/ΣРЗЭ_H изменяются от 13,33 в белом до 37,59 в фиолетовом мраморе, содержащем гематит (табл.). Светло-серый известняк, светло-серый с голубым оттенком и белый мрамора, имеющие практически идентичный химический состав, сходные концентрации CaO (55,16–56,26 масс. %), характеризуются наличием отрицательных аномалий Ce и положительных – Y (рис. 1).

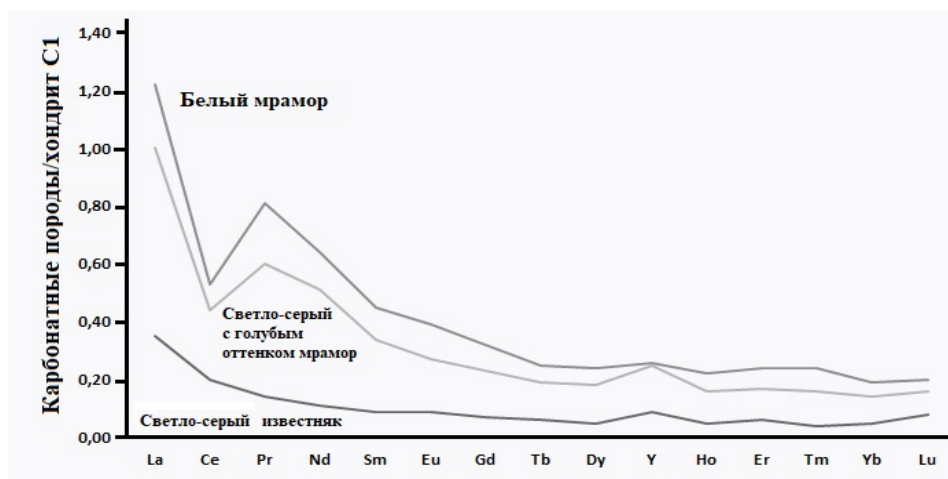


Рис. 1. Хондрит-нормированные графики распределения РЗЭ и Y в карбонатных породах сходного химического состава Билютинского месторождения

Следует отметить, что концентрация Ce в карбонатных породах зависит от окислительно-восстановительных условий формирования карбонатного осадка [Громова, Васильева, 2022]. Исследуемый светло-серый известняк и темно-серый мрамор имеют слабую отрицательную Ce аномалию, что указывает на их формирование на границе окислительно-восстановительных условий [The behavior of ... , 2019] (рис. 1, 2).



Рис. 2. Хондрит-нормированные графики распределения РЗЭ и Y в нескольких разновидностях мрамора Билютинского месторождения

Светло-серый с голубым оттенком и белый мрамор, а также мрамор с прожилками пирита имеют ярко выраженную отрицательную аномалию церия, которая характерна для окислительных условий формирования карбонатных минералов и морской воды [Громова, Васильева, 2022] (см. рис. 1, 2). Значения $V/(V+Ni)$ не превышают 0,65 для исследуемых карбонатных пород и соответствуют окислительной среде [Дуб, Мизенс, 2017].

Фиолетовый мрамор, содержащий гематит, напротив, имеет ярко выраженную положительную Ce аномалию, которая связана с высоким содержанием марганца (1782 мг/кг) в нем, так как сорбционные свойства оксидов Mn позволяют избирательно аккумулировать церий (рис. 2) [Дубинин, 2006]. Светло-серый с голубым оттенком и белый мрамора, а также мрамор с прожилками пирита характеризуются отсутствием Eu аномалии, светло-серый известняк и фиолетовый мрамор имеют слабую отри-

цательную Eu аномалию, исключение составляет темно-серый мрамор с положительной аномалией европия (см. рис. 2).

К общим особенностям исследуемых карбонатных пород относятся очень низкие концентрации U и Th, наличие положительной аномалии Y и значения Y/No (31–47) близкие к величинам Y/No в современной морской воде (46–65) и в рудообразующих флюидах активных гидротермальных систем задуговых бассейнов Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского рифта (25–50) [Знаменский, 2017].

Авторы статьи выражают благодарность З. Ф. Ущановской, В. Б. Савельевой, Л. И. Меньшагиной, М. В. Даниловой, Н. В. Брянскому за оказанную помощь при выполнении исследований. В работе задействовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682 и оборудование ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Список литературы

Буянтуев М. Д., Хубанов В. Б., Врублевская Т. Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 369–384.

Врублевская Т. Т., Хубанов В. Б., Цыренов Б. Ц. Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье) // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 55–64.

Громова П. А., Васильева К. Ю. Позднеюрские-раннемеловые сиповые карбонаты арх. Шпицберген: особенности состава и изотопно-геохимические характеристики // Азимут ГЕОнаук : тез. докл. Всерос. междисциплин. молодеж. науч. конф. Томск, 2022. С. 31–33.

Дуб С. А., Мизенс Г. А. Геохимические индикаторы фациальных и геодинамических обстановок карбонатного осадконакопления на востоке Среднего Урала в кизеловское время // Вестник Пермского университета. 2017. Т. 16, № 4. С. 330–339. DOI: 10.17072/psu.geol.16.4.330.

Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М. : Наука, 2006. 360 с.

Знаменский С. Е. Редкоземельные элементы и иттрий в кальците и пирите Орловского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2017. № 1. С. 135–141.

Ревенко А. Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. Новосибирск : Наука, 1994. 264 с.

Рященко Т. Г., Ухова Н. Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). Иркутск : Изд-во ИЗК СО РАН, 2008. 131 с.

Хубанов В. Б., Цыганков А. А., Врублевская Т. Т. Позднепалеозойская бимодальная дайковая серия Западного Забайкалья (Билютинский карьер). Путеводитель экскурсии II Всерос. молодеж. конф. «Геология Забайкалья». Улан-Удэ : ГИН СО РАН, 2012. 21 с.

Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion / S. V. Panteeva, D. P. Gladkochoub, T. V. Donskaya [et al.] // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. Vol. 58, Is. 2. P. 341–350. DOI: 10.1016/S0584-8547(02)00151-9.

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

The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review / D. Smrzka, J. D. Zwicker, W. Bach [et al.] // Facies. Springer Berlin Heidelberg. 2019. Vol. 65. P. 1–47. DOI: 10.1007/s10347-019-0581-4.

SEQUENTIAL MINERALIZATION AND MOLECULAR MECHANISM OF MAGNETOSOME IN *ACIDITHIOBACILLUS FERROOXIDANS* BYM

Lei Yan, Dan Zhao, Jiani Yang

College of Life Science and Biotechnology, Heilongjiang Bayi Agricultural University,
Daqing, Heilongjiang, China

Some merits endow the biomagnetic nanoparticles with promising potentials in the biomedicine and bio-agriculture field, including high stability, good biocompatibility, well-dispersibility and superparamagnetism (Yan et al., 2012b). Magnetosome-producing bacteria include magnetotactic bacteria (MTB) and non-magnetotactic bacteria (non-MTB). As one member of non-MTB, the ferrous oxidizing bacterium *Acidithiobacillus ferrooxidans* is the potential microbe to produce the biomagnetic nanoparticles. It is an acidophilic autotrophic bacterium that grows aerobically on a low-cost, simple-to-prepare medium (Yan et al., 2012a). It only requires sufficient Fe (II) and a suitable oxygen environment to produce magnetosome compared with MTB, thus conferring greater flexibility and potential application in biomagnetic nanoparticle production. However, as one of the hot topics in microbiology, the mechanistic insights into magnetosome synthesis are based mainly on the MTB and rarely on non-MTB. Thus, the chemical and physical environmental factors, sequential characteristics and genetic regulatory information of the magnetosome synthesis by *A. ferrooxidans* need to be revealed.

In our study, a magnetosome-producing bacterium *A. ferrooxidans* BYM, was isolated and magnetically screened. The magnetosome yield from 0.5896 to 13.1291 mg/g was achieved under different aeration rates, ferrous sulfate, ammonium sulfate, and gluconic acid concentrations at 30 °C. Transmission electron microscope (TEM) observed 6–9 magnetosomes in size of 20–80 nm irregularly dispersed in a cell. The elongated-prismatic magnetite magnetosomes with {110} crystal faces grown along the [111] direction (Fig. 1). Whole-genome sequencing and annotation of *A. ferrooxidans* BYM showed that 3.2 Mb chromosome and 47.11 kb plasmid coexisted, and 322 genes associated with iron metabolism were discovered. Ten genes that shared high similarity with magnetosome genes were predicted, providing sufficient evidence for the magnetosome-producing potential of *A. ferrooxidans* BYM (Zhao et al., 2022).

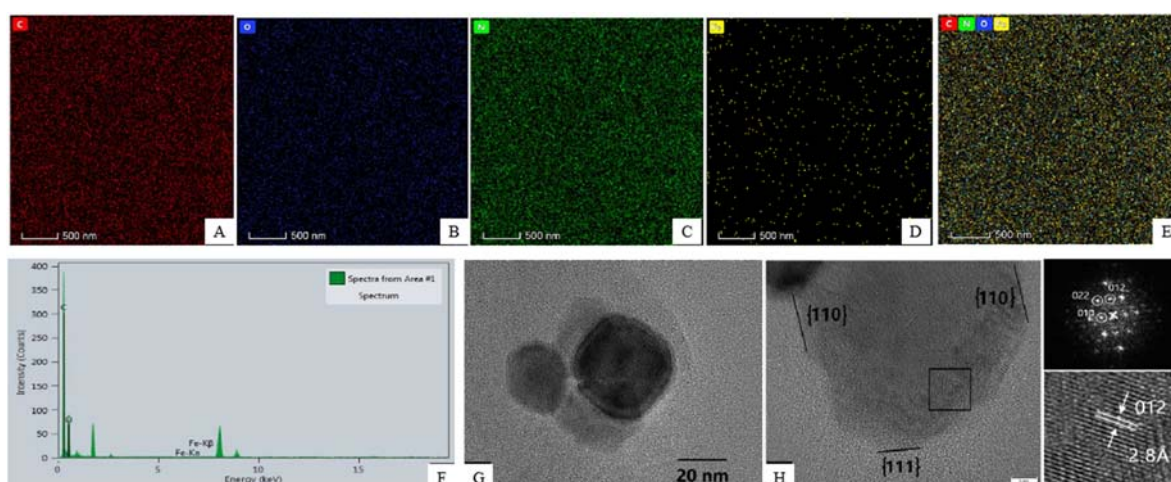


Fig. 1. TEM, STEM-EDXS and HRTEM observation of magnetosome

Then, we explored the intracellular distribution of iron in *A. ferrooxidans* BYM and the dynamic process of mineralization into magnetosomes. *A. ferrooxidans* BYM could uptake Fe (II) but not Fe (III). Fe (II) fluorescence labeling showed more Fe (II) in the cytoplasm than cell membrane. The fluorescence signal distribution of Fe (II) in the cytoplasm was uneven, indicating that Fe (II) might be clustered in different forms in the cytoplasm. The results of mass spectrometric identification are that magnetosome membrane originated from plasma membrane. The chemical composition analysis of iron mineralize into magnetosome shows that at the initial stage of mineralization, iron compounds exist in the form of a large number of goethite (α -FeOOH) and less hematite (α -Fe₂O₃) and magnetite (Fe₃O₄). With the extension of culture time, the proportion of α -FeOOH in iron compounds decreases and the proportion of Fe₃O₄ increases gradually, indicating that α -FeOOH is gradually transformed into Fe₃O₄.

Understanding the molecular mechanism of magnetosome synthesis in *A. ferrooxidans* BYM is particularly important. The magnetosome phenomic parameters, such as intracellular iron content, number and size of magnetosome, and the transcriptome data of *A. ferrooxidans* BYM were monitored and analyzed under different FeSO₄·7H₂O concentrations, growth times and magnetic field intensities. The construction of gene regulatory networks for magnetosome synthesis indicated that DEGs mainly enrich ion transport, oxidation-reduction process, membrane structure, signal transduction, and quorum sensing. The four modules were significantly associated with magnetosome phenomic parameters using a weighted gene co-expression network (WGCNA). Ten hub genes correlated considerably with magnetosome phenomic parameters ($P < 0.01$) were finally selected from 24 eigengenes related to iron metabolism screened from these models. Based on previous research results and the present study findings, we provide a hypothetical molecular model for magnetosome synthesis mediated by these hub genes in *A. ferrooxidans* BYM comprising membrane formation, iron uptake and transport, iron redox and crystal maturity (Fig. 2). Our results will enable in-depth studies of magnetosome synthesis in non-magnetotactic magnetosome-producing bacteria (Yang et al., 2023).

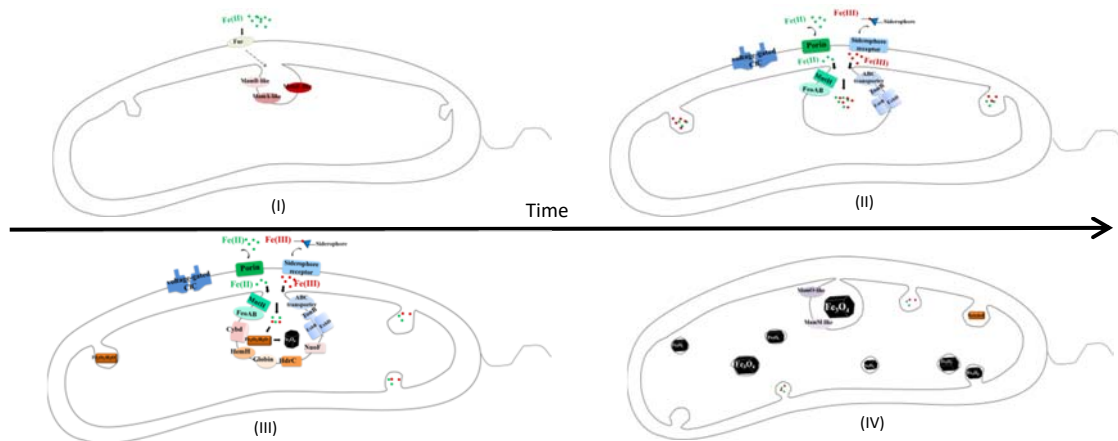


Fig. 2. The hypothetical model of magnetosome synthesis in *A. ferrooxidans* BYM

With the deepening of the research, we found that the low yield of magnetosomes synthesized by *A. ferrooxidans* BYM limits the commercial application. Herein, we employed a ¹²C⁶⁺ heavy-ion beam to induce mutagenesis of *A. ferrooxidans* BYM and successfully screened a mutant *A. ferrooxidans* BYMT-200 with a 1.36 mg/L magnetosome yield, which could stably inherit over many generations based on assessing cell magnetism and magnetosome synthesis. Comparative genome analysis detected 14 mutation sites, causing

six synonymous mutations, one missense mutation, and one nonsense mutation. Additionally, we performed a pan-genome analysis to understand how these mutant genes regulate magnetosome synthesis. The core genome of orthologous clusters was identified and visualized by progressive Mauve alignment and OrthoVenn. The regulatory genes related to iron metabolism, mainly involved in electron transport, iron acquisition, iron storage, and oxidative stress, were identified. Accordingly, we proposed a hypothetical mechanism for increasing magnetosome production in *A. ferrooxidans* BYMT-200 to withstand high oxidative stress caused by heavy ion radiation.

This study offers significant theoretical guidance for further studying the mechanism of magnetosome synthesis acquiring the high-yield magnetosome-producing bacteria.

References

- Yan L., Yue X. X., Zhang S., Chen P., Xu Z. L., Li Y., Li H. Y. Biocompatibility evaluation of magnetosomes formed by *Acidithiobacillus ferrooxidans*. *Materials Science and Engineering: C*, 2012a, vol. 32, P. 1802–1807.
- Yan L., Zhang S., Chen P., Liu H., Yin H. H., Li H. Magnetotactic bacteria, magnetosomes and their application. *Microbiological Research*, 2012b, vol. 167, pp. 507–519.
- Yang J. N., Zhang S., Zhang Y., Zhao D., Liu T., Sun X. D. Yan L. Phenomic and transcriptomic analyses reveal the sequential synthesis of Fe₃O₄ nanoparticles in *Acidithiobacillus ferrooxidans* BYM. *Microbiology Spectrum*, 2023, vol. 11 (6). DOI: 10.1128/spectrum.01729-23.
- Zhao D., Yang J. N., Lu D., Zhang S., Wang W. D., Yan L. Potential and whole-genome sequence-based mechanism of elongated-prismatic magnetite magnetosome formation in *Acidithiobacillus ferrooxidans* BYM. *World Journal of Microbiology and Biotechnology*, 2022, vol. 38, p. 121.

МЕТАЛЛЫ В НЕФТЯХ СКВАЖИН ДУЛИСЬМИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Т. А. Ясныгина¹, **С. В. Рассказов**^{1,2}, **Е. П. Попов**³, **Я. В. Самарина**⁴,
Е. П. Чебыкин^{1,5}, **А. М. Ильясова**¹, **С. С. Токарева**²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, ty@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча», Ленск, Россия

⁴ООО «УК «ЭЛЬГА», Москва, Россия

⁵Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Распределение металлов в нефтях зависит от условий образования нефтематеринских пород и нефтей. В целом оно тесно связано с двумя процессами: наследованием микроэлементов из органического вещества нефтематеринских пород и привнесением их из окружающих пород и пластовых вод в ходе формирования месторождений [Готтих, Писоцкий, Журавлев, 2008; Калинин, 2009].

Металлы и другие микроэлементы в нефтях месторождений Сибирской платформы содержатся в ультрамалых количествах, что создает трудности при их определении. Это обусловлено особенностями состава нефтей. В нефтях Ярактинского, Аянского и Атовского месторождений смолы присутствуют в небольшом количестве (до 6,23 %), асфальтены, как правило, отсутствуют (менее 2,48 %), порфирины не определяются [Нефти и конденсаты ... , 1980]. Именно в порфиринах, а с позиции группового состава – в асфальтенах, обычно концентрируются V, Ni, Fe и многие другие металлы, содержащиеся в нефтях и нефтепродуктах. Меньшая часть микроэлементов находится в смолах и в средних фракциях [Химия нефти, 1984; Геология и геохимия ... , 2004].

Первые данные по содержанию металлов в нефтях месторождений Иркутского амфитеатра (Сибирская платформа) были получены ещё в 1960-х гг. [Дробот, Исаев, 1966; Гуляева, Иткина, 1970]. Даже спустя много десятилетий, в большинстве случаев такие исследования ограничивались концентрациями V, Ni и нескольких (2–4) других элементов (Fe, Cu, Zn и т. п.). Наряду с низкими содержаниями характерных для нефтей V и Ni, нефти Восточной Сибири в среднем отличались от нефтей других провинций повышенными концентрациями Cr, Zn, Se, Zr, Cd [Готтих, Писоцкий, Журавлев, 2008], Sr, Rb, Sm, Th, Ti [Ясныгина, Рассказов, Маркова, 2015].

Дулисьминское нефтегазоконденсатное месторождение, наряду с Ярактинским и Аянским, относится к промышленно эксплуатируемым месторождениям Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НО). Эта область – часть Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НПП) – расположена на юго-востоке Сибирской платформы к северу от оз. Байкал. Основным источником углеводородов являются сланцы с высоким содержанием органического вещества, сформировавшиеся в среднем-позднем рифее и в венде [Нефти и конденсаты ... , 1980].

Металлы определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в нефтях из восьми скважин Дулисьминского месторождения. Химическую подготовку проб нефтей выполняли в ИЗК СО РАН кислотным разложением с последующим озолением. Для каждого образца выполняли несколько параллельных определений. Нефть нагревали в кварцевой посуде на платформе с тефлоновым покрытием с 8 мл HNO₃ и ~0,5 мл H₂O₂ в расчете на 3 г навески при медленном повышении температуры от 100 до 180 °С, затем на электроплите при температуре 220–250 °С. Для полной минерализации образцов проводили озоление в му-

фельной печи при медленном повышении температуры от 100 до 400–450 °С с интервалом 50 °С по показаниям термопары. Измерения проводили на масс-спектрометрах Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикрoанализ» в ЛИН СО РАН (А. П. Чебыкин) и Element-II ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» в ИГХ СО РАН (В. И. Ложкин). Концентрацию серы определяли рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре СТХ-300 (ИГУ, измерения В. А. Ревенко). Воду анализировали методом ИСП-МС на приборе Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикрoанализ».

В нефтях Дулисьминского месторождения определены наиболее низкие содержания V (2,5–14,9 нг/г) и Ni (5,7–20,7 нг/г), относительно нефтей других месторождений Сибирской платформы. Дулисьминские нефти железистые, $Fe > Ni > V$, с низкими значениями V/Cu, V/Fe, V/Pb. Низкие содержания V и Ni (нг/г) выявлены также в нефтях Ярактинского (6,7–174 и 8,8–73,3), Аянского (37–393 и 36–121) и Атовского (11 и 12) месторождений. Другая особенность нефтей большинства скважин Дулисьминского месторождения, общая с нефтями Ярактинского месторождения, – отсутствие или слабая выраженность положительной европиевой аномалии в спектре РЗЭ.

По распределению содержаний в нефтях скважин Дулисьминского месторождения выделяются две основные группы металлов: одна – K, Mn, Sr, Cu, U, другая – V, Ni, РЗЭ, Mo, Cd, Ti, Tl. Концентрации микроэлементов первой группы возрастают по направлению с запада на восток от скв. 1300 до скв. 502, для K и Mn – от скв. DR-11. В нефти трех других скважин восточной части месторождения (скв. 401, 301, 609) содержания металлов первой группы значительно снижаются. При этом для Mn и Sr наблюдается сильная корреляция концентраций в нефтях и в подземных водах по скважинам, также в направлении с запада на восток ($R^2 > 0,8$).

Для второй группы элементов характерен небольшой диапазон изменений концентраций с заметным повышением их в нефтях скв. 1108 и 1303 (для Ti и Tl и в скв. 1300), корреляций с содержанием их в подземных водах не наблюдается. Подобное разделение, по-видимому, связано с преимущественным переносом микроэлементов первой группы (в наибольшей степени Mn и Sr) в нефть подземными водами.

Сходство соотношений V, Ni и Fe в нефтях Дулисьминского, Ярактинского, Аянского и Атовского месторождений Сибирской платформы свидетельствует об их сходных условиях образования. Согласно подразделению в работах [Отражение катагенеза нефтей ... , 1983; Пунанова, 1998] это зрелые нефти, изолированно залегающие на большой глубине. По значениям V/Fe (0,002–0,021), V/Pb (0,2–7,8), Ni/Cu (0,06–1,27) нефти Дулисьминского месторождения характеризуются сильной степенью катагенетической превращенности. Значения V/Fe в них наиболее низкие среди проанализированных нефтей месторождений Восточной Сибири, хотя по другим микроэлементным показателям (V/Pb, V/Ni, Ni/Cu и т. п.) диапазоны значений близки. По соотношениям Ni/Cu, V/Pb, V/Fe и по содержаниям литофильных элементов (K, Sr и др.) нефти Лено-Тунгусской провинции в целом сходны с низкованадиевыми нефтями шельфа о. Сахалин [Изыльметьевское, Венинское, Аркутунское месторождения] (Микроэлементы и изотопы ... , 2015б] и с нефтями месторождений Калининградской вала Балтийской нефтеносной области [Вешев, Степанов, Васильева, 2000].

Список литературы

- Вешев С. А., Степанов К. И., Васильева Т. Н. Определение широкого круга элементов-примесей в нефтяных объектах // Геохимия. 2000. № 10. С. 1132–1136.
- Геология и геохимия нефти и газа / О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин. М. : Изд-во МГУ : Академия, 2004. 398 с.
- Готтих Р. П., Писоцкий Б. И., Журавлев Д. З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422, № 1. С. 88–92.

Гуляева А. А., Иткина Е. С. Микроэлементы в нефтях и породах нижнего кембрия и венда Иркутского амфитеатра // Малые и рассеянные элементы в осадочных породах и нефтях. М. : Наука, 1970. С. 55–67.

Дробот Д. И., Исаев В. П. Новые данные о составе и свойствах нижнекембрийских нефтей Приленского района Иркутского нефтегазоносного бассейна // Геология и геофизика. 1966. Т. 7, № 10. С. 32–41.

Калинин Е. П. Геохимическая специфика нефти и ее природа (обзор) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2009. № 1. С. 6–12.

Микроэлементы и изотопы стронция в нефтях из месторождений шельфа о. Сахалин / Т. А. Ясныгина, С. В. Рассказов, М. Е. Маркова [и др.] // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 32–43.

Нефти и конденсаты венда и нижнего кембрия Сибирской платформы (Справочное руководство) / отв. ред. Д. И. Дробот. Иркутск : Вост.-Сиб. НИИГГиМС, 1980. 93 с.

Отражение катагенеза нефтей и битумоидов в их микроэлементном составе / В. А. Чахмахчев, И. Ф. Лосицкая, В. И. Тихомиров, Р. А. Семенова // Геохимия. 1983. № 1. С. 152–157.

Пунанова С. А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нефтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.

Химия нефти / Ю. В. Поконова, А. А. Гайле, В. Г. Спиркин [и др.]. Л. : Химия, 1984. 360 с.

Ясныгина Т. А., Рассказов С. В., Маркова М. Е. Металлы в нефтях месторождений южной части Лено-Тунгусской провинции // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2015. Т. 14. С. 139–150.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Акулов Н. И. *15, 205*
Акулова В. В. *205*
Алексеева Н. В. *41*
Амосова А. А. *22*
Андреева Ю. С. *108*
Архипенко В. И. *112*
Асламов И. А. *112, 146*

Б

Балуев А. С. *18*
Безрукова Е. В. *22*
Беленович Т. Я. *72*
Белозёрова О. Ю. *205*
Бердников И. М. *59*
Бердникова Н. Е. *59*
Бобров А. А. *148*
Бокарева А. А. *25*
Брусиловский Ю. В. *18*
Брыжак Е. В. *27*
Бурхисанов А. О. *100*
Бызов А. М. *146*
Бызов Л. М. *29*
Бычинский В. А. *170*

В

Валитов М. Г. *104*
Вафин Д. М. *117*
Вахромеев А. Г. *89*
Войта Л. Л. *41*
Вологина Е. Г. *30*
Волчатова В. В. *22*
Воронцов А. А. *176*

Г

Герман Е. И. *171*
Гилёва Н. А. *136*
Гнатовский Р. Ю. *146*
Гранин Н. Г. *146*
Графеев О. Е. *33*
Гребенщикова В. И. *35*

Д

Дакснер-Хёк Г. *41*
Даргын-оол Д. В. *62*
Демидова Е. В. *89*
Джурик В. И. *27*
Добрынина А. А. *39*

Донская Т. В. *162*

Е

Ербаева М. А. *41*
Ефремов С. В. *44*

Ж

Жгилев А. П. *47*

З

Замана Л. В. *52*
Звягинцева Е. В. *55*
Зуев Ф. Л. *146*

И

Иваненко А. Н. *18*
Иванова В. В. *41, 55*
Иванова Н. А. *89*
Ильясова А. М. *112, 186, 212*

К

Казанский А. Ю. *41, 59*
Каримов А. А. *47*
Клементьев А. М. *62*
Коваленко С. Н. *94*
Корольков А. Т. *65*
Крайнов М. А. *22*
Кузин А. М. *68*
Кузьмин М. И. *35*
Куклин А. П. *52*
Кулагина Н. В. *22*
Куроленко А. А. *156*
Кутинов Ю. Г. *72*

Л

Лазаренко С. А. *75, 89*
Ларин С. И. *78*
Ларина Н. С. *78*
Левина Е. А. *82, 133*
Левицкий В. И. *85*
Левицкий И. В. *85*
Лунина О. В. *96*
Лухнёв А. В. *146*

М

Максимов Ф. Е. *78*
Мамаков Д. О. *89*
Мамакова Т. С. *89*
Масленников М. А. *89*

Матасова Г. Г. 41, 59
Мельникова В. И. 136
Мёрс Т. 41
Минеев А. Л. 72
Мирошниченко А. И. 146
Монгуш А. Р. 94

Н

Намзалова О. Д. Ц. 41
Низовцев А. С. 96
Никулова Н. Ю. 159
Новопашина А. В. 35

П

Пантеева С. В. 205
Папаев А. П. 186
Парначев В. П. 189
Перепелов А. Б. 47
Плюснин А. М. 100
Попов Е. П. 212
Предеин П. А. 171
Примина С. П. 89
Прошкина З. Н. 104

Р

Радзиминович Н. А. 144
Радзиминович Я. Б. 30
Рассказов С. В. 9, 25, 94, 108, 112, 117,
125, 129, 133, 186, 212
Резницкий Л. З. 85
Решетова С. А. 22, 125
Рубцова А. Е. 15
Рубцова М. Н. 15, 205
Ружич В. В. 82, 133, 136
Рычкова К. М. 140

С

Самарина Я. В. 212
Санжиева Д. П. -Д. 144, 171
Саньков А. В. 146
Саньков В. А. 39, 146
Сасим С. А. 176
Седов С. Н. 189
Семинский К. Ж. 148
Серебренников С. П. 27
Сивцев А. И. 152
Сивцев Н. А. 152
Сигеев И. А. 104
Смелый Р. В. 22
Снопков С. В. 112, 156, 186
Соболева А. А. 159
Степанова А. В. 173

Сукнёва М. О. 162
Сутурин А. Н. 165

Т

Тверитинова Т. Ю. 11, 167
Тетиали Б. Я. 170
Тимофеев Н. Г. 152
Токарева С. С. 212
Тубанов Ц. А. 144, 171
Тугарев С. Д. 129

У

Украинцев А. В. 100
Усольцева М. В. 125
Устинова В. В. 173
Ухова Н. Н. 205

Ф

Федерягина Е. Н. 176
Филинов И. А. 22, 41, 59

Х

Хензыхенова Ф. И. 184
Хубанов В. Б. 159

Ц

Цыпукова С. С. 47

Ч

Чебыкин Е. П. 112, 186, 212
Чистова З. Б. 72
Чувашова И. С. 25, 108, 125, 129

Ш

Шарастепанов Б. Д. 186
Шейнкман В. С. 189
Шипилов Э. В. 193
Шмакин В. Б. 197
Штельмах С. И. 205
Штурм М. 30

Щ

Щербаков Ю. Д. 47
Щетников А. А. 22, 41, 59

Я

Ясныгина Т. А. 25, 108, 125, 129, 212

С

Chuvashova I. S. 120

L

Lunina O. V. 92

M

Mart Y. *92*

N

Nguyen Th. Ph. Th. *180*

P

Phi H. Th. *180*

R

Rasskazov S. V. *120*

S

Sun Yimin *120*

Y

Yan Lei *209*

Yang Jiani *209*

Yasnygina T. A. *120*

Z

Zhao Dan *209*

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Материалы V Всероссийской конференции
с участием иностранных ученых,
посвященной памяти академика Н. А. Логачева
в связи с 95-летием со дня рождения
Иркутск, 16–19 апреля 2024 г.

ISBN 978-5-9624-2262-6

Материалы публикуются в авторской редакции

На обложке:

сопоставление разрезов кайнозойских отложений Тункинской долины (а),
юго-восточного побережья оз. Байкал (б) и Баргузинской долины (в)
из работы Н. А. Логачева (1958)

Подписано в печать 08.04.2024. Формат 60×84 1/8
Уч.-изд. л. 15,1. Усл. печ. л. 27,3. Тираж 120 экз. Заказ 87

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИГУ
664082, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 124